

**СЕДИМЕНТАЦИЯ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ:
типы осадков, метаморфизованные осадочные
бассейны, эволюция терригенных отложений**

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ, ПРИНЯТЫХ В КНИГЕ

AB	альбит	Pel	ILL+MM+CHL+KN+SRP
Amf	амфибол	Phl	флогопит
AN	анортит	PL	плагиоклаз
Anh	ангидрит	PR	пирит
ANK	анкерит	PRL	пирролюзит
AP	апатит	Q	кварц
Bi	биотит	RCH	родохрозит
Carb	CC+DL+ANK+SD+RCH	RT	рутил
CC	кальцит	Scp	скаполит
CHL	хлорит	SD	сидерит
C _{org}	углерод	SHM	шамозит
Cpx	клинопироксен	Sil	силлиманит
Di	диопсид	Sod	содалит
DL	доломит	SRP	серпентин
Ep	эпидот	Wo	волластонит
FL	флюорит	Zo	цоизит
Fr	форстерит		
Fsp	OR+AB+AN		
GB	гиббсит		
Grs	гроссуляр		
Grt	гранат		
GT	гетит		
GY	гипс		
Hbl	роговая обманка		
HL	галит		
Hp	гиперстен		
ILL	иллит		
ILM	ильменит		
Kfs	калиевый полевой шпат		
KN	каолинит		
Lc	лейцит		
Mgs	магнезит		
MM	монтмориллонит		
Ms	мусковит		
MST	магнезит (нормативный)		
MT	магнетит		
Ne	нефелин		
Ol	оливин		
Orx	ортопироксен		
OR	ортоклаз		

Глава 1

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ОСАДКИ И МЕТОДИКА РЕКОНСТРУКЦИИ ЛИТОГЕНЕЗА В МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПАЛЕОБАССЕЙНАХ

Для правильного понимания содержания книги, которая является первым опытом широкого анализа условий осадконакопления в метаморфических поясах раннего докембрия, в данном разделе изложены эмпирические и теоретические предпосылки проведенных исследований и основы их методологии. Эти сведения необходимы для правильной оценки читателем значимости полученных результатов, для адекватного понимания необходимых ограничений в интерпретации приведенных далее данных.

1.1. Вводные положения: возрастные подразделения, типы метаморфических пород, цели данного исследования

Раннедокембрийский отрезок истории Земли охватывает огромный интервал геологического времени: от первых датированных геологических процессов (>3.8 млрд. лет назад) в эоархее и до конца палеопротерозоя (1.6 млрд. лет назад, шкала по [Gradstein et al., 2004]). Естественно, особый интерес вызывают предельно древние датированные процессы, поэтому они кратко рассмотрены ниже. Для возрастного расчленения предложено много систем и отдельных терминов, характеризующих те или иные стратиграфические уровни. Однако в метаморфических комплексах практически не известны разрезы, где был бы достоверно установлен верх и низ пласта, поэтому термин «стратиграфический» в региональных описаниях таких комплексов просто неуместен или может быть использован отдельными авторами совершенно условно, соответственно авторскому уровню понимания возрастных соотношений описываемых структурно-вещественных комплексов. Для отчетливого понимания читателем используемой далее возрастной терминологии ниже приводится сопоставление совре-

менных возрастных шкал раннего докембрия. Поскольку представленная книга является первым опытом подобного исследования, его цели в развернутом виде охарактеризованы ниже, с учетом обширных данных предшествующих исследований, интенсивно развивавшихся в нашей стране в 80-е годы прошлого столетия.

Возрастная шкала, древнейшие датировки

Возрастные подразделения. Метаморфические породы, вместе с гранитоидами, составляют преобладающую массу земной коры континентов и особенно широко распространены в докембрийских кратонах. Расчленение докембрия по данным изотопного датирования определяет стратиграфическую терминологию, применяемую по разному в различных публикациях. Используемая в цитируемых ниже источниках авторская терминология сохранена, за небольшими исключениями, поэтому предлагается обобщенная схема терминов и их соподчинения, построенная на наиболее распространенных возрастных шкалах (рис. 1.1.1). Часто в литературе употребляется упрощенное деление на ранний и поздний (рифей и венд) докембрий. К раннему докембрию относится архей, от 3.8 до 2.5 млрд. лет, и ранний протерозой (палеопротерозой), 2.5–1.6 млрд. лет. Разделение раннего и позднего докембрия естественно обусловлено тем, что после 1.6 млрд. лет появляются обширные, глобально распространенные шельфовые бассейны, и на кратонах формируются платформы, а складчатые области по особенностям формирования и метаморфизма достаточно близки к орогенным областям фанерозоя [Хаин, 2001]. Области распространения раннего докембрия сосредоточены в основном в пределах кратонов, а с учетом ареалов докембрийской коры, перекрытых более поздними отложениями, составляют подавляющую часть континентального сегмента земной коры (рис. 1.1.2). На этой карте имеются некоторые неточности, например, в Печорской впадине нет архейского фундамента [Хаин, 2001], Сибирский кратон, как сейчас известно, имеет иную конфигурацию [Розен, 2003]; тем не менее, карта в полной мере позволяет ориентироваться в геологическом положении обсуждаемых в работе древних структур.

Древнейшие изотопные датировки и начало геологической летописи. Наиболее древние кратоны – это области распространения глубокометаморфизованных пород и гранитоидов. Они представляют собой достаточно обширные структуры, площадь которых составляет от 0.3 до 1.6 млн. кв. км. Начало их формирования относится ко времени 3.6–3.0 млрд. лет назад, а более молодые процессы датируются в 2.8–2.6 и 2.1–1.9 млрд. лет [De Wit, 1996] (табл. 1.1.1).

По определению, докембрийская история начинается сразу после аккреции планеты, т.е. с 4.6 млрд. лет назад. Однако датируются первые геологические события только начиная с 4.2 млрд. лет. Это обломочные цирконы с возрастом 4.2 млрд. лет в кварцитах с возрастом отложения 3.3–3.5 млрд. лет, район Маунт Нерриер в Западной Австралии [Amelin et al., 1999] и ортогнейсы Акаста в провинции Слейв, Канада, датированные в 4.00–4.03 млрд. лет [Bowring, Williams, 1999]. Значения по цирконам 3.927–3.962 млрд. лет получены для комплекса

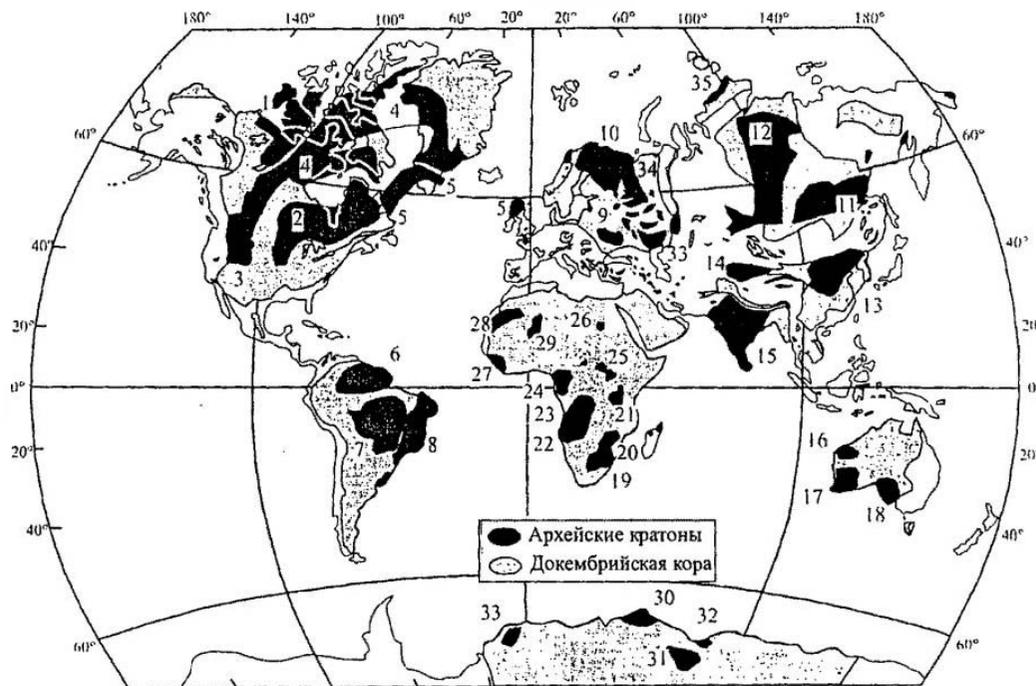


Рис. 1.1.2. Карта континентов, отражающая распределение архейских кратонов и регионов с докембриской корой в основании [Kuski, Polat, 1999, по многим источникам]

Архейские кратоны и их фрагменты: 1 – провинция Слейв; 2 – Сьюпириор; 3 – Вайоминг; 4 – Камивак (Хири); 5 – Северо-Атлантический (Нейн, Готхаб, Льюизиан); 6 – Гвиана; 7 – Центрально-Бразильский (Гуапор); 8 – Атлантический (Сан-Франциско); 9 – Украинский; 10 – Балтийский (Кола); 11 – Алданский; 12 – Анабарский; 13 – Сяно-Корейский; 14 – Таримский; 15 – Индийский; 16 – Пилбара; 17 – Йилгарн; 18 – Гаулер; 19 – Каапваль; 20 – Зимбабве; 21 – Замбийский; 22 – Алгольский; 23 – Касан; 24 – Габонский; 25 – Кибали; 26 – Ювеннат; 27 – Либорийский; 28 – Маритан; 29 – Куцал; 30 – Комплекс Напьер; 31 – Горы Принца Чарльза; 32 – Вестфолд Хиллс; 33 – Хребты Хеймфронт; 34 – глубоко погруженные архейские породы Восточно-Европейского щита; 35 – Таймыр

точника тоналитов [Pidgeon, Wilde, 1998], а датировки тоналитовых гнейсов Миберри, Йилгарн – 3.730–3.62 млрд лет – внедрения [Kinny, Nutman, 1996]. Ксенокристы циркона с возрастом 3.702 млрд лет содержатся в интрузивных гранодиоритах, внедрившихся 3.5 млрд лет назад в провинции Барбертон, Южная Африка [Krooner et al., 1996]. Древнейшие породы Южной Америки датированы по циркону из массива Сан-Хозе, Бразилия, в 3.5 млрд лет, что согласуется с модельным Sm-Nd возрастом в 3.7 млрд лет и указывает на время магматического процесса [Dantas et al., 2004].

Перечисленные датировки – это высокоточные определения, однако их геологическая трактовка вызывает методические возражения. В частности,

Распределение результатов изотопного датирования по наиболее изученным раннедокембрийским кратонам [De Wit, 1996]

Кратон	Площадь, 10 ⁶ км ²	Мощность коры, км, интервал (среднее)	Архейские возрасты, интервал (%)		Количество достоверных датировок U-Pb методом
			Ранние	Поздние	
АФРИКА					
Каапвал	1.2	32-40 (37)	3.6-3.2 (60)	3.0-2.6 (40)	100
Зимбабве	0.27	30-40 (35)	3.0-3.3 (10)	2.7-2.6 (90)	22
АВСТРАЛИЯ					
Пилбара	0.06	28-33 (32)	3.6-3.1 (90)	3.0-2.8 (10)	50
Пилгарн	1.0	38-40 (39)	3.7-3.3 (10)	2.8-2.6 (70) 3.0-2.8 (20)	150
СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА					
Сьюперитор	1.57	35-40 (38)	3.3-3.0 (10)	2.8-2.7 (90)	1150
ЮЖНАЯ АМЕРИКА					
Сан-Франциско	0.82	37-42 (39)	3.5-3.0 (30)	2.9-2.7 (50) 2.1-1.9 (20)	30

представляется открытым вопрос, не являются ли датированные цирконы большей частью ксенокристами. Тогда они датируют возраст далеких предшественников тех магматогенных пород, внутри которых залегают, и их датировки входят в противоречие с данными Sm-Nd минеральных изохрон [Whitehouse et al., 2001]. Тем не менее очевидно, что циркон – это типичный акцессорный минерал средних и фельзических магм, поэтому само существование древнейших цирконов отражает начало процессов формирования сиалической коры. Статистический анализ частоты встречаемости датировок циркона с возрастом >3900 млрд. лет в метаседиментах с возрастом >3500 млрд. лет показал, что древние датировки встречаются весьма редко и свидетельствует о новообразовании коры >3900 млрд. лет, а не о ее рециклинге в более поздние времена [Nutman, 2001].

Положение метаморфических пород в раннедокембрийских комплексах. В раннем докембрии обстановка формирования геологических объектов сложна, разнообразна, и в большинстве случаев требует определенных реконструкций, которые, в свою очередь, должны быть методически корректны и обоснованы. В данной работе рассматриваются седиментогенные породы осадочных бассейнов раннего докембрия, попавшие в глубинные условия и претерпевшие интенсивный метаморфизм, при котором изначальные текстуры осадка практически полностью утрачиваются, и о многих условиях литогенеза приходится судить по косвенным признакам.

Два главных типа структур могут быть выделены среди раннедокембрийских комплексов, как можно сказать в первом приближении. Это гранит-зеленокаменные и гранулит-гнейсовые ареалы (террейны). Относительно небольшие площа-

ди занимают слабо затронутые метаморфизмом раннедокембрийские осадочные бассейны.

Гранит-зеленокаменные террейны включают обширные изометричные, амбообразные ареалы гранитоидов, между которыми зажаты линейные складки, сложенные основными вулканитами и граувакками (зеленокаменные пояса), метаморфизованными в зеленосланцевой и/или амфиболитовой фации и занимающие обычно менее 10% площади террейна.

Гранулит-гнейсовые террейны состоят главным образом из плагиогнейсов (эндербитов), основных кристаллосланцев (предположительно островодужных метавулканитов), а также метакарбонатов и кварцитов, в совокупности относящихся к гранулитовой и/или амфиболитовой фациям метаморфизма. Они смяты в узкие (первые километры в размахе крыльев) изоклиналильные складки, нередко участвующие в строении крупных анти- и синформ. Температуры при метаморфизме достигали 750–980°C, что приводило к парциальному плавлению и отщеплению гранитного расплава, однако степень плавления не превышала 15%, что не приводит к серьезным изменениям валового химического состава [Розен, Федоровский, 2001]. Постепенный рост давления до 6–12 кбар сменялся обычно изотермической декомпрессией, свидетельствующей как об эрозии, так и об обвале (коллапсе) горного сооружения. Глубина эрозии оценивается в 10–25 км, поэтому очевидно, что наблюдаемые метаморфические комплексы характеризуют средние горизонты континентальной коры, тогда как верхние горизонты, отражавшие полную геологическую картину развития докембрийских палеобассейнов, безвозвратно утрачены.

Следует отметить, что гранит-зеленокаменные ассоциации представляют собой верхнекоровые комплексы, где преобладают гранитоиды, в то время как гранулит-гнейсовые – это нижнекоровые образования (преимущественно гранулиты), поэтому в пределах одного и того же террейна можно наблюдать их постепенную смену в пространстве при разной глубине эрозионного среза, что проявляется в зонах нарастающего (проградного) метаморфизма.

Большинство регионов глубокого метаморфизма прошли стадию плутоно-метаморфического преобразования в интервале 3.1–2.5 млрд. лет, а некоторые из них сохраняют признаки возникновения 3.9–3.6 млрд. лет назад. К их числу относятся Алданская и Анабарская провинции Сибири, некоторые террейны Балтийского щита, провинции Слейв в Канаде и Лабрадор в Западной Гренландии, пояс Лимпопо в Африке, провинция Хебей в Китае, Земля Эндерби в Антарктиде, и ряд других. По преобладанию магматических или седиментогенных пород можно выделить ареалы: 1– состоящие из мафических и фельзических вулканитов, интродуцированных гранито-гнейсами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГ), которые подобны субдукционным «I-гранитам», как, например в Западной Гренландии или в Северо-Западной Шотландии; 2– состоящие из седиментогенных кластических осадков и карбонатных отложений, интродуцированных гранитами «S-типа», как в поясе Лимпопо или на юге Индии [Windley, 1999]. Однако такое деление по существу отражает лишь крайние случаи из всего спектра возможных ситуаций, а для большинства площадей оно весьма приблизительно и дискуссионно.

Наиболее распространенные типы метаморфических пород

Кварц-полевошпатовые гнейсы. Эти сланцеватые породы, содержащие в качестве второстепенных компонентов биотит, роговую обманку или пироксен, могут составлять до 80% высокометаморфизованных ареалов. Обычно в подчиненных количествах присутствуют разнообразные другие породы, образующие линзы или включения. Это амфиболиты, слюдяные сланцы, кварциты, мраморы, полосчатые железные руды, метаультрамафиты. Некоторые гнейсы рассматриваемого типа могут быть метаседиментогенными (такие разновидности распространены незначительно), а другие – метавулканогенными. Однако последние трудно отделить от интрузивных пород того же химического состава, когда структурные признаки полностью утрачены при метаморфизме, и поэтому они описываются крайне редко. Наиболее обосновано современное представление о том, что во многих регионах рассматриваемые гнейсы представляют собой деформированные и метаморфизованные известково-щелочные плутонические породы, такие, как тоналиты и гранодиориты, образующие трондъемит-тоналит-гранодиоритовую ассоциацию (ТТГ), которая в данной работе не рассматривается.

Наиболее разнообразна группа так называемых супракристалльных пород, которые образуют стратифицированные толщи, она и является предметом рассмотрения в данной работе.

Амфиболиты. Во многих районах образуют конформные слои до 1 км мощностью среди гнейсов, и когда в них обнаруживаются подушечные текстуры, свидетельствующие о подводном излиянии, они определенно относятся к метавулканитам.

Слюдяные сланцы. Эти обычные метаседиментогенные породы образуют слои до первых сотен метров мощностью. Обычно они содержат гранат, кордиерит и силлиманит, отражающие избыток глинозема в химическом составе. По своей первичной природе это глинистые и песчано-глинистые породы, которые относятся к категории метапелитов и метапсаммитов.

Метакарбонатные породы (метакарбонаты) включают мраморы, карбонатно-силикатные и известково-силикатные породы. Это метаморфические производные карбонатных и карбонатсодержащих отложений. Они образуют пачки мощностью от первых метров до первых сотен метров, ассоциированные с кварцитами или метавулканическими амфиболитами. Обычно они не получают достаточной петрографической и аналитической характеристики, а их общепринятая систематика отсутствует.

Кварциты достаточно отчетливо выделяются в разрезах, образуя иногда мощные, до сотен метров, толщи. В переслаивании с мраморами это обычно метапсаммиты, нередко сохраняющие признаки кривой слоистости, возникшие в обстановке стабильного шельфа. В ассоциации с полосчатыми железными рудами кварциты сформировались по большей части при метаморфизме кремней, накапливавшихся в открытом морском бассейне.

Полосчатые железорудные формации. Среди глубокометаморфизованных толщ это, в большинстве случаев, магнетитовые кварциты и кварц-пироксен-магнетитовые кристаллические сланцы. При метаморфизме в среднетемператур-

ных условиях присутствуют антофиллит, куммингтонит и клинопироксен, а при высокотемпературных – ортопироксен и оливин (Глаголев, и др., 1992). Они накапливались в ассоциации кремни-окисные железные руды-карбонатные железные руды в открытых морских бассейнах.

Для исследования наиболее ранних процессов докембрийского осадконакопления представляют интерес состав и признаки возникновения наиболее древних отложений на Земле. Для системного рассмотрения условий раннедокембрийского литогенеза удобно использовать неметаморфизованные толщи зеленокаменных поясов, где породы сохраняют изначальные черты литогенеза. Однако такие фрагменты составляют лишь незначительную долю площадей распространения раннего докембрия и могут служить только для выявления типов осадочных пород в определенном, наиболее древнем, возрастном интервале, являясь своего рода эталоном. Такие эталоны позволяют судить о возможном разнообразии осадков в разновозрастных глубоко метаморфизованных толщах.

Цели данного исследования

Метаморфические стратифицированные породы раннего докембрия распространены несравненно шире, чем слабо метаморфизованные осадки зеленокаменных поясов. Однако об осадочных породах в глубокометаморфизованных толщах известно сравнительно немного, и в первую очередь потому, что не сохраняется первичных минералов, структур и текстур, определявших обстановки седиментации. О распространенности метаморфических ареалов можно судить, например, по главным областям распространения раннего докембрия в России – это Восточно-Европейский [Аксаментова, 2002; Божко и др., 2002] и Сибирский кратоны [Розен, 2003; Смелов и др., 2001], в которых стратифицированные отложения большей частью метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фациях, и лишь единичные фрагменты обнаруживают слабые проявления метаморфизма и позволяют прямые реконструкции условий седиментации. Это, например, пояс Печенга и некоторые зеленокаменные пояса лопия [Кожевников, 2000; Минц и др., 1996], отложения карелия [Ахмедов, 1995] на Балтийском щите, Удоканский [Давыдов, 2001] и Улканский [Неймарк и др., 1992] складчатые пояса на Алданском щите, и некоторые другие.

Палеолитологическое изучение докембрийских отложений приобрело широкое распространение во второй половине прошлого столетия, когда выявились высокие металлогенические перспективы этого интервала геологической истории. Они были связаны с именем А.В. Сидоренко, обратившего внимание на прямые признаки осадконакопления в докембрии [Сидоренко, 1963; Сидоренко, Лунева, 1961]. Исследования приобрели значительный размах, и до середины 1980-х годов их результаты публиковались в серии сборников «Проблемы осадочной геологии докембрия» [напр., Проблемы ..., 1966, и др.]. Эти вопросы широко обсуждались на различных совещаниях, труды которых были посвящены, методам изучения структурной эволюции метаморфических комплексов [Кратц, Казаков, 1978], корреляции докембрийских процессов [Сидоренко, 1977], глубокометаморфизованным комплексам докембрия [Сидоренко, 1982],

металлогении докембрия [Билибина, Соколов, 1978] и их акцессорным минералам [Ляхович, Борсук, 1986; Чайковский, 1985]. Монографические публикации были посвящены докембрийским конгломератам [Лунова, 1977], органическому веществу в осадочно-метаморфических породах докембрия [Сидоренко, Сидоренко, 1975], пара- и ортоамфиболитам [Сидоренко и др., 1972], формированию земной коры в докембрии [Сидоренко, и др., 1978] и др. Проведенные тогда исследования позволили доказать широкое распространение осадочных пород в докембрии и наметить ряд вопросов, которые подлежали дальнейшему исследованию. В частности, была сформулирована проблема осадочных аналогов седиментогенных метаморфических пород, в которой центральной задачей является выявление и описания таких осадочных отложений, которые соответствовали бы по своему геологическому положению, химическому составу и условиям литогенеза определенным метаморфизованным осадкам. Возникшие в этих исследованиях сложности были обусловлены тем, что петрохимические методы в литологии недостаточно отчетливо характеризуют отдельные вариации отложений, например, смешанные терригенно-карбонатные породы, соленосные и гипсоносные карбонатно-терригенные породы, серпентинитовые песчаники и ряд других. Вследствие ограниченного количества данных изотопного датирования было неясно, существовали ли в раннем докембрии органогенные карбонатные породы и эвалпориты, или же они появились позднее. Выявились также и некоторые другие задачи, в значительной мере не получившие решения до сих пор. Заложенные в то время идеи и полученные выводы, сохранившие свою актуальность и сейчас, составляют определенную часть материалов, представленных ниже.

Целью данного исследования является представление характерных примеров обстановок осадконакопления стратифицированных комплексов раннего докембрия, попавших в условия глубокого метаморфизма, которые по наблюдаемым геологическим соотношениям с окружающими метаморфитами могут быть отнесены к категории палеобассейнов седиментации, метаморфизованных и деформированных после накопления осадочных отложений. В основу исследования положен метод реконструкции минерального состава исходных осадков с помощью расчета по программе MINLITH (вычисление MINLITH-нормативных минеральных составов, или MINLITH-норм). Избранные для исследования палеобассейны ограничиваются собранными авторами материалами, поскольку подобные исследования проводятся впервые, и поэтому у авторов не было возможности классифицировать эти палеобассейны до проведения представленных здесь палеолитологических исследований. На этом фоне специально рассмотрены отдельные, наиболее характерные типы метаморфизованных осадков докембрия в сопоставлении с фанерозойскими осадками (метаграувакки и метакарбонаты) и проведен анализ эволюции минерального состава глинистых и песчаных пород в геологической истории континентов, с целью показать преимущество в осадконакоплении от раннего докембрия до фанерозоя включительно.

1.2. Прямые признаки условий осадконакопления в раннем докембрии и некоторые обсуждаемые типы седиментогенных пород

В глубоко метаморфизованных седиментогенных отложениях достоверно устанавливаются различные осадочные породы, начиная от корундовых метабокситов [Aydoran et al., 2004a, b] и островодужных осадочных ансамблей [Tran et al., 2003], вплоть до кремнистых [Kato, Nakamura, 2003] и эвапоритовых ассоциаций [Sugitani et al., 2003], а наиболее распространенные, обычные их типы были охарактеризованы выше. Их первичный, дометаморфический минеральный состав, реконструируемый на основе интерпретации химического состава (расчетные MINLITH-нормативные минеральные составы), и последующие палеофациальные реконструкции будут справедливы, если соответствующие осадочные породы установлены в неметаморфизованном состоянии среди древнейших отложений. Данный раздел поясняет современное состояние знаний в области докембрийской геологии применительно к задачам работы и содержит сведения о сохранившихся древнейших неметаморфизованных отложениях. Кроме того, для правильной интерпретации рассчитанных MINLITH-нормативных минеральных составов обоснована петрохимическая трактовка понимания некоторых широко распространенных осадочных пород и их ассоциаций, таких, как граувакковые, карбонатные и эвапоритовые комплексы. Эти сведения определяют применимость расчетных методов при реконструкции литогенеза в глубоко метаморфизованных комплексах, где первичные структурные и минеральные признаки осадков почти полностью утрачены.

Прямые признаки осадконакопления в раннем докембрии

Признаки осадконакопления в раннем докембрии выявляются с большими затруднениями и, как правило, требуют специального изучения, дополненного анализом всего седиментогенного ансамбля, который позволяет определить степень достоверности седиментологического анализа. В первую очередь надо выяснить, какие осадочные породы были наиболее распространены в древнейших отложениях и насколько они отличаются от осадков, известных в фанерозое. Поэтому рассматривается древнейшая вулканогенно-осадочная ассоциация комплекса Исуа, 3.8 млрд. лет, и отдельные осадочные породы в ансамблях зеленокаменных поясов слабого проявления метаморфизма с возрастом 3.0–2.5 млрд. лет.

Древнейший вулканогенно-осадочный пояс Исуа. Этот комплекс занимает в Гренландии, в районе Исуа, сравнительно небольшую территорию, 35 км длиной и до 3 км шириной; мощность отложений достигает 4 км. Меньшую площадь выходы комплекса занимают в районах Акилия и Исукасия, что указывает на широкое, ареальное его распространение в раннеархейской структуре. Отложения метаморфизованы в амфиболитовой фации и сильно деформированы с образованием изоклинальных складок, хотя общая последовательность пород в разрезе по вертикали сохраняется вдоль всего пояса [Nutman, 1997] (рис. 1.2.1).

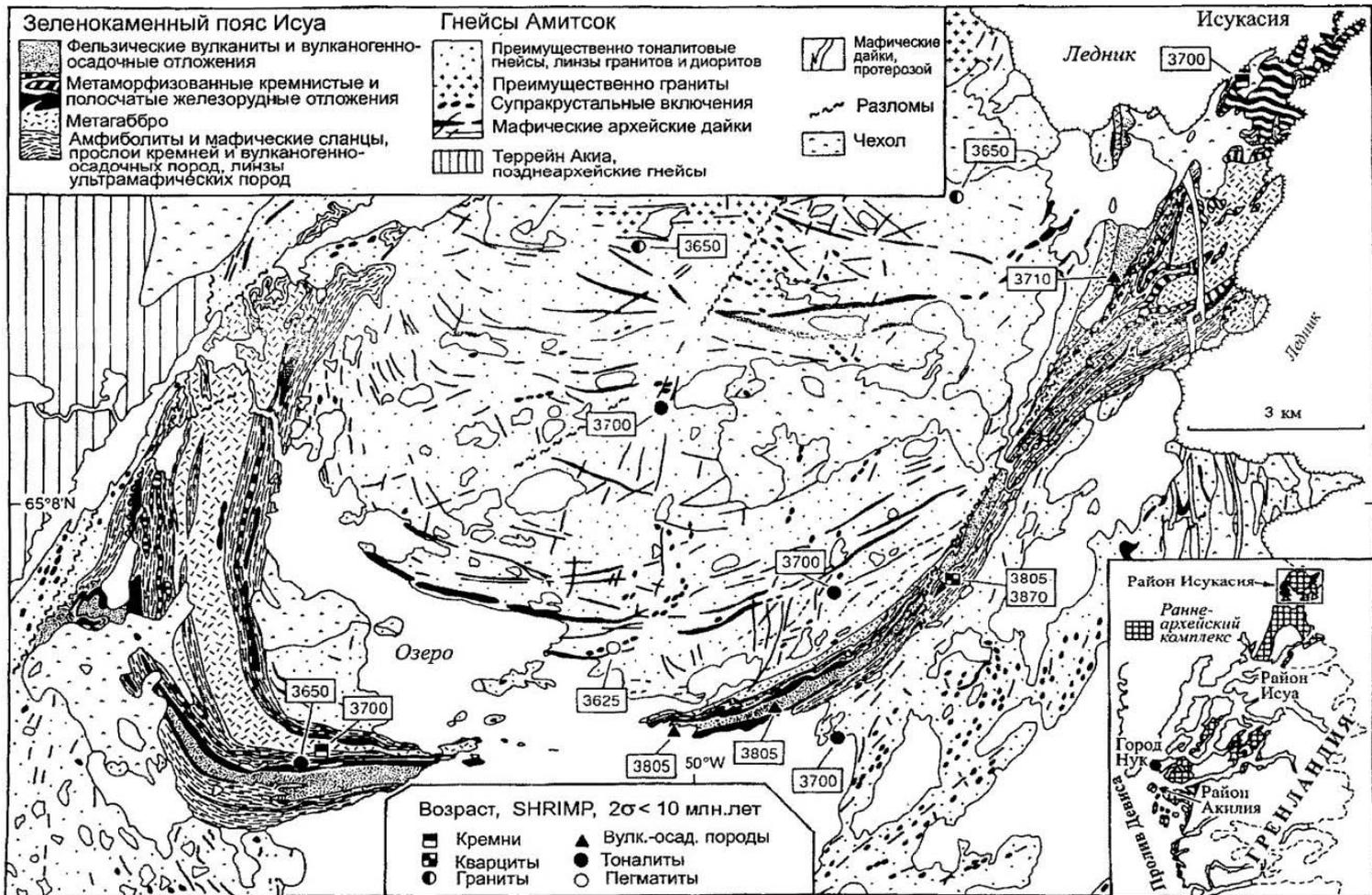


Рис. 1.2.1. Геологическое строение складчатого пояса Исуа и распространение отложений комплекса Исуа в западной Гренландии [Nutman, 1997]

Здесь преобладают мафические вулканы с сохранившимися местами подушечными текстурами, кремнистые породы, полосчатые железорудные отложения, турбидитовые осадки, переслаивающиеся фельзические и средние вулканы, мраморы и известково-силикатные породы, иногда присутствуют обломочные кварциты. Эти супракрустальные породы сопровождаются ультрамафитами, среди которых выделяются как перидотитовые коматииты, так и метасоматизированные мантийные гипербазиты, а в виде пластин вдоль простирания складок залегают интрузивные метагаббро. Возраст протолита по циркону из гранат-биститового гнейса в Исуа составляет 3847 ± 6 , а в Акилии 3872 ± 10 млн. лет [Rosing et al., 1996].

Интерпретация условий формирования комплекса является предметом широких дискуссий, можно привести лишь наиболее важные выводы. Широкое распространение мафитовых турбидитов, отсутствие континентальной или островодужной примеси в кремнях и подстилающих низко-К толеитах, дуплекструктуры позволяют относить эти отложения к аккреционному комплексу, подобному современному, формирующемуся на западе Тихого океана [Komiya et al., 1999].

В метапелитах амфиболитовой фации зеленокаменного пояса Исуа присутствует метеоритное вещество, о чем свидетельствует вольфрамовая изотопная аномалия в системе $^{182}\text{Hf} - ^{182}\text{W}$ (период полураспада 9 млрд. лет). Эти отложения существенно менее радиогенны по вольфраму ($\epsilon\text{W} \approx -0.44 \div -1.23$), чем изученные ранее породы Земли, такие, как MORB, сульфиды Великой Дайки Родезии, шеелиты различных месторождений и др. ($\epsilon\text{W} \approx 0$) и приближаются к метеоритам ($\epsilon\text{W} \approx -0.5 \div -3.5$). По-видимому, обломочный материал поступал из такой области питания, которая претерпела метеоритную бомбардировку еще до начала эрозии и осадконакопления. Предполагается, что отложения накапливались при размыве как вулканических пород, так и метеоритного материала, выпадавшего на земную поверхность в эпоху завершения «Последней интенсивной бомбардировки», датированной на Луне в интервале 3.8 – 4.0 млрд. лет [Schoenberg et al., 2002].

Зеленокаменные пояса: региональные примеры архейских осадочных пород, не претерпевших глубокого метаморфизма. Такие породы сохранились лишь местами в пределах зеленокаменных поясов, где степень метаморфизма не превышает зеленосланцевой фации, хотя в условиях проградного метаморфизма может достигать амфиболитовой и гранулитовой фаций. В среднем давления при метаморфизме составляли 1.5 ± 0.5 кб, что соответствует глубинам захоронения 5 ± 2 км, а глубины океана, исходя из расчетов изостатического равновесия, несущественно отличались от современных [Galer, Mezger, 1998].

Всего в мире насчитывается более 260 зеленокаменных поясов. На дневной поверхности они образуют извилистые межкупольные складки или линейные приразломные синформы размером в десятки, редко первые сотни километров в длину, а их подошва залегает на глубинах до 10 км, судя по геофизическим данным. Стратиграфическая мощность отложений, определяемая по литологическим корреляциям, достигает 25 км, в среднем составляя около 10 км (рис. 1.2.2), а осадочные отложения составляют большей частью около 1/3 разреза, достигая

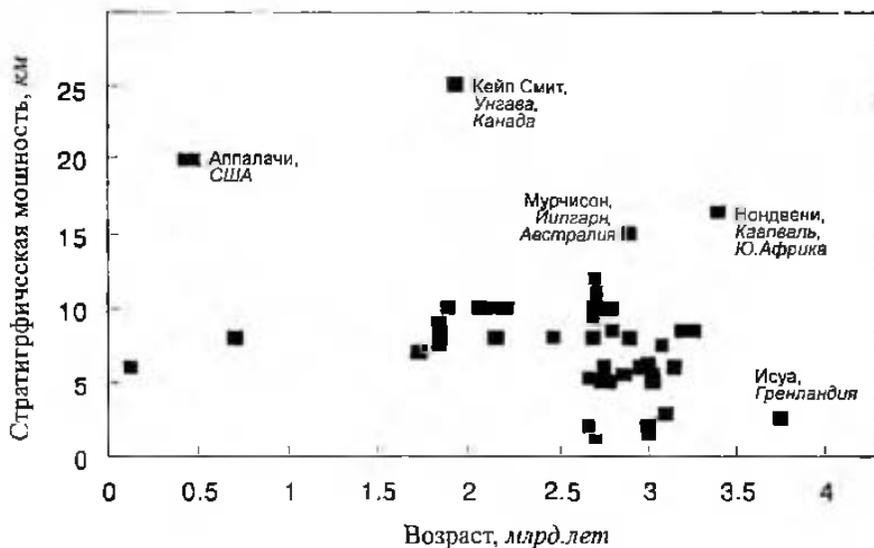
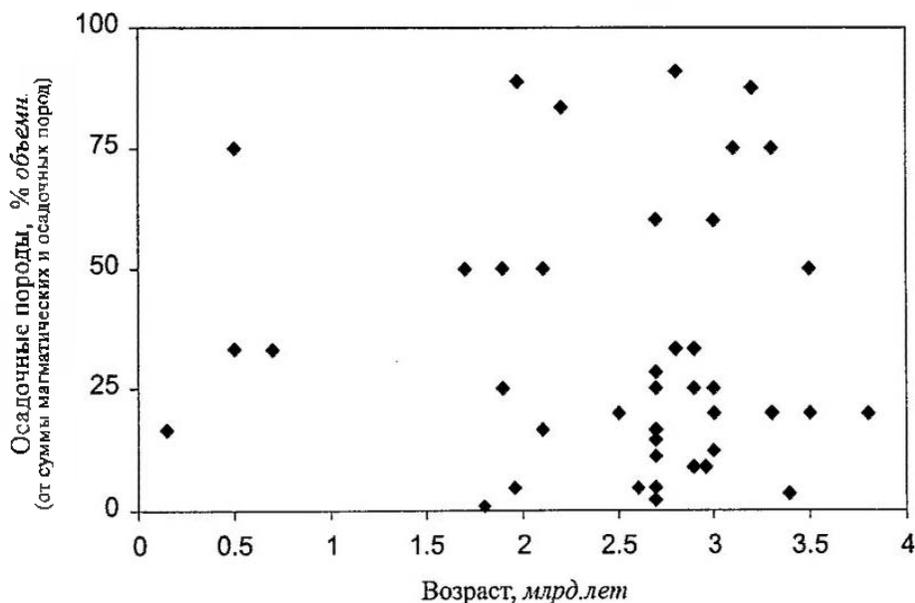
А**Б**

Рис. 1.2.2. Диаграмма, отражающая мощность отложений зеленокаменных поясов и долю осадочных отложений в них

А. Суммарная мощность отложений в зеленокаменных поясах (представительная оценка по стратиграфическим разрезам и геофизическим данным [De Wit, Ashwal, 1997, Fig. 1a]).

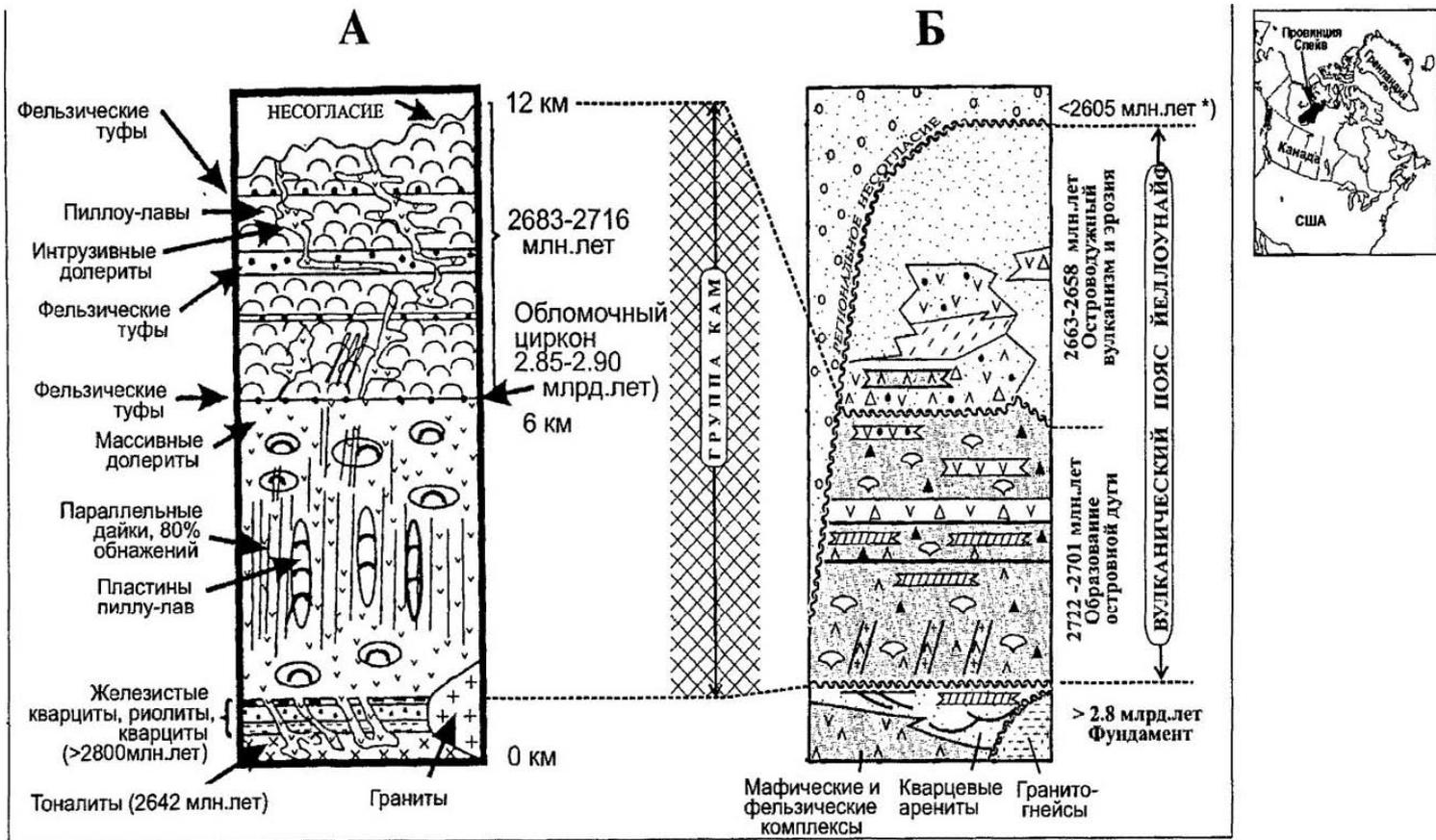
Б. Доля осадочных пород от суммы всех пород (магматических и осадочных) в разрезах зеленокаменных поясов (для 44 поясов, составлено по данным [De Wit, Ashwal, 1997])

иногда 90% мощности. По геодинамической природе магматизм зеленокаменных поясов сопоставляется с островодужными вулканитами, океаническими базальтовыми плато или континентальными плато-базальтами [De Wit, Ashwal, 1997; Kusky, Polat, 1999]. Таким образом, зеленокаменные пояса – это глобально распространенные вулканогенно-осадочные структуры раннего докембрия в интервале 1.6 – 3.5 млрд.лет, которые достаточно представительны для характеристики процессов осадконакопления того времени.

Фрагменты океанической коры. Провинция Слейв Канадского щита, площадью 210 тыс. кв.км, представляет собой сложную амальгамацию долготных осадочных складчатых бассейнов и небольших, но широко распространенных мафических (до фельзических) вулканических поясов, рассматриваемых в качестве зеленокаменных поясов. Плутонические породы разнообразны, от гнейсов Акаста с возрастом 4.00–4.03 млрд.лет и до синтетектонических гранито-гнейсов, датированных в 2.52–2.64 млрд.лет. Стратифицированные ансамбли отражают образование островных дуг, эрозию и эксгумацию, коллизию и фрагментацию сиалической коры. Вулканический пояс Йеллоунайф несогласно перекрывает тоналитовый фундамент и состоит из циклов, в которых мафические и фельзические вулканиды сменяются турбидитами, и свою очередь он перекрыт обломочными отложениями поздних стадий [Mueller et al., 2002] (рис. 1.2.3). В основании разреза выявлены габбро (на рисунке не показаны), которые кверху сменяются базальтами, насыщенными параллельными (sheeted) дайками, а еще выше залегают массивные и пиллоу-базальты [Helmstaedt, Padgham, 1986]. Вся последовательность интерпретируется как надвинутая на фундамент пластина океанической коры [Windley, 1999], выше которой залегает собственно островодужный разрез.

Базальные горизонты конгломератов, строматолитов и оксидных железных руд. В тех случаях, когда отложения зеленокаменного пояса архейского возраста залегают непосредственно на древнем, обычно гранитном, основании, наблюдаются угловое несогласие и размыв. Базальные слои содержат конгломераты, полевошпатовые песчаники, кварцевые арены, строматолитовые карбонатные отложения, аргиллиты, прослой оксидных железных руд и, иногда, коры выветривания. Таковы базальные разрезы группы Стип Рок, Онтарио, Канада и формации Мнъери в пояса Белишгве, Зимбабве, Африка (обзор в [Eriksson et al. 1997]) (рис. 1.2.4).

В отложениях Стип Рок базальная обломочная толща перекрывается строматолитовыми карбонатами формации Мошер. Строматолиты внизу разреза имеют небольшие размеры, вверху образуют крупные постройки, до 3 м в диаметре. В нижней части разреза также содержатся радиально ориентированные волокнистые кристаллы карбоната до 25 см в длину, которые интерпретируются как псевдоморфозы по гипсу или арагониту. Марганцовистые породы перекрывают карбонаты Мошер и состоят из смеси гетита, гематита, кремня, каолинита, иллита, гиббсита и пиролюзита. Выше залегает Гетитовый горизонт, сложенный гематитом и гетитом, с небольшой примесью марганца и линзами пирита, по текстуре он представляет собой брекчиевидные массы или, в других местах, переслаивание слоев гетита и кремня. Обстановка осадконакопления сопоставима с интрак-



*) конгломераты и песчаники, формация Джексон Лейк

Рис. 1.2.3. Последовательность формирования архейского вулканического комплекса Йеллоунайф, провинция Слейв, Канада

А. Блок-диаграмма отложений группы Кам [Helmstaedt, Padgham, 1986], состав которой соответствует разрезу океанической коры [Windley, 1999]

Б. Блок-диаграмма отложений вулканического пояса Йеллоунайф, в нижней части которого залегает группа Кам [Mueller et al., 2002]

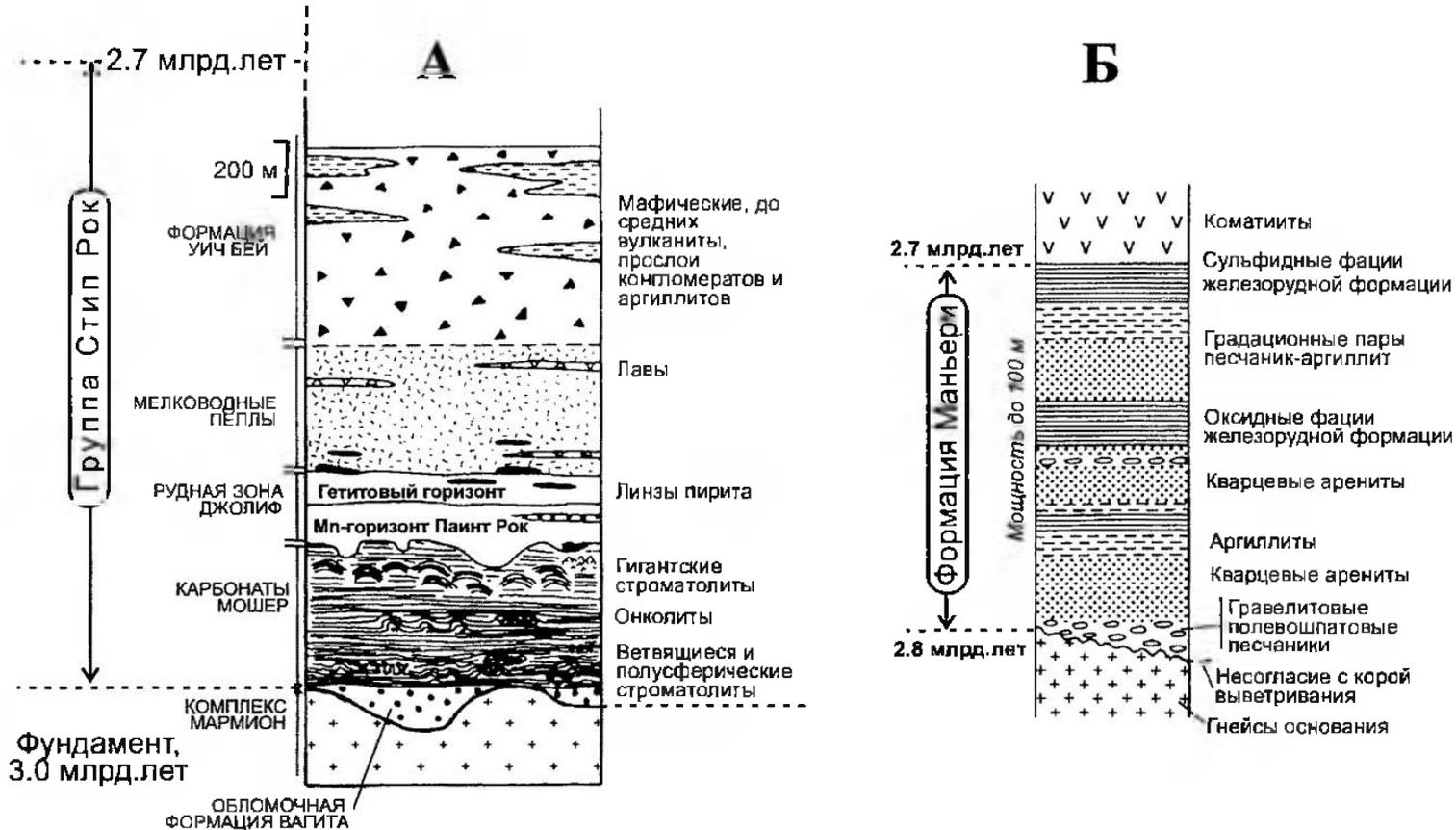


Рис. 1.2.4. Литологические разрезы некоторых древнейших осадочных отложений зеленокаменных поясов

А. Группа Стип Рок, Онтарио, Канада.

Б. Формация Маньери, пояс Белингве, Зимбабве, Южная Африка

ратонным рифтингом, а последовательность отложений указывает на условия стабильного шельфа [Eriksson et al. 1997].

Разрез формации Маньери начинается с валунных полевошпатовых песчаников, которые перекрывают кору выветривания, а вверх по разрезу переходят в слоистые галечниковые песчаники и далее – в кварцевые арениты со знаками ряби, что отражает переход к аллювиальным условиям осадконакопления. Встречающаяся выше по разрезу обратная смена фаций указывает на углубление бассейна и переход от аллювиальной к прибрежной и шельфовой обстановкам. При этом в разрезе появляются железистые оксидные отложения [Eriksson et al. 1997].

Таким образом, коры выветривания, оксидные и сульфидные железорудные отложения и строматолитовые постройки, обусловленные деятельностью цианобактерий, формировавшиеся в прибрежных условиях в архее, от 3.0 до 2.7 млрд. лет назад, позволяют использовать обычные методы реконструкции обстановок литогенеза, что, однако, не исключает выявления в дальнейшем особых условий, присущих только раннему докембрию.

Полосчатые железорудные формации – специфический режим осадконакопления в раннем докембрие. Тонкое чередование прослоев оксидов железа, гематита и магнетита (50%мас.), и кремня (50%мас.), нередко в ассоциации с сидеритами и сульфидами, образует полосчатую железорудную формацию [Trendall, 2002]. Они редко содержат обломочный материал. В типовых стратиграфических разрезах снизу вверх участвуют доломиты, кварциты, железистые аргиллиты, полосчатые железные руды, углеродистые сланцы и аргиллиты (тип Сьюперитор – оз. Верхнее, палеопротерозой), к которым присоединяются вулканиты (тип Алгома, архей). Как в архее, так и в протерозое полосчатая железорудная формация обнаруживает отчетливую положительную аномалию европия и отрицательную аномалию церия, что соответствует водам Атлантики на глубине 100 м с примесью 0.1% гидротермального флюида Восточно-Тихоокеанского хребта. Это указывает на химическое осаждение из растворов, представлявших смесь морской воды с добавкой гидротермального флюида. Поступление гидротермального компонента снижается со временем и отсутствует уже в неопротерозое (обзор в [Windley, 1999]). Предполагается, что морская вода постепенно освобождалась от растворимых двухвалентных оксидов железа за счет их окисления до нерастворимых трехвалентных форм и выпадения в осадок. Причиной было повышение содержания кислорода в атмосфере за счет развития биоса, тогда как биогенные остатки захоронялись, обогащая осадки органическим углеродом. Максимум распространения полосчатой железорудной формации приходится на палеопротерозой (рис. 1.2.5А).

Фациальные различия позволяют предположительно различить образование формации в условиях трансгрессии и регрессии океана. Дело в том, что нередко ассоциированные с железорудными отложениями строматолитовые известняки и ассоциированные углеродистые глины обнаруживают распределение редкоземельных элементов, соответствующее водам морского мелководья с добавлением терригенной примеси. Тонкослоистая железорудная формация, напротив, подобна глубинным морским водам с примесью гидротермального компонента, без добавки терригенного материала. При трансгрессии зона фотосинтеза находится

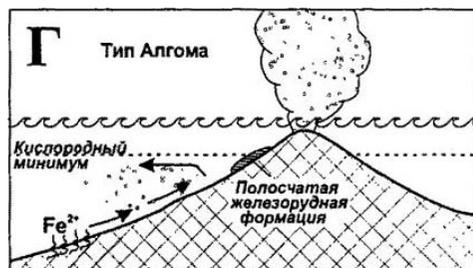
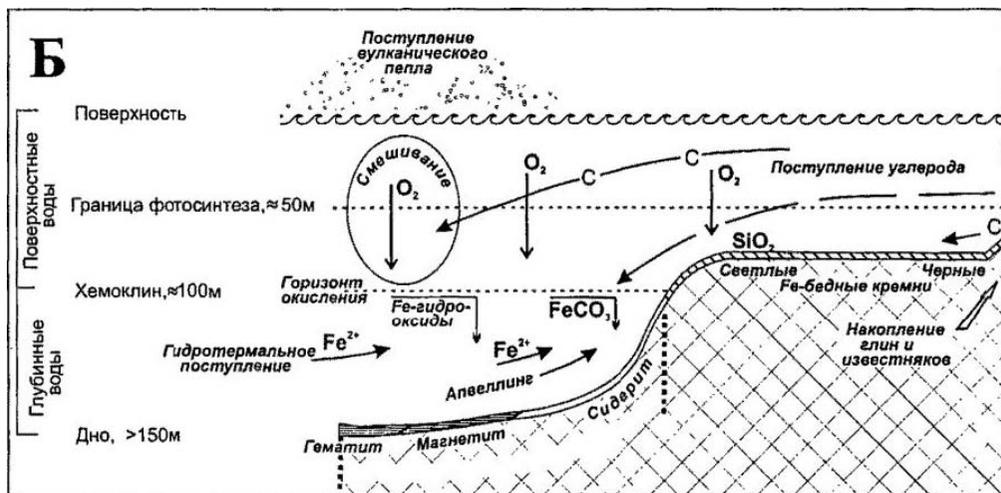
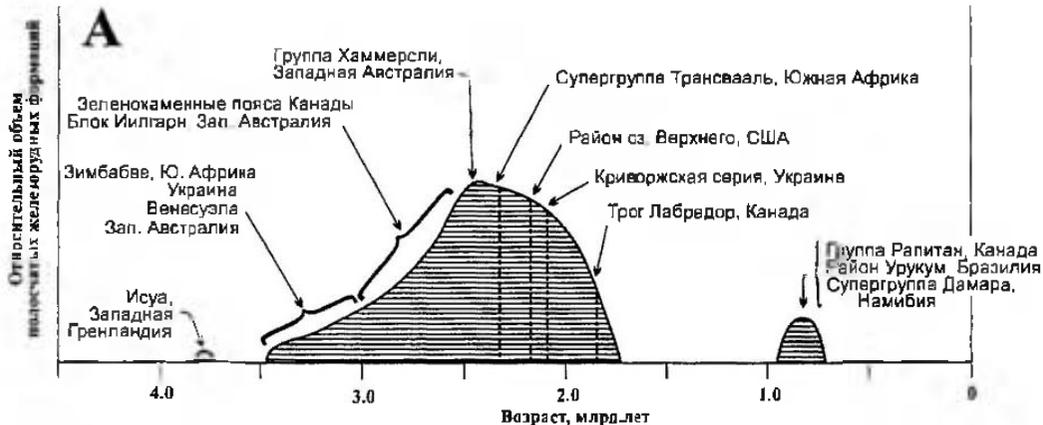


Рис. 1.2.5. Геологические и геохимические особенности формирования докембрийских полосчатых железорудных формаций (с изменениями по [Windley, 1999])

А. Диаграмма изменения относительных объемов докембрийских полосчатых железорудных формаций в истории Земли.

Б. Схема обстановки осадконакопления железорудной формации и ассоциированных литофаций на стадии трансгрессии в морской системе со стратифицированной водной колонной. Зона фотосинтеза существенно выше дна шельфа, что обуславливает отложение различных железорудных фаций и кремней.

В, Г. Схемы обстановок осадконакопления: В – на пассивной окраине, тип оз. Верхнего, архей; Г – в условиях островной дуги, тип Алгома, палеопротерозой

выше дна, поступление углерода невелико, а кислорода – значительно. Железо из гидротермального источника поступает в окислительную обстановку и выпадет в виде гематита и магнетита (рис. 1.2.5Б). В условиях регрессии на мелководным шельфе происходит обильное поступление кислорода и биогенного углерода из микробных матов, которые определяют формирование строматолитов.

В палеопротерозое полосчатая железорудная формация типа Сьюперитор формировалась в результате апвеллинга донных вод, а железо осаждалось в зоне мелководья, выше пикноклина, где происходит резкое изменение плотности воды с глубиной (рис. 1.2.5В). В архее, 3.2–2.6 млрд. лет назад, формация типа Алгома накапливалась на значительных глубинах и ассоциирована с островными дугами в зеленокаменных поясах (рис. 1.2.5Г).

Сульфатные отложения – показатель эвапоритовых режимов. Сульфатные отложения присутствуют в зеленокаменных поясах архея – блоке Пилбара, Австралия, бариты – в районе Карнатака, Индия, и в поясе Барбертон, Южная Африка, и интерпретируются как эвапоритовые горизонты, возможно, претерпевшие переработку горячими рассолами. Формация Корбой, блок Пилбара, Австралия, согласно перекрывает мафические и ультрамафические вулканы и в вулканокластических отложениях содержит прослой мощностью 20 м, в котором наблюдаются окремненные псевдоморфозы по кристаллам нахколита (NaHCO_3) и барита, которые предположительно накапливались в полуоткрытом эвапоритовом бассейне 3.3 млрд. лет назад [Sugitani et al., 2003].

Палеоархейская толща Талга-Талга на востоке блока Пилбара, Австралия, содержит кремнисто-баритовый горизонт, прослеживающийся на расстояние до 25 км при мощности 5–40 м. Сопровождающие горизонт косослоистые алевролиты содержат микрокристаллический кварц, карбонат и кремнистые псевдоморфозы по диагенетическому гипсу размером 0.5–1.0 мм, а первоначально они представляли химический осадок карбоната с глинистой примесью, включая прослой грубозернистых сульфат-эвапоритовой литофации. Отложения сформировались в мелководных, частично субаэральных условиях отшнурованной лагуны [Buick, Dunlop 1990, Eriksson et al., 1997] (рис. 1.2.6А). Выше по разрезу, в толще Салган, содержатся скрыто-водородные ламиниты, окремненные строматолиты, углеродистые кремни, белые кремни с ленточными псевдоморфозами по гипсу и горизонты кварцевых обломочных пород. В углублявшемся, а затем обмелевшем, бассейне последовательно формировались: 1 – подводные ламиниты и строматолиты; 2 – в условиях периодического осушения накапливались строматолиты, карбонатные ламиниты, черные и светлые полосчатые кремни, эвапориты и внутриформационные обломочные отложения; 3 – субаэральные золотые пески, эвапориты и прослой повторно растворенных эвапоритов [Eriksson et al., 1997] (рис. 1.2.6Б).

В палеопротерозое сульфатные эвапориты достаточно широко распространены в Австралии, Канаде и Южной Америке начиная с 2.2 млрд. лет [Pirajno, Grey, 2002] и вплоть до 1.69 млрд. лет [Windley, 1999].

Красноцветные (в широком смысле слова) терригенные отложения, в которых оксидный железистый пигмент образует рубашки на обломочных зернах, заполняет поры, или рассеян в глинистом матриксе, тесно ассоциированы с полос-

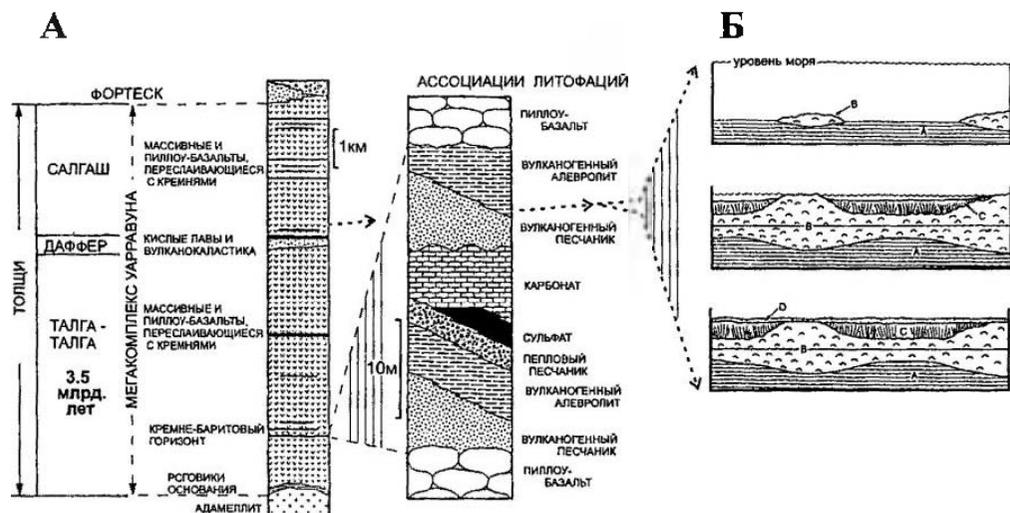


Рис. 1.2.6. Представительные разрезы сульфатсодержащих толщ раннего докембрия [Eriksson et al., 1997]

А. Стратиграфия поднятия Норт-Пол, блок Пилбара, Австралия.

Б. Эволюция кремней Стрелли Пуд, толща Салгаш. А – скрыто-водорослевые ламиниты; В – строматолиты с прослоями кремней; С – гипс, псевдоморфозы сохранились в светлых кремнях; D – песчаные отложения

чатой железорудной формацией и мафическими вулканитами в палеопротерозое, 2.3–2.1 млрд.лет, где образовались при диагенезе в окислительных условиях. В конце палеопротерозоя, 1.9 млрд.лет, известны собственно красноцветные отложения с гематитовыми рубашками, ассоциированные с гипергенными гематитовыми рудами и латеритными корами выветривания. Коры выветривания на гранитах и мафических вулканитах зеленокаменных поясов известны начиная с 2.4–2.2 млрд.лет (супергруппа Гурон, Канада, Трансвааль и Грикваленд, Южная Африка) обзор в [Windley, 1999]. Фосфориты (уран-содержащие) накапливались совместно с граувакками, карбонатными глинами и доломитами 1.95–1.85 млрд.лет назад в составе группы Анимики, Канада. Тиллиты, водно-ледниковые отложения, широко распространены начиная с 2.5 млрд.лет назад и приурочены к определенным возрастным эпохам.

Палеофациальные реконструкции. Известно немало детальных реконструкций седиментации в древнейших бассейнах, избежавших воздействия глубокого метаморфизма. В качестве характерного примера можно рассмотреть отложения вулканогенно-осадочного комплекса Индин-Лейк, провинция Слейв, Канада. Здесь в условиях предгорного бассейна (форланд), в интервале 2.7–2.63 млрд.лет, сформировался сложный разрез, включающий массивные и пиллоу-толеитовые базальты, фельзические вулканиты, разнообразные пирокластические осадки, пеперайты (смесь неконсолидированного осадка с жидкой магмой при ее внедрении), обогащенные кварцем обломочные породы в основании, образовавшиеся в результате размыва кор выветривания кристаллического фундамента, на котором

откладывались отложения этого комплекса. Палеофациальные исследования позволяют представить весьма детальную картину обстановок седиментации [Pehrsson, 2002] (рис. 1.2.7). В режиме островной дуги происходили подводные щитовые излияния базальтов и внедрялись гипабиссальные габбро. Формировались аппараты центрального типа, сложенные фельзическими вулканитами, сопровождаемыми пирокластикой и синэруптивными обломочными потоками. Эти выводы сделаны на основании переслаивающихся силикластических фаций, изотопных и геохимических характеристик и сохранившихся зерен циркона. С переходом к режиму сжатия и началом формирования синколлизийного бассейна, после перерыва, отмеченного несогласием, начали накапливаться конгломераты, градиционно-слоистые алевролиты, поступавшие в составе гравитационных потоков в глубокий морской бассейн. Закрытие этого синколлизийного бассейна при общем орогенном сжатии в провинции Слейв окончательно сформировало структуру данного комплекса.

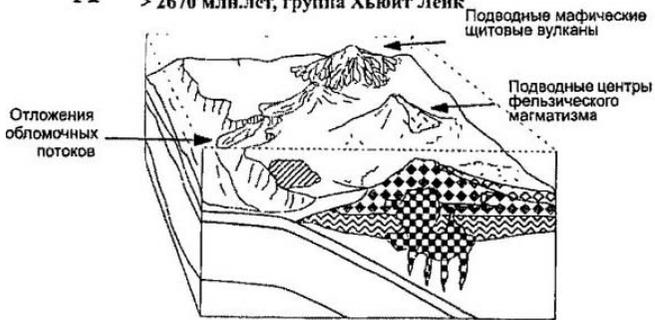
Выводы. Архейские зеленокаменные пояса, не претерпевшие глубокого метаморфизма, содержат осадочные породы и их ассоциации с вулканитами, которые не обнаруживают заметных систематических отличий от соответствующих фанерозойских аналогов. Наиболее древние осадки с возрастом 3.8 млрд. лет, вероятно, захватили незначительную примесь метеоритного материала, поступавшего на последней стадии бомбардировки, датированной на Луне. Серьезным отличием является широкое распространение полосчатых железорудных формаций в раннем докембрии, отсутствующих в позднем докембрии и фанерозое. Однако условия их осадконакопления достаточно достоверно объясняются в рамках представлений о фанерозойской окраинно-океанической седиментации (поступление в бассейн кислорода, углерода, накопление кремней у континентального подножья, отложение карбонатов на мелководном шельфе и др.). В этих условиях причиной поступления гигантских объемов оксидов железа, вероятно, является обильное поступление Fe^{2+} из гидротермальных источников, типа черных курильщиков, что, возможно, связано с особенностями дифференциации вещества планеты на ранних стадиях геологического развития.

Метаграувакки

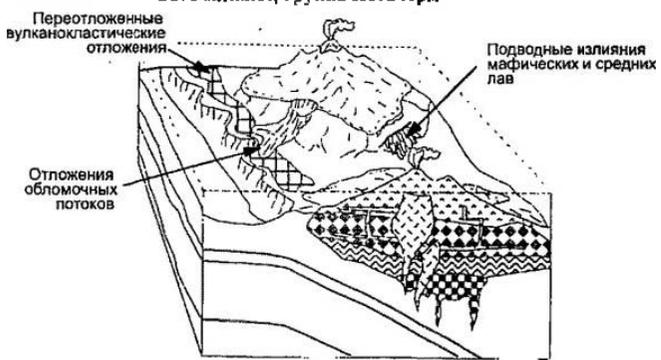
Результаты вычисления нормативного минерального состава древних осадочных отложений (расчетные MINLITH-нормы) предполагают определенное и унифицированное понимание некоторых общеупотребительных названий осадочных пород, конкретная количественно-минеральная трактовка которых у разных авторов неоднозначна. В этом отношении наиболее важны песчаные породы, поскольку разнообразие используемых классификаций весьма велико, а принципы, положенные в их основу, нередко взаимно исключают друг друга [Шванов, 1998]. Данный раздел посвящен принципам выявления граувакковых отложений среди глубокометаморфизованных комплексов и геодинамической интерпретации обстановок осадконакопления в докембрии. Применение принципа сериальности позволяет соотносить наблюдаемые количественно-минеральные и химические составы, достоверно выделять метаграувакки в амфиболитовой и грану-

А

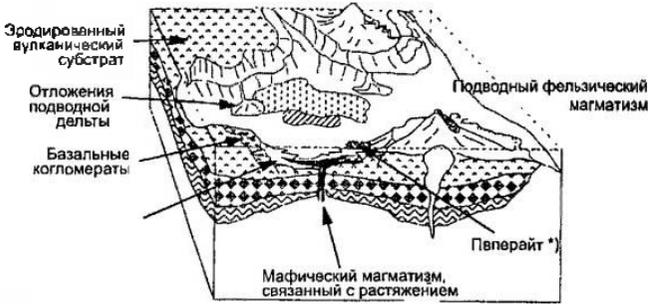
> 2670 млн.лет, группа Хьюит Лейк

**Б**

≈ 2670 млн.лет, группа Лета Арм

**В**

≈ 2647 млн.лет, группа Чако Лейк



- | | |
|--|---|
| Конгломерат | Символ вулканических щитовых излияний |
| Силлы и дайки габбро | Вулканыты среднего состава |
| Перестроенная фельзическая пирокластика | Символ вулканических щитовых излияний |
| Сульфидизированные глины +/- железные руды | Пиплоу-базальт и щитовые потоки |
| Символ вулканических фельзических порфир | Вулканогенное основание |
| Фельзический порфир/пвперайт | Мафический магматизм, связанный с растяжением |
| Перестроенный мафический материал | Символ вулканических щитовых излияний |
- *) - Пвперайт - смесь донного осадка с жидкой магмой

Рис. 1.2.7. Модель осадконакопления архейской супергруппы Йелоунайф, Канада

А. Мафические вулканыты группы Хьюит Лейк изливались на умеренной глубине, вулканыты среднего состава формировали более мелководные центры на базальтовых покровах, из этих центров в бассейне поступал вулканический дебрис и осадочные гравитационные потоки.

Б. Отложение мафических, средних и фельзических вулканытов группы Лета Арм происходило в умеренно глубинной обстановке, иногда стратовулканы возникали на образованиях группы Хьюит Лейк.

В. Позднее накопление осадочных и фельзических вулканытов группы Чако Лейк происходило в условиях окраинного прогиба. Источниками обломочного материала служили дуга Лета Арм и более древняя силляическая кора

литовой фациях и классифицировать их в ряде докембрийских комплексов. С этих позиций проанализирована актуалистическая модель, применяемая при реконструкциях режима формирования граувакк фанерозоя. Показано, что в докембрии уверенно выделяются граувакковые серии островных дуг и окраин континентов.

Граувакки в метаморфических комплексах докембрия превращены в разнообразные гнейсы, нередко сходные по химическому составу с магматическими породами андезит-дацитового ряда, поэтому вычленение этой группы первично-осадочных пород вызывает серьезные затруднения, а их роль в разрезах седиментогенных толщ докембрия, по-видимому, недооценивается. Между тем они составляют большую часть турбидитных и некоторых других толщ, составляя 45–50% общего количества песчаных пород [Петтиджон и др., 1976], а геохимические особенности граувакк позволяют использовать их для геодинамических реконструкций [Сток, 1974] и оценки состава земной коры, обнаженной в областях размыва [Тэйлор, Мак-Леннан, 1988].

Минеральный состав граувакк. Граувакки, выделенные впервые в конце XVIII в. как самостоятельный тип пород в горах Верхнего Гарца (Германия), подробно изучены, и полученные данные вошли в основу современных представлений о составе этого типа терригенных осадков. На рис. 1.2.8 и в табл. 1.2.1 приведены характерные примеры минеральных составов граувакк в сопоставлении с расчетными MINLITH-нормативными составами.

Основными компонентами граувакк являются кварц, полевые шпаты, обломки пород и специфическая заполняющая цементирующая масса – матрикс [Петтиджон и др., 1976]. Матрикс сложен обломками и тонкоперетертыми фрагментами минералов и пород, поступивших из области размыва, которые в результате диагенетических преобразований перекристаллизованы в сложный агрегат хлорита, гидрослюд и других слоистых силикатов, кварца, а также аутигенного карбоната, возникшего за счет окислившегося органического вещества и кальция из обломков плагиоклазов и вулканитов. Размер обломков обычно составляет 0.1–0.5 мм. Отличительная черта гранулометрии – унимодальное распределение частот встречаемости зерен различного размера, т. е. обломки и вмещающий матрикс по размерам зерен не образуют двух разных совокупностей, как в обычных песчаниках и аркозах [Huckenholz, 1963]. Это обусловлено быстрым переносом и захоронением исходного материала граувакк, при низкой степени зрелости (выветрелости) терригенного компонента. В аркозах генотипической местности Овернь, Франция, напротив, обломки преимущественно полевошпатового состава заключены в существенно каолинитовой связующей массе [Maurel, Brousse, 1959], а гранулометрический спектр является бимодальным вследствие сепарации обломков реликтовых минералов из существенно глинистой коры выветривания в условиях глубокого гумидного, тропического выветривания в областях размыва [Krynine, 1935]. В состав матрикса граувакк входят в разных соотношениях аргиллитовый компонент, перекристаллизованный в диагенезе тонкозернистый материал, диагенетические продукты изменения песчаных зерен и деформированные раздавленные обломки пород [Dickinson, 1970]. Структурные и петрохимические исследования матрикса граувакковых песчаников и сопровож-

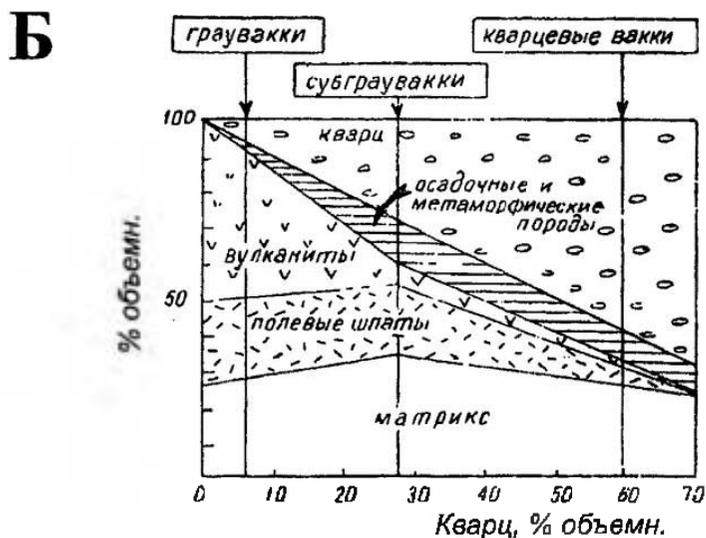
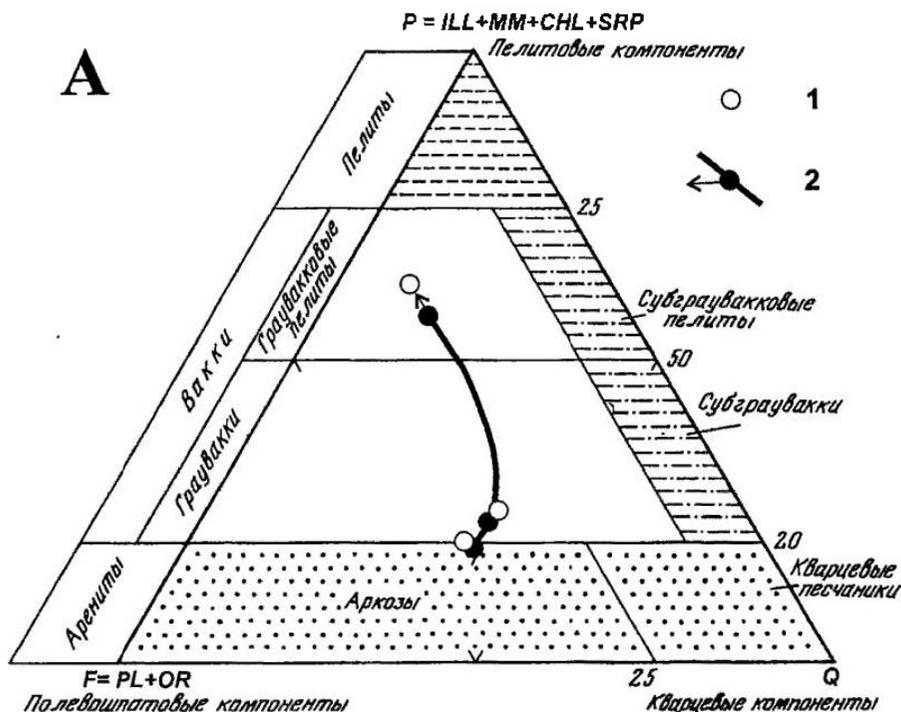


Рис. 1.2.8. Диаграммы компонентного состава граувакк

А. Состав в координатах пелитовые – палеоваштаповые – кварцевые компоненты [по Pettijohn, 1975; Dickinson, 1970; Dott; 1964] для граувакк генотипической местности (палеозой Верхнего Гарца, Германия):

1–2 – граувакки генотипической местности: 1 – наблюдаемый (модальный) состав [Huckenholz, 1963], 2 – MINLITН-нормативный (расчетный) состав тех же образцов [Розен, Аббясов, 2003].

Б. Обобщенная диаграмма минерального состава песчаников грауваккового семейства (данные табл. 1.2.2)

**Минеральный состав граувакк генотипической местности
(палеозой Верхнего Гарца, Германия)**

Минеральный состав		Структура					
		Грубозернистая		Среднезернистая		Пелитовая	
1	2	1	2	1	2	1	2
Обломочные компоненты		77.67	78.70	68.82	72.12	35.41	36.94
Кварц		35.91	36.84	36.04	36.28	9.21	13.64
Полевые шпаты		41.76	41.87	32.78	35.84	26.20	23.30
Плагиоклаз		35.71	38.64	26.84	29.92	20.58	21.08
Ортоклаз		6.05	3.23	5.94	5.92	5.62	2.22
Матрикс		18.25	17.93	23.47	22.70	58.09	48.60
Мусковит	Иллит	5.12	7.51	6.14	9.69	2.86	38.10
Биотит	Монтмориллонит	2.98	—	4.13	—	47.80	—
Хлорит	Хлорит	10.32	10.40	13.20	13.00	7.43	10.50
Оксиды		1.14	—	1.29	—	3.77	9.11
Лимонит	Гётит	1.14	—	1.29	—	3.77	8.29
	Пиролюзит	—	—	—	—	—	0.82
Карбонаты		1.94	2.31	5.28	3.54	0.99	0.90
Прочие минералы		0.76	1.05	1.04	1.64	1.85	4.46
Апатит		0.39	0.42	0.38	0.39	0.41	0.46
Пирит		0.27	0.26	0.56	0.57	0.73	0.73
Рутил		—	0.27	—	0.58	—	2.56

1, 2. Минеральный состав: 1 — модальный [Huckenholz, 1959], 2 — MINLITH-нормативный [Розен, Аббясов, 2003]. Прочерк — нет данных

дающих пелитовых отложений обнаруживают сходный, существенно аргиллитовый состав [Шутов, 1975].

В естественных рядах песчано-глинистых пород удобно выделять состоящие из обломков *арениты* (меньше 15–20% глинистой составляющей), *вакки* (до 75%) и *пелиты* (преобладают частицы <1 мкм) [Dickinson, 1970; Dott, 1964; Шванов, 1998]. Понятие «граувакка» в широком смысле слова (или граувакковая серия, комплекс) перекрывает все три указанные градации, но в узком понимании – граувакки соответствуют ваккам, отличаясь упомянутыми особенностями состава обломков и матрикса. В зависимости от состава обломков выделяются полевошпатовые (аркозовые) арениты и вакки и литокластические (лититовые) их эквиваленты (литарениты), если обломки сложены преимущественно осадочными и (или) метаморфическими породами. Детальные исследования [Граувакки, 1972; Шутов, 1975] показали, что состав граувакк отражает состав области размыва, и можно выделить ряд генетических типов граувакковых комплексов, из которых наиболее распространены петрогенные (возникшие за счет разрушения магматических пород) и литокластогенные комплексы, образовавшиеся при разрушении и

переотложении терригенного грауваккового материала; туфогенные – тефрогенные граувакковые комплексы, а также другие, различающиеся главным образом по составу аутигенно-метагенной части гранулометрического спектра и условиям осадконакопления. С целью свести все разнообразие граувакк к более простым и отчетливым градациям, предложено различать *граувакки* (в собственном смысле слова), для которых характерно обилие обломков полевых шпатов и магматитов, и их литокластические разновидности – *субграувакки* (литарениты), а разновидности с повышенным содержанием кварца относить к сублитаренитам, протокварцитами или кварцевым ваккам [Петтиджон и др., 1976]. Граувакки также разделяются по содержанию кварца на низко-, средне- и высококварцевые, с границами примерно 15 и 45% кварца в модальном составе, для которых характерны соотношения $K_2O/Na_2O \ll 1,0$; $<1,0$ и $>1,0$ соответственно, причем разделение определенным образом увязывается с палеотектоническими условиями осадконакопления [Stoock, 1974]. В дальнейшем для упрощения перехода на петрохимические параметры при описании глубокометаморфизованных пород докембрия в статье используются термины *граувакка*, *субграувакка* и *кварцевая вакка*.

Осреднение минеральных составов различных типов граувакковых песчаников в зависимости от модального содержания кварца позволяет наглядно представить основные особенности и вариации в составе этих пород (табл. 1.2.2). Несмотря на весьма значительный разброс величин вокруг средних значений, устанавливается, что граувакки – в основном полевошпатовые, вулканомиктовые породы. В субграувакках количество лититовых обломков (L) увеличивается примерно до 18%, так как в этих породах около 1/4 кварца (Q) обычно представлено кварцитами и кремнями, и в их составе параметры Q и L имеют определяющее значение, а породы в целом соответствуют лититовым грауваккам [Петтиджон и др., 1976] или литокластогенным грауваккам [Шутов, 1975]. Кварцевые вакки по среднему составу отвечают протокварцитами и другим родственным породам [Петтиджон и др., 1976].

От граувакк к субграуваккам и далее к кварцевым ваккам в 10 раз падает отношение объема матрикса к объему кварца (M/Q), что при примерно одинаковом содержании матрикса свидетельствует о свободном и независимом от остальных компонентов привносе обломков кварца в осадок. Роль других обломочных компонентов при этом уменьшается, и отношение $M/(P + K + V + L)$ возрастает в 4 раза. Более чем на порядок возрастает отношение объема обломков лититов к сумме петрогенного материала $L/(P + K + V)$ при переходе от граувакк к субграуваккам. Единство грауваккового семейства в целом подчеркивается однородным содержанием матрикса и существенно плагиоклазовым составом полевошпатовых обломков: $P/(P + K) = 0.7 - 0.8$.

К грауваккам относятся серпентиновые песчаники, постепенно переходящие в серпентиновые аргиллиты, образующиеся в специфических условиях быстрого захоронения обломочного ультрамафитового материала [Lockwood, 1971]. Они возникают, в частности, когда ультрамафиты размываются на океаническом дне [Bonatti et al., 1973], или попадают в осадок при разрушении офиолитов на фронте надвигающейся пластины океанической коры [Розен и др., 1981]. В последнем случае для них характерно унимодальное распределение размерности зерен, пос-

Средний минеральный состав песчаных пород грауваккового семейства

Состав	Граувакки		Субграувакки		Кварцевые ваки		Граувакки различных геодинамических обстановок									
	Q<15%		Q 15—45%		Q>45%		OIA		CIA		ACM		PCM			
	X	Sn	X	Sn	X	Sn	X	L0.95	X	L0.95	X	L0.95	X	L0.95	X	L0.95
	1		2		3		4		5		6		7		8	
Кварц, Q	6.6	4.1	28.4	7.5	59.7	13.5	7.8	2.5	54.1	6.3	70.8	1.9	93.8	4.1	86.5	11.0
Плагиоклаз, P	17.2	6.5	10.9	5.6	4.7	0-9	38.1	14.06	14.8	3.8	9.6	1.3	3.0	0.8	0.9	1.4
Калишпат, K	4.0	0-18*	5.5	2.16	1.3	0-3	2.4	0.9	2.0	0.5	8.8	1.2	0.1	—	—	—
Обломки вулканитов, V	38.7	20.5	4.7	0.14	2.5	0-5	50.2	15.1	19.0	4.6	4.9	1.1	—	—	0.4	0.3
Обломки осадочных и метаморфических пород, L	2.6	0-20	11.1	2.31	5.8	0-10	1.6	0.5	9.3	2.2	6.2	1.6	3.3	4.1	12.2	11.1
Матрикс, M	27.2	13.7	34.2	12.0	24.3	16.9	< 20% (такие образцы отобраны для исследования)									
M/Q	4.12		1.2		0.41		—		—		—		—		—	
M/(P+K+V+L)	0.43		1.06		1.70		—		—		—		—		—	
L/(P+K+V)	0.04		0.53		0.68		0.02		0.26		0.27		1.1		9.4	
P/(P+K)	0.81		0.66		0.78		0.9		0.9		0.5		1.0		1.0	
Количество выборок, n	8		18		6		1		1		1		1		1	
Общее количество анализов	91		597		95		11		29		21		9		8	

* — минимальные и максимальные значения

1—3 — средние составы рассчитаны по выборкам, включающим 3—20 (до 200) анализов и по единичным представительным анализам [Bhatia, 1983; 1986; Condie, 1967; Condie, Snansiang, 1967; 1971], а также по сводкам [Петтиджон и др, 1976; Тэйлор, Мак - Леннан, 1988]; 4—8 — средние составы граувакк: OIA — океанических островных дуг, CIA — континентальных окраинных островных дуг, ACM — активных континентальных окраин, PCM — пассивных континентальных окраин по данным для свит палеозоя Восточной Австралии [Bhatia, 1983], включая: 4 — Тамурт, 5 — Хилл-энд, 6 — Ходкинсон, 7 — Бендига, 8 — Кукман. X — среднее, Sn — стандартное отклонение, L — уровень значимости. Проверк — отсутствие данных

тепленный переход в граувакки и граувакковые пелиты с той или иной примесью карбонатного материала. При метаморфизме они превращаются в серии ультрамафит-мафит-фельзитических кристаллических пород, и их первичная природа обычно остается выявляется с трудом. Однако установлено, например, что ультрамафитовые песчаники и пелиты, возникшие за счет размыва коматиитов, образуют постепенные переходы в кварц-полевошпатовые осадки. Они участвуют в строении архейской аккреционной осадочной призм (складчатого пояса) Куэтико, Канада. В условиях быстрого погружения они были метаморфизованы до ставролитовой субфации 2.68 млрд. лет назад [Valli et al., 2004].

Граувакковые серии: петрохимические тренды. Для сопоставления пород грауваккового семейства и их метаморфических производных (табл. 1.2.3), утративших исходные структурные и минералогические признаки, использованы характерные отношения: $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (оксиды, % мас.) – показатель зрелости обломочных пород; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ – показатель количества калиевых компонентов (иллита и калишпата) по отношению к плагиоклазу; MgO/CaO – показатель магнезиальности, определяемый количеством хлорита, иллита и обломков основных пород и темноцветных минералов по отношению к плагиоклазу. Песчаники с содержанием $\text{CaO} \gg 5\%$, вероятнее всего, содержат карбонат и здесь не рассматриваются. Эти три показателя применены для сопоставления различных пород грауваккового семейства (рис. 1.2.9). К полям песчаников примыкает поле аргиллитов грауваккового семейства, обнаруживающее значительное разнообразие составов, свойственное матриксу граувакк. Проведенные на рисунке границы имеют целью придать наглядность изображению составов.

Петрохимические параметры граувакк определяются двумя главными факторами – составами обломочных компонентов и матрикса. Можно ожидать, что последний будет существенно хлоритовым при поступлении материала из малокварцевых средних и основных пород, и, напротив, существенно иллитовым, гидрослюдистым при поступлении материала из кварцсодержащих осадочных, метаморфических или кислых магматических пород. Намечается связь состава матрикса с валовым химическим составом граувакк и, в частности, с содержанием в них кремнезема, что позволяет говорить о граувакковых семействах, которые при специфическом составе включают все три градации размерности зерен – песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Действительно, наблюдаемые в граувакковых комплексах естественные ассоциации песчаник-алевролит-аргиллит обнаруживают субпараллельные тренды на диаграмме $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{MgO}/\text{CaO}$, а распределение частот встречаемости этих параметров позволяет рассчитать их средние значения. Тренды субграувакк располагаются в области более кремнистых и калиевых составов. По-видимому, тренд сопряженных составов отражает реальные вариации в составе данной конкретной граувакковой ассоциации, включающей песчаник, алевролит и аргиллит. Фигуративные точки промежуточных, например алевролитовых, разновидностей, отражающих переходные между песчаниками и аргиллитами композиции, располагаются на одной линии между крайними членами ряда. Эти конкретные естественные последовательности в дальнейшем удобно именовать граувакковыми сериями в петрохимическом значении слова.

Химические анализы граувакк, метаграувакк и средние составы песчаников и тоналита

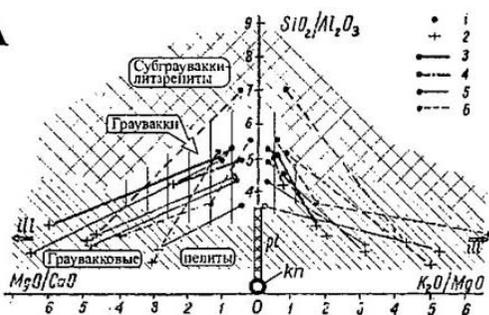
	Граувакковая серия						Песчаники, среднее						Тоналит	Граувакки различных геодинамических обстановок						Метаграувакки докембрия											
														Граувакковые серии				Субграувакковая серия													
	OIA		CIA		ACM		PCM		Граувакка—аргиллит				Кварцевая вакка—граувакка—аргиллит																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24							
SiO ₂	70.24	66.94	51.95	66.7	66.1	77.1	66.7	57.79	71.66	76.79	83.79	85.63	69.49	60.84	66.91	60.7	80.41	63.5	73.16	63.6	57.66	80.02	73.16	59.24							
TiO ₂	0.27	0.57	2.57	0.6	0.3	0.3	0.47	0.81	0.63	0.44	0.49	0.27	0.38	0.66	0.51	0.65	0.35	0.58	0.17	0.5	0.47	0.12	0.63	1.33							
Al ₂ O ₃	13.46	13.05	17.44	13.5	8.1	8.7	16	15.37	11.80	10.82	7.36	7.85	15.96	17.75	15.47	18.65	9.29	17.67	11.98	17.2	20.56	11.21	11.71	18.23							
Fe ₂ O ₃	0.68	0.74	2.58	1.6	3.8	1.5	—	1.59	1	0.62	0.55	0.53	0.84	1.91	—	—	0.74	2.22	0.51	2.1	1.38	0.33	0.24	0.75							
FeO	3.57	3.97	6.2	3.5	1.4	0.7	2.6*	4.69	2.84	1.96	1.57	0.48	1.89	5.82	2.46*	4.53*	2.52	3.6	3.27	3.6	6.52	1.35	4.68	9.07							
MnO	0.31	0.4	0.67	0.1	0.1	0.2	0.06	0.22	8	0.05	0.02	0.01	0.06	0.06	—	—	0.03	0.05	0.09	0.1	0.05	0.03	0.02	0.05							
MgO	1.2	1.91	5.56	2.1	2.4	0.5	1.5	2.57	1.43	0.9	0.98	0.39	1.44	3.28	1.67	3.75	0.74	2.22	2.28	2.6	3.87	0.42	2.31	4.76							
CaO	1.63	2.33	0.92	2.5	6.2	2.7	3.9	6.65	2.54	1.16	1.18	0.1	2.54	1.09	4.48	0.99	1.29	1.03	3.02	3.1	3.21	1.57	1.26	0.66							
Na ₂ O	4.1	3.15	2.26	2.9	0.9	1.5	4.6	4.49	2.43	2.27	1.36	0.89	3.94	1.69	2.75	1.84	2.6	2.22	2.75	2.7	1.65	3.7	1.54	0.66							
K ₂ O	1.24	1.88	3.95	2	1.3	2.8	1.5	1.1	1.73	2.65	1.3	1.27	2.26	3.89	1.40	4.6	1.25	4.17	1.43	2.5	3.21	0.75	1.83	3.33							
P ₂ O ₅	0.16	0.15	0.18	0.2	0.1	0.1	0.14	0.18	0.12	0.08	0.13	0.08	0.09	0.12	—	—	0.1	0.12	0.03	0.1	0.02	—	—	0.02							
CO ₂	0.88	2.41	0.46	1.2	5	3	—	2.88	1.28	0.67	0.48	0.2	0.07	0.11	—	—	0.09	0.19	0.3	—	—	—	—	—							
H ₂ O	2.25	2.47	4.37	3	4.3	0.9	—	3.09	2.11	1.52	1.62	2.04	—	—	—	—	—	—	0.26	—	0.11	0.53	2	1.79							
S	0.14	30	0.39	0.4	—	—	—	0.1	0.03	0.04	0.02	0.02	0.11	0.39	—	—	0.03	0.03	0.05	—	—	—	—	—							
C	0.1	0.1	0.71	0.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Сумма	100.22	100.37	100.21	100.4	100	100	97.47	99.53	99.68	99.97	98.83	99.76	99.07	97.51	95.65	95.71	99.44	97.59	99.3	100.1	93.74	100.08	95.48	99.94							
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	5.21	5.12	2.98	4.94	8.16	8.86	1.17	3.62	6.07	7.1	11.38	10.91	4.35	3.42	4.33	3.25	8.65	3.59	6.1	3.69	2.8	7.13	6.74	3.24							
MgO/CaO	0.3	0.6	1.75	0.69	1.44	1.87	0.33	0.86**	1.55**	2.90**	5.44**	3.9	0.57	3.01	0.37	3.79	0.57	2.15	0.75	0.84	1.1	2.7	1.83	7.21							
K ₂ O/Na ₂ O	0.74	0.89	6.03	0.84	0.39	0.18	0.38	0.24	0.71	1.17	0.96	1.43	0.57	2.3	0.51	2.5	0.46	1.88	0.52	0.92	1.95	0.27	1.19	5.01							

* — все железо рассчитано как закисное.

** — вычтен карбонат кальция.

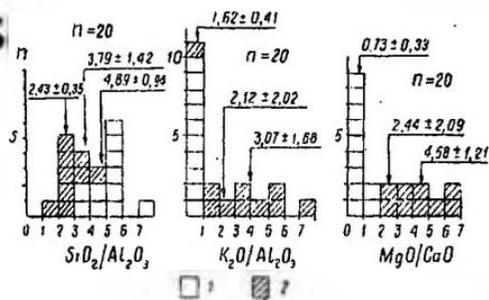
1—3 — граувакки Верхнего Гарца [Huckenhof, 1963]: структуры: 1 — грубозернистая, 2 — тонкозернистая, 3 — пелитовая; 4—6: средние составы [Peltijohn, 1963]; 4 — граувакки, 5 — литовые арениты (субграувакки), 6 — аркозы; 7 — гнейсы Амтсок тоналитового состава, среднее для SiO₂ 64—68%, K₂O 2%; 8—12: граувакки Восточной Австралии [Bhatia, 1983], из свит палеозоя, средний состав, в скобках количество анализов: 8 — Тамуорт (11), 9 — Хиллэнд (29), 10 — Ходкинсон (10), 11 — Бендиго (7), 12 — Кукман (8); 13 — 14: гнейсы Кольско-Беломорского комплекса, образцы 12 (9), 16/III(6) [Предовский и др., 1987]; 15 — 16: биотитовые и амфиболовые гнейсы формации Понтиак, Канада, образцы 23, 25 [Розен. Димрот, 1982]; 17—18: гнейсы Тундрового комплекса Кольского п-ова, образцы 4(5), 5(3) [Предовский и др., 1987]; 19—21: гранитовые гнейсы хатчанской серии Анабарского гранулитового комплекса, образцы 4, 5, 7 [Розен. Димрот, 1982]; 22—24: гранитовые гнейсы Лапландского гранулитового комплекса образцы 2696, 9, 28 [Крылова, 1983]

А



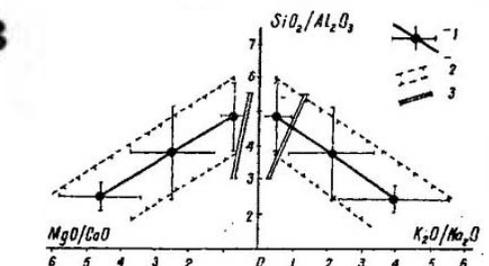
А. Диаграмма $MgO/CaO - SiO_2/Al_2O_3 - K_2O/Na_2O$ для сопряженных вариаций составов песчаников (алевролитов) и аргиллитов. 1 – песчаники и алевролиты; 2 – аргиллиты; 3–6 – тренды сопряженных составов по данным: 3 – [Huckenholz, 1963], 4 – [Vailley et al., 1964], 5–6 – [Шутов, 1975]; 5 – петрогенные, 6 – литокластогенные. *Kfsр* – калиевый полевой шпат; *Pl* – плагиоклаз, *Кл* – каолин, *Ill* – иллит. Поля, охватывающие субграуваккит-литарейлиты, грауваккиты, граувакковые пеллиты, выделены по многочисленным источникам [Ранов и др., 1990; Тэйлор, Мак-Леннан, 1988; Шутов, 1975; Bhatia, 1983; Condie, 1967a,b; Condie et al., 1985; Middleton, 1960; Pettijohn, 1963], охватывающим более 300 анализов.

Б



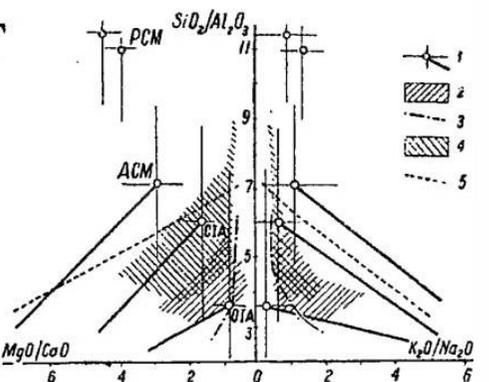
Б. Гистограммы петрохимических параметров SiO_2/Al_2O_3 , K_2O/Al_2O_3 , MgO/CaO и их средние величины ($\pm 1\sigma$) для сопряженных составов песчаников и алевролитов (1) и аргиллитов (2), показанных на диаграмме А.

В



В. Диаграмма $MgO/CaO - SiO_2/Al_2O_3 - K_2O/Na_2O$ для средних составов граувакк, сопряженных с ними аргиллитов и средних составов магматических пород. 1 – средний состав граувакк, сопряженных с ними аргиллитов (см. диаграммы А и Б) и граувакковой серии в целом, тонкие линии – стандартное отклонение; 2 – поля трендов граувакковых серий; 3 – тренды магматических пород. Последние соответствуют линейным уравнениям регрессии: $K_2O/Na_2O = -0.89 + 0.40 \cdot SiO_2/Al_2O_3$, $r = 0.95$, $n=15$ и $MgO/CaO = 1.20 - 0.16 \cdot SiO_2/Al_2O_3$, $r = -0.74$, $n=15$, рассчитанным для средних составов наиболее распространенных магматитов нормальной щелочности [Le Maître, 1976] от норита до риолита, с разбросом значений $SiO_2/Al_2O_3 = 3.02-5.49$ (соответственно).

Г



Г. Петрохимическая диаграмма некоторых докембрийских граувакковых серий и средних составов граувакк различных геодинамических режимов фанерозоя. 1 – средние составы фанерозойских граувакк, тонкие линии – стандартное отклонение [Bhatia, 1983], утолщенные – верный тренд граувакковой серии (по данным диаграмм А, В); 2–5 – поля и тренды докембрийских граувакковых серий: 2 – серия аргиллит-граувакка; 3, 4 – серия аргиллит-граувакка-кварцевая вакка; 5 – субграувакковая серия. Для выделения полей и трендов использованы данные, приведенные в соответствующих разделах данной работы, а также в табл. 1.2.3, которые, в том числе, включают: 2 – гнейсы Кольско-Беломорского комплекса, [Предовский и др., 1987]; формация Понтиак, Канада [Розен, Димрот, 1982], амфиболитовая фация метаморфизма; 3 – хапчанская серия гранулитового комплекса Анабарского региона [Розен, Димрот, 1982]; 4 – Тундровый комплекс амфиболитовой фации Кольского п-ова [Предовский и др., 1987]; 5 – Лапландский гранулитовый комплекс Кольского п-ова [Крылова, 1983]. Буквами обозначены средние составы граувакк: OIA – океанических островных дуг, CIA – континентальных вулканических дуг, ACM – активных и PCM – пассивных континентальных окраин, по данным для палеозоя Восточной Австралии [Bhatia, 1983].

Рис. 1.2.9. Петрохимические диаграммы терригенных пород

Однотипные тренды граувакковых серий, обсужденные выше, образуют серию субпараллельных линий, которые можно усреднить в единый тренд. Фундаментальное значение для отделения метаграувакк от магматических пород, особенно в области перекрытия составов тех и других, имеет несовпадение их петрохимических трендов. Тренды граувакковых серий пересекают тренд средних составов магматических пород нормальной щелочности (от базальтов до риолитов) на диаграмме $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и находятся в более магнезиальной области на диаграмме $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}/\text{CaO}$.

Расположение фигуративных точек может существенно отклоняться от единых трендов граувакковых серий в случае независимого от других компонентов привноса кварца в осадок или при отложении тефрогенного вулканического материала одновременно с граувакковым, когда петрохимические соотношения будут существенно меняться. При этом не зависящий от состава остальных компонентов привнос кварца отклоняет и смещает эти тренды вверх, а привнос плагиоклаза и среднего-основного магматического материала – вниз и ближе к осевой линии. Сопряженный вулканический процесс с привносом в осадок тефры и продуктов гальмиролиза вулкаников приводит к выполаживанию трендов до горизонтального положения.

Метаграувакки в докембрии – типизация серий. Сериальный подход при изучении петрохимии метаседиментогенных пород и при составлении дискриминантных диаграмм позволяет во многих случаях выделять метаграувакки среди множества других гнейсов и ассоциированных пород. По-видимому, использование представлений о естественных граувакковых сериях типа песчаник-аргиллит позволяет в каждой конкретной ассоциации седиментогенных пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма не только выделять граувакки, но и судить об особенностях их формирования. Рассматриваемые ассоциации метаморфических пород действительно отвечают грауваккам, как и предполагалось большинством цитируемых авторов. Ассоциации образуют характерные для граувакковых серий тренды, причем намечаются три группы серий. Собственно *граувакковые серии*, включающие ассоциацию граувакк и аргиллитов, устанавливаются в раннеархейских гнейсах Кольско-Беломорского комплекса и в полиметаморфической формации Понтиак Канады. При более широких вариациях химического состава, связанных с обогащением первично-песчаных отложений кварцем, возникают серии типа *кварцевая вакка-граувакка-аргиллит*, выявленные в архейских гранулитах Анабарского региона и Тундрового комплекса амфиболитовой фации на Кольском п-ове. *Субграувакковая серия*, содержащая, вероятно, значительную часть обломков осадочных и (или) метаморфических пород, проявлена в седиментогенных породах протерозойского Лапландского гранулитового комплекса. Подробные исследования седиментогенных пород Кольского полуострова и Анабара приведены в соответствующих разделах, а Канадских – приведены ниже. Их интерпретация показывает, что, используя сериальный подход в рассмотрении граувакк, можно перейти от констатации наличия в разрезах метаграувакк к дифференциации их по типам ассоциаций. Этот шаг открывает путь для палеотектонических построений, однако и здесь необходимы петрохимические эталоны, которые рассмотрены ниже.

Метаграувакки в докембрии – геодинамические реконструкции. Палеотектоническая (геодинамическая) реконструкция условий формирования граувакк на основе актуалистических моделей наиболее подробно разработана К. Круком [Crook, 1974] и М. Бхатиа [Bhatia, 1983], эти представления обобщены и дополнены С. Тэйлором и М. Мак-Леннаном [Тэйлор, Мак-Леннан, 1988]. Самые распространенные обстановки формирования достаточно мощных граувакковых комплексов – островодужные и окраинно-континентальные. Современными аналогами древних океанических островных дуг представляются Алеутская, Антильская и другие (где в глубоководных песках содержание $Q=2\%$, отношение плагиоклаза к сумме полевых шпатов $P/(P + K) = 0.9$), а континентальных (краевых) дуг, возникающих на континентальной коре или ее утоненной окраине $Q = 13\%$, $P/(P+K) = 0.64$ (шельф Пуэрто-Рико). Активные континентальные окраины геологического прошлого сопоставляются с бассейнами Чили и Перу (Андийский тип, $Q = 12-20\%$, $P/(P + K) = 0.58-0.72$), а пассивные – с крупными бассейнами типа Бенгальского ($Q = 0.56\%$, $P/(P + K) = 0.31$).

Для геодинамических реконструкций специально исследованы песчаники палеозоя Восточной Австралии – размеры зерен 0.1–0.5 мм, содержание матрикса не более 20% [Bhatia, Crook, 1986]. Главные различия между типами этих граувакк выявляются весьма отчетливо.

Превалирующим фактором, обусловившим разнообразие граувакк, оказывается состав областей питания [Шутов, 1975], сопряженный с фактором тектонической активности. Воздействие обоих факторов смещает составы граувакк песчаной размерности от прямых продуктов перемешивания дезинтегрированного материала вулканитов океанических островных дуг в сторону полевошпат-кварцевых терригенных ассоциаций, возникающих при разрушении гранитоидов, гнейсов и осадочно-метаморфических пород зрелой континентальной коры, и далее в сторону существенно кварцевых песчаников, формирующихся за счет водной сепарации материала зрелой континентальной коры в условиях стабильного шельфа на пассивных окраинах континентов.

Судя по положению фигуративных точек на диаграммах и сумме остальных данных, можно считать, что для островных дуг характерны собственно *граувакковые серии* (граувакка-аргиллит и кварцевая вакка-граувакка-аргиллит), а для континентальных окраин – *субграувакковые серии*, включающие кварцевые литокластиты (протокварциты). Данные по палеотектоническим обстановкам формирования граувакк позволяют предложить геодинамическую интерпретацию для метаграувакк докембрия, выявляемых на основании петрохимических признаков.

Дометаморфическая породная ассоциация граувакка-аргиллит (ранний архей Кольского п-ова и Канады) обнаруживает признаки формирования в условиях океанических островных дуг, тогда как серия кварцевая вакка-граувакка-аргиллит в архее Кольского п-ова и Анабарского шита формировалась, по-видимому, за счет размыва как вулканитов, так и гранитоидов и гнейсов в условиях континентальных (краевых) дуг. Субграувакковая серия протерозоя Лапландского пояса накапливалась, весьма вероятно, в условиях активной континентальной окраины. Что касается пассивных континентальных окраин, то породы такого хими-

ческого состава ($>85\%$ SiO_2) в метаморфических комплексах обычно относятся к кварцитам, и они не попадают в сферу интенсивного петрохимического исследования. Для них нет пока представительных аналитических данных, поэтому целесообразно проводить дальнейшие исследования на основе выявления закономерностей в составе каждой конкретной граувакковой серии.

Латеральные фациальные переходы в граувакковых толщах: граувакки в зеленокаменном поясе Абитибид Канадского щита. Древнее основание Канадского щита состоит из ряда субширотных парных метаморфических (зеленокаменных и гнейсовых) поясов. Из них юго-восточный зеленокаменный пояс Абитибид (возраст 2.71–2.73 млрд. лет) сопровождается расположенным к югу гнейсовым поясом Понтиак (2.69–2.71 млрд. лет). Вулканическая толща зеленокаменного пояса (супергруппа Абитибид) по мощности превышает 15 км и включает вулканиты (93% мафит-ультрамафических и 7% фельзитических вулканитов), сопровождаемые осадками (15% мощности разреза пояса, группа Кадиллак), и в разной мере деформированные, нередко весьма слабо (зона Абитибид) [Stott, 1997]. На юге распространены метаморфизованные отложения (сланцы-кварцевые сланцы) с подчиненными вулканитами (группа Понтиак), в середине располагается складчатая синформа, сложенная флишеподобными обломочными отложениями (группа Тимискаминг) с небольшим количеством вулканитов. Общая мощность этих отложений 800–1000 м.

Отложения супергруппы Абитибид – вулканиты и осадки – в значительной мере синхронны и формировались во фронтальной части островной дуги в течение короткого отрезка времени, примерно за 10 млн. лет. Известны фациальные замещения вулканитов осадочными породами. В пределах этой дуги существовало два типа пород – источников обломочных отложений архея – граниты тоналитового состава и вулканиты основного и среднего состава [Dimroth et al., 1978]. Слабый (зеленосланцевый) метаморфизм отдельных площадей и частей разреза позволил достаточно детально охарактеризовать генетические особенности архейских вулканических пород, в частности, показать подводный характер базальтовых излияний, рассмотреть эволюцию гиалокластитов и др. Породы метаморфизованы неоднородно и нередко превращены в амфиболиты и слюдяные сланцы амфиболитовой фации.

Состав отложений и геологические взаимоотношения указывают на то, что самая нижняя часть группы Кадиллак представляет собой проксимальные турбидиты, непосредственно ассоциирующие с вулканическими породами. Осадки группы Тимискаминг включают флювиальные отложения и проксимальные турбидиты, а группа Понтиак сложена дистальными турбидитами [Rocheleau, 1980].

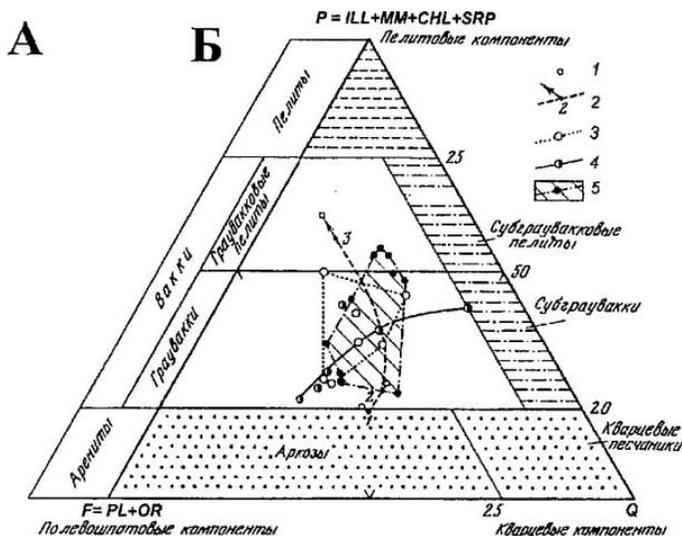
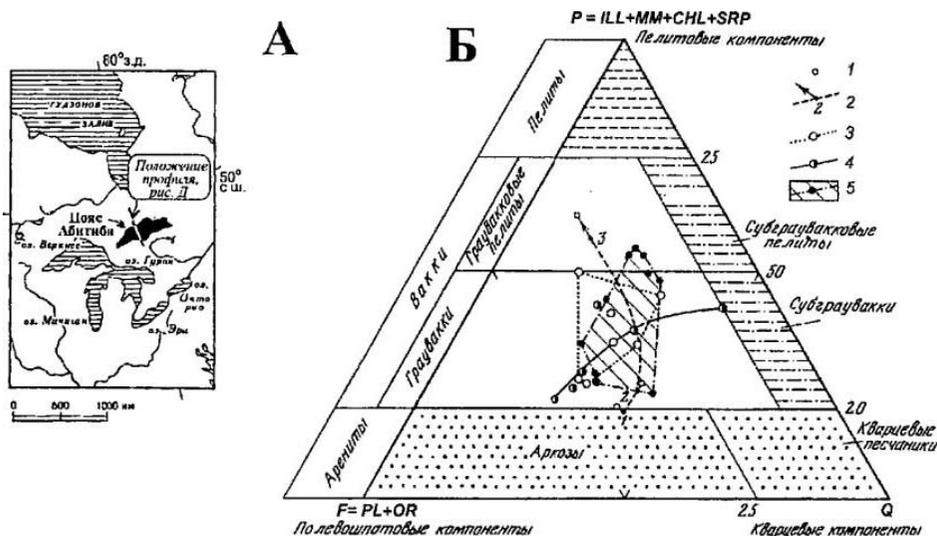
Рассматриваемые здесь породы трех граувакковых ассоциаций (из нижней части группы Кадиллак; из группы Тимискаминг; из группы Понтиак) при слабом метаморфизме обнаруживают под микроскопом обломки песчаной размерности кварца, плагиоклаза, фрагментов пород, заключенных в слюдяном матриксе. Породы содержат меньше 50% песчаных зерен кварца. Обломки калиевого полевого шпата песчаной размерности составляют лишь незначительную примесь. Обломки пород изменены и превращены в кварц, полевые шпаты и слюды. В условиях амфиболитовой фации эти породы представлены кварцитовыми и

глиноземистыми ставролит-слюдяными сланцами, нередко с силлиманитом. Высокая степень метаморфизма отложений группы Понтиак не позволяет провести необходимые литологические исследования для реконструкции фациальной обстановки. Для унификации первичных, дометаморфических количественно-минералогических составов и проверки палеофациальных реконструкций были выполнены расчеты нормативных минеральных составов [Розен, Димрот, 1982].

Расчет MINLITH-нормативных составов (рис. 1.2.10; табл. 1.2.4) показывает, что их фигуративные точки располагаются в характерном поле граувакк с содержанием пелитовых компонентов 20–60%. Наименьшее содержание пелитовых компонентов (менее 40%) обнаруживает группа Тимискаминг, для которой характерны наиболее широкие вариации в составе: от 50% полевых шпатов до 10% (последние разновидности приближаются к субграуваккам). Максимальные содержания пелитовых компонентов характерны для группы Понтиак. Состав нормативной обломочной фракции свидетельствует о том, что это в основном плагиоклазовые обломочные породы: наибольшее количество плагиоклаза содержится в самой нижней части отложений Кадиллак (до 70% суммы обломочных компонентов), а калиевого полевого шпата – в отложениях группы Понтиак (до 25%). По соотношению пелитовых компонентов группы Кадиллак и Тимискаминг характеризуются сходными содержаниями (от 20 до 75%) магнезиальных пелитовых компонентов (главным образом хлорита) при отсутствии окислов железа, тогда как в группе Понтиак состав глинистых компонентов преимущественно иллитовый, при значительном содержании (до 15%) гидрооксидов железа.

Приведенные данные показывают, что терригенные отложения пояса Абитиб образуют естественный ряд от существенно плагиоклазовых граувакк группы Кадиллак, через калишпат-содержащие граувакки и кварцевые субграувакки группы Тимискаминг, до существенно иллитовых (с заметным количеством гидроокислов железа) граувакковых пелитов в группе Понтиак. Очевидно, что результаты расчета MINLITH-нормативного минерального состава для слабо метаморфизованных пород обнаруживают хорошее соответствие прямым петрографическим наблюдениям. Проведенный расчет позволяет сопоставлять рассмотренные ассоциации пород, независимо от интенсивности их метаморфизма. Высокие содержания нормативного плагиоклаза и в осадках нижней части группы Кадиллак, вероятно, указывают на образование их главным образом за счет базальт-андезитовых пород. Осадки Тимискаминг и Понтиак относительно обогащены нормативным калиевым полевым шпатом и иллитом, что, очевидно, указывает на добавочный источник сиалического материала. Поступление этого материала, по-видимому, было обусловлено выходом на поверхность, эрозией и глубоким химическим выветриванием гранитоидных плутонов. Обогащение пелитовым компонентом отложений группы Понтиак было обусловлено сортировкой кластического материала при переносе в более удаленные от берега части палеобассейна.

Сопоставляя данные по минеральным составам рассмотренных трех групп между собой, можно видеть, что они соответствуют фациальным реконструкциям, показанным на обобщенном фациальном профиле. Внутреннюю часть островной дуги вместе с вулканитами занимали вулканомиктовые граувакки (ниж-



А. Положение пояса Абитибид в пределах Канадского щита.

Б. Диаграмма MNLITH-нормативного минерального состава для исходных пород в координатах: полевые шпаты (F) – пелит (P) – кварц (Q) [модифицировано по Pettijohn, 1975; расчет по Розен, Аббясов, 2003]. 1,2 – граувакки геотипической местности, принятые в качестве эталона для сопоставлений (палеозой Верхнего Гарца): 1 – модальный состав [Huckenholz, 1959], 2 – нормативный состав, стрелка указывает в сторону соответствующего модального состава, цифры у точки обозначают структуру (1 – грубозернистую, 2 – среднезернистую, 3 – мелкозернистую); 3–5 – сланцы и граувакки Абитибид: 3 – граувакки группы Кадиллак, 4 – граувакки группы Тимискаминг, 5 – слюдяные сланцы группы Понтиак

В. Диаграмма обломочной фракции: плагиоклаз – калиевый полевой шпат – кварц.

Г. Диаграмма пелитоморфной фракции: щелочно-глиноземистые компоненты (иллит + монтмориллонит) – рудные оксиды (гетит) – магнезиально-железисто-глиноземистые компоненты (хлорит + серпентин)

Д. Положение граувакковых отложений на обобщенном фациальном профиле

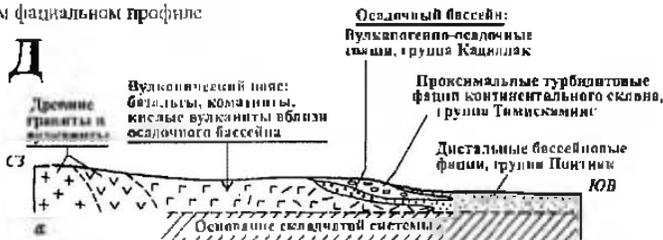
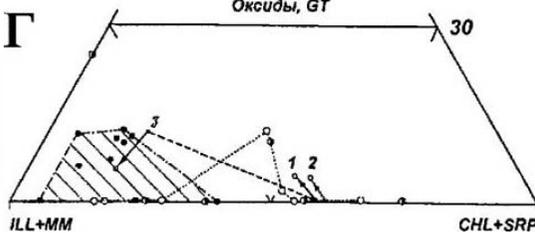
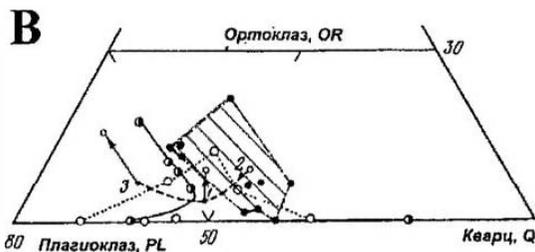


Рис. 1.2.10. Минеральный состав и фациальные особенности метаграуваккового комплекса в зеленокаменном поясе Абитибид на Канадском щите

Вариации химического и MINLITH–нормативного минерального состава мегаграувакк в стратиграфических подразделениях архейского зеленокаменного пояса Абитибии Канадского щита

	Группа Кадиллак							Группа Тимискаминг						Группа Понтиак								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
Химический состав, %мас.																						
SiO ₂	64.6	59.5	59.95	63.2	65	66.2	65.8	59.9	63.95	57.2	62.95	69.6	55.96	61.96	59.98	60.7	65.9	70	60.25	62.5	58.4	
TiO ₂	0.62	0.52	0.59	0.62	0.66	0.66	0.64	0.44	0.58	0.63	0.57	0.28	–	0.51	0.71	0.65	0.5	0.46	0.63	0.65	0.67	
Al ₂ O ₃	15.8	16.9	14.15	15	14.4	16.35	14.75	17.05	14.9	14.6	14.1	13.8	16.67	15.47	17.71	18.65	14.95	13	16.6	16.4	18.7	
Fe ₂ O ₃ ^t	3.65	4.1	6.25	5.6	4.53	6	5.92	4.95	5.68	7.1	5.21	3.78	8.25	2.73	5.25	5.03	3.99	4.26	6.74	6.04	7.76	
MgO	2	2.55	5.2	3	2.93	3.2	3.18	3.25	3.98	3.95	2.9	2.45	3.22	1.67	3.67	3.75	3.74	2	3.7	3.32	3.75	
CaO	2.78	4.85	3.65	1.85	2.6	1.7	2.25	4.9	2.05	6.02	1.75	0.9	4.15	4.48	1.3	0.99	1.49	2.25	0.95	1.69	1.4	
Na ₂ O	3.80	4.3	4.25	4.05	2.5	3.05	2.93	2.9	4.53	3.52	3.87	1.25	2.94	2.75	2.17	1.84	3.6	3.25	2.05	3.33	2.1	
K ₂ O	0.99	0.28	1.1	1.64	1.1	2.9	1.97	2.69	1.14	3.43	1.78	2.57	2.43	1.4	3.04	4.6	3.1	2	4.85	3.76	3.35	
P ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.16	0.1	0.11	0.15
LOI	5.76	7	4.86	5.04	6.28	–0.06	2.56	3.92	3.19	3.55	6.87	5.37	6.38	9.03	6.17	3.79	2.73	2.63	4.14	2.20	3.72	
MINLITH–нормативный минеральный состав, %мас.																						
Q	23.97	13.3	23.97	26.97	32.7	28.77	33.81	24.79	26.18	18.99	28.38	46.61	21.9	28.88	28.13	24.01	27.82	38.82	22.55	21.95	23.6	
PL	29.54	31.54	39.15	38.94	19.03	27.76	27.54	27.05	42.16	31.02	37.99	11.57	27.59	18.46	20.5	17.2	33.94	30.06	19.3	30.66	19.74	
OR	–	–	–	5.11	–	7.52	2.13	2.77	–	10.09	7.68	–	4.75	–	0.98	2.82	7.48	1.08	11	8.12	2.4	
ILL	10.35	3.01	11.56	8.76	12	16.55	15.46	23.67	12.12	16.28	6.06	28.27	17.47	14.7	31.66	44.03	19.85	19.18	32.26	24.87	31.64	
MM	19.83	33.89	–	–	18.39	–	–	–	–	–	–	1.74	–	25.85	–	–	–	–	–	–	–	
CHL	6.22	7.37	8.34	17.37	11.96	16.6	17.15	14.42	9.13	–	17.14	9.91	21.17	2.34	15.54	–	–	–	–	–	19.93	
SRP	–	–	2.94	–	–	–	–	–	2.77	–	–	–	–	–	–	5.48	4.02	1.29	6.31	4.82	–	
GT	–	–	4.13	–	–	–	–	–	3.05	6.17	–	–	–	–	–	3.65	3.6	3.55	6.1	5.44	–	
CC	6.12	5.24	–	1.86	3.07	1.79	2.87	5.72	–	–	1.74	0.83	5.92	5.43	0.75	–	–	–	–	–	1.42	
DL	–	–	9.32	–	–	–	0.39	1.15	4.02	15.52	0.42	0.77	–	–	1.71	2.16	2.78	4.72	1.48	3.05	–	
ANK	3.37	5.12	–	–	2.17	–	–	–	–	1.34	–	–	–	1.2	3.84	–	–	–	–	–	–	
ACS	0.61	0.52	0.58	0.64	0.67	0.64	0.65	0.44	0.58	0.59	0.6	0.29	0	0.5	0.73	0.65	0.5	1.31	1.01	1.1	1.17	

ACS – акцессорные минералы RT; AP; PR.

Образцы 1–13 – зеленосланцевая фация метаморфизма: 1–7 – хорошо сохранившиеся граувакки группы Кадиллак [Goulet, 1978, p. 37, table 5]; 8–13 – относительно хорошо сохранившиеся граувакки группы Тимискаминг [Goulet, 1978, p. 55, table 7]. Образцы 14–21 – амфиболитовая фация метаморфизма – слюдяные сланцы группы Понтиак [Lesta, 1971; Van de Walle, 1978], 14 – кварцитовый сланец; 15 – ставролитовый сланец; 16 – метаргиллитовый прослой, 17 – первично-песчаный прослой, 18 – наиболее распространенный тип; 19, 20 – сланец с псевдоморфозами по силикату алюминия; 21 – ставролитовый сланец

няя часть группы Кадиллак). Проксимальные фации окружавшего бассейна были представлены разнообразными турбидитовыми граувакками с обломочным материалом гранитоидов (поступавшим из центрального поднятия), иногда обогащенными кварцем до состава субграувакк (группа Тимискаминг). Существенно пелитовые граувакковые породы (группа Понтиак) представляли собой дистальные фации этого бассейна, содержавшие более зрелый материал, претерпевший дальний перенос в водной среде и воздействие процессов выветривания в области размыва.

Таким образом, изученные докембрийские граувакки Канадского щита обнаруживают закономерные вариации исходного минерального состава, согласующиеся с геологическими данными, и указывают на существование трех граувакковых ассоциаций: 1 – вулканогенной, 2 – флювиальной и турбидитовой проксимальной, 3 – турбидитовой дистальной. По MINLITH-нормативному минеральному составу они не отличаются достаточно отчетливо от модальных составов граувакк генотипической местности ни по первичному минеральному составу отдельных типов пород, ни по общей направленности вариаций их составов – от крупнозернистых до пелитовых.

Выводы. При исследовании граувакковых комплексов фанерозоя выделяются петрохимические серии, включающие ряд песчаник–алевролит–пелит. Предложена дискриминационная диаграмма, на которой тренды граувакковых серий пересекают тренды магматических пород, что позволяет надежно различать пара- и ортокомплексы сходного химического состава. Среди метаграувакк амфиболитовой и гранулитовой фаций в некоторых докембрийских регионах установлены типоморфные серии: 1) граувакка–аргиллит; 2) кварцевая вакка–граувакка–аргиллит; 3) субграувакка–аргиллит. Проанализирована актуалистическая модель, применяемая при реконструкциях режима формирования граувакк фанерозоя, и показано, что типоморфные граувакковые серии, выделенные в докембрийских комплексах, соответствуют грауваккам океанических островных дуг, континентальных (краевых) дуг, активных окраин континентов. Использование MINLITH-нормативного минерального состава позволяет проводить упрощенные фациальные реконструкции на основе сопоставления граувакк с отчетливыми петрографическими признаками обломочного строения, с одной стороны, а с другой – с полностью утратившими такие признаки и глубоко метаморфизованными их аналогами.

Метакарбонатные породы

Метаморфизованные карбонатные породы образуют непрерывную последовательность от чистых карбонатов до таких, в которых содержание карбонатных минералов может быть менее 5% мас. Часто такие минералы могут отсутствовать вообще, и тогда возникает вопрос о первичной природе таких алюмосиликатных метаморфитов, содержавших до метаморфизма карбонатный материал. Ниже рассматриваются метакарбонатные породы, в которых набор метаморфогенных минералов крайне изменчив, а прямая интерпретация первично-осадочного протолита затруднительна.

Метакарбонатные породы широко распространены в глубокометаморфизованных комплексах как продукт регионального и контактового метаморфизма и метасоматизма, действовавших на карбонатные отложения. В разделе рассматриваются метакарбонатные породы из ареалов регионального метаморфизма, с целью обобщить представительные химические данные по широкому спектру этих пород и их минеральному составу (на основании 361 химического и минерального анализа). Седиментологическая интерпретация химизма на основе применения MINI.TH-нормативных расчетов проведена с целью рассчитать дометаморфические минеральные составы и выявить доминирующие условия осадконакопления в палеобассейнах седиментации.

Предметом исследования в данной работе являются наиболее распространенные кальцит – доломитовые карбонатные породы, подвергшиеся региональному метаморфизму, однако подразделение типов метаморфизма не всегда достаточно отчетливо, а некоторые карбонатные породы, магниезиальные и железистые, отличаются существенной спецификой, поэтому необходимы предварительные пояснения по предмету исследования. Метакарбонатные породы могут образоваться под воздействием как регионального, так и локального метаморфизма. Вариации в режиме P-T-X(CO₂), связанные с реакциями декарбонатизации и определяемые типом метаморфизма, приводят к образованию весьма разнообразных минеральных ассоциаций.

Вариации состава метакарбонатных пород и типов метаморфизма. *Вариации состава.* Метакарбонатные породы представляют собой обширную группу преимущественно кальцитовых и доломитовых мраморов, связанных с карбонатно-силикатными разновидностями. Значительно меньше распространены железистые и высокомагнезиальные карбонатные породы, соответственно сидериты (породы) и магнезиты (породы). Сидеритовые породы образуют слои до 60 м мощностью [Старостина, 1962], а магнезитовые породы – до 75 м [Анфимов и др., 1983], например, в позднедокембрийской толще доломитов вблизи Бакала и Сатки на западном Урале. Они содержат ассоциацию серицита, талька, Mg-хлорита и кварца, соответствующую условиям зеленосланцевой фации. Первоначальное накопление магнезита и сидерита является, вероятно, результатом циркуляции диагенетических вод в карбонатном осадке [Анфимов и др., 1983]. Сидеритовые породы составляют также значительную часть железорудных формаций [Trendall, Morris, 1983], например, в формации типа Озера Верхнего. При низких температурах метаморфизма сидеритовые породы содержат гриналит, шамозит и миннесотаит, при средних – антофиллит, куммиштонит и клинопироксен, а при высоких – ортопироксен и оливин [Глаголев и др., 1992]. При высоких температурах прогрессирующая потеря углекислоты приводит к появлению почти бескарбонатных пород. Очевидно, что железистые и высокомагнезиальные карбонатные породы имеют свои особенности осадконакопления и метаморфизма и далее не рассматриваются.

Региональный и локальный метаморфизм (контактовый метаморфизм и метасоматизм). Все существенно кальциевые метакарбонатные породы могут образоваться в условиях как регионального, так и контактового метаморфизма и метасоматизма. Различия в режиме P-T-X(CO₂) влияют на реакции декарбо-

натизации и могут приводить к образованию различающихся минеральных ассоциаций.

Контактовые метаморфические породы образуют относительно узкие зоны, до нескольких километров шириной, вокруг интрузивных тел [Колобов и др., 1992]. Обычно они характеризуются низкими давлениями и относительно высокими температурами [Smulikowski et al., 2001]. При весьма высоких температурах в пироксен-роговиковой и санидинитовой фациях [Smulikowski et al., 2001] силикатные и карбонатсодержащие породы содержат много специфических минералов, таких, как акерманит, ларнит, мелидит, мервинит, монтичеллит, муллит, ранкинит, спуррит, тиллеит, тридимит. Могут возникать также редкие типы пород, такие, как бухит (кордиерит-плаггиоклаз-кварц-муллит-тридимит) и беербихит (форстерит-диопсид-плаггиоклаз-ортопироксен) [Колобов, 1992]. Такие типы пород и минералы не обнаружены среди регионально-метаморфических минеральных ассоциаций. Очевидно, что рассмотрение карбонатсодержащих контакто-метаморфических пород следует отделить от исследования регионально-метаморфических пород.

Метасоматические породы, в собственном смысле слова, нередко занимают обширные площади, до нескольких квадратных километров, и обычно локализованы вдоль линейных зон. Некоторые специфические черты отличают метасоматиты от других метаморфических пород. Характерно, что в метасоматических ареалах обычно наблюдается зональность в минеральных парагенезисах: от полиминеральных составов во внешней части, к более простым ассоциациям, вплоть до мономинеральных, во внутренних зонах [Классификация..., 1992]. Напротив, регионально-метаморфизованные породы, при отсутствии метасоматизма, никогда не образуют сопоставимой, по направленности и масштабам, зональности.

Связанные с карбонатами метасоматические породы включают ряд разновидностей, в том числе: (1) тальк-карбонатные породы, содержащие тремолит и магнезит; (2) хлорит-карбонатные породы с кальцитом и анкеритом; (3) апатит-гематит-кварц-карбонатные породы; (4) Mg-скарны с форстеритом, шпинелью, монтичеллитом и гиперстеном; (5) Mg-скарны с флогопитом, паргаситом и др.; (6) Са-скарны с волластонитом, иогансенитом, пироксеном, гранатом и эпидотом, а также ряд других разновидностей [Классификация..., 1992]. Такие породы, и в особенности минералы, как монтичеллит и иогансенит, не обнаруживаются среди карбонатных пород в условиях регионального метаморфизма. Очевидно, что систематика метакарбонатных пород, образовавшихся в условиях метасоматизма, представляет собой вполне самостоятельный объект. Таким образом, метакарбонатные породы, формирующиеся под воздействием локального метаморфизма (контактового и метасоматического), являются предметом отдельных, самостоятельных исследований и далее не рассматриваются.

Геологические особенности, разнообразие минерального состава, проблема протолита. Геологические исследования показывают, что метакарбонатные породы являются обычным и широко распространенным компонентом регионально-метаморфических поясов, сопоставимым по распространению с другими, обычными типами пород. Например, они составляют около 40 % объема в 5-

километровом разрезе хапчанской серии Анабарского щита [Condie et al., 1991]. В пределах Алданского щита, на площади в около 200 тыс. кв. км выходов архейского гранулитового комплекса, метакарбонатные породы составляют 8.8 % (мраморы – 3.24%, клинопироксеновые, скаполитовые и другие известково-силикатные породы – 5.56%) и кварциты – 9.3% [Кулиш, 1976]. Они также образуют горизонты (до 250 м мощностью) в ассоциации с кварцитами и метавулканогенными амфиболитами в районе Санкаридруг в Индии [Windley, 1986] и широко распространены среди вулканогенно-осадочных толщ древних зеленокаменных поясов амфиболитовой фации метаморфизма [Eriksson et al., 1997]. Все эти породы имеют, очевидно, осадочное происхождение. Об этом, в частности, неопровержимо свидетельствуют сопряженные вариации изотопного состава кислорода и углерода [Галимов и др., 1990; Shidlowski et al., 1975]. Слоистые разрезы, в которых они присутствуют, отражают литологическое разнообразие отложений. Например, описана толща, первоначально сложенная пелитами, псаммитами и известняками, представленная в настоящее время ассоциацией кинцигитов, полевошпатовых и диопсидовых гнейсов, скаполит – диопсидовых амфиболитов и мраморов [Rattas 1958]. Исследованы метакарбонатные толщи, которые образовались за счет кальцитовых или доломитовых мергелей, карбонатных песчаников и аргиллитов, а также известковых граувакк [Fetju, 1983; Moine, 1969; Розен и др., 1992]. В других местах глубокометаморфизованные доломит-аргиллитовые толщи сохранили сульфат и хлор в скаполите и сложные псевдоморфозы по галиту, а также Са-содержащие щелочные минералы, такие, как нефелин, лазурит и содалит [Bell, Jakson, 1974; Hoggarth, Griffin, 1978; Ortega-Guiterrez, 1984], и предположительно образовались по эвапоритовым отложениям. Метаморфические реакции в метакарбонатных породах детально описаны [Winkler, 1976], и здесь нет необходимости их рассматривать.

Разнообразие минерального состава метакарбонатных пород является отличительной особенностью, оно крайне затрудняет сопоставление разновидностей разного уровня метаморфизма и препятствует созданию общепринятой систематики этих пород (табл. 1.2.5, 1.2.6). Достаточно привести два примера. В провинции Гренвилл, Канада, при детальном геохимическом исследовании прогрессивно метаморфизованной толщи выявлены четыре группы пород, кардинально различающихся по минеральному составу [Van de Kamp, 1968]. Очевидны достаточно определенные критерии выделения следующих подразделений. Мраморы сложены большей частью кальцитом (52 – 92 %); пироксен-скаполитовые гнейсы – клинопироксеном и скаполитом; карбонат-силикатные гнейсы – кварцем, полевыми шпатами, слюдами и кальцитом, параамфиболиты – роговой обманкой и плагиоклазом. Главная граница, очевидно, проходит по содержанию в 50 % карбонатов, отделяя мраморы от карбонатно-силикатных пород. В гранулитах Анабарского щита разработано другое разделение: мрамор, 85 – 100 % карбонатов, кальцифир, 15 – 85 %, известково-силикатная порода, 0 – 15 % карбонатов [Розен и др., 1992]. Другой пример минерального разнообразия описан для проградного метаморфизма карбонатных граувакк [Fetju, 1983].

Чрезвычайное многообразие минеральных составов и, как следствие, разнообразие используемых терминов характеризуют метакарбонатные породы с вы-

**Вариации модального минерального состава метакарбонатных пород, в % объемн.
(провинция Гренвилл, по данным [Van de Kamp, 1968])**

Минералы	Название породы (количество образцов)			
	Мрамор (6)	Пироксен-скаполитовый гнейс (12)	Карбонат-силикатный гнейс (19)	Параамфиболит (15)
Кальцит	91.8–52.1	1.5–15.0	1.2–41.7	1.0–21.8
Клинопироксен	3.9–22.1 (4)*	15.0–54.6	0–5.1	0.7–14.1
Роговая обманка	0.3–5.2 (3)	2.0–20.0	0.8–30.2	24.1–55.0**
Биотит и/или флогопит	0.5–7.8 (5)	0.2–5.0 (2)	1.4–30.0	1.0–23.3 (13)
Скаполит	12.6–23.6 (3)	22.6–50.0	3.1–11.6 (2)	1.5–3.6 (2)
Полевые шпаты и кварц	2.1–11.8 (5)	1.0–20.0 (6)	14.6–49.7	20.0–49.8

Иногда присутствуют мусковит, хлорит, эпидот, в сумме не более 5%.

* Присутствует в некоторых образцах, количество которых показано в скобках.

** Также присутствует 0.5–4.8% актинолита в трех образцах

Состав некоторых характерных минералов метакарбонатных пород

Минерал	Состав	Примечания и ссылки
Группа С*		
Клинопироксен	$\text{Ca}(\text{Mg}_{0.7}\text{Fe}_{0.3})\text{Si}_2\text{O}_6$	1
Амфибол	$\text{Na}_{0.2}\text{Ca}_2\{(\text{Fe},\text{Mg})_{4.6}\text{Al}_{1.5}\}(\text{Al}_{1.8}\text{Si}_{7.2})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	2
Волластонит	CaSiO_3	3
Группа PL*		
Платиоклаз	0.5–0.8 An	1
Скаполит	$\text{Ca}_3\text{Na}_1\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24}\text{CO}_3$	2
Цонзит, эпидот	$\text{Ca}_2\text{O}\{(\text{Al}_{2.7}\text{Fe}_{0.4})\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})\}$	2
Гроссуляр	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	3
Калишпат	$\text{K}\cdot\text{Al}\cdot\text{Si}_3\text{O}_8$	3
Нефелин	$(\text{Na}_{6.4}\text{K}_{1.0}\text{Ca}_{0.2})(\text{Al}_{7.5}\text{Si}_{8.5})\text{O}_{32}$	4
Лазурит	$(\text{Na}_7\text{Ca}_1)(\text{Al}_6\text{Si}_6)\text{O}_{24}\{\text{S}_{0.4}(\text{SO}_4)_{1.6}\}_2$	4
Содалит	$(\text{Na}_7\text{Ca}_1)\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\{(\text{SO}_4)_{0.1}\text{Cl}_{1.6}\}$	4
Группа M*		
Оливин	$(\text{Mg}_{1.8}\text{Fe}_{0.2})\text{SiO}_4$	1
Биотит	$\text{K}_{0.9}\{(\text{Fe},\text{Mg})_{2.4}\text{Al}_{1.5}\}(\text{Al}_{1.2}\text{Si}_{2.8})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	2
Флогопит	$\text{K}_2(\text{Mg}_{5.6}\text{Fe}_{0.1}\text{Al}_{0.3})(\text{Al}_{2.3}\text{Si}_{5.7})(\text{OH})_4$	4

C* = Crx + Amf + Wo; PL* = Pl + Scp + Ep + Grs + Kfs + Ne + Sod; M* = Ol + Bi + Phl

1 – преобладающий состав; 2 – [Ferry, 1983]; 3 – теоретический состав; 4 – [Hoggarth, Griffin, 1978]

сокими содержаниями силикатных минералов. Такие породы именовались известковыми гранулитами [Prasad, 1976]; диопсидовыми гнейсами или скаполит-диопсидовыми амфиболитами [Parras, 1958]; карбонатными слюдяными сланцами, калишпат-пироксеновыми гнейсами, скаполитовыми пироксенитами [Moine, 1969, 1978], известково-силикатными породами и/или гнейсами [Allen, 1979; Condie et al., 1991] и т.п. Все такие термины петрологически корректны, но они разработаны при выполнении отдельных локальных исследований и отражают авторские предпочтения, а потому не могут быть основой для системной номенклатуры названий. По-видимому, на данной стадии изученности наиболее приемлемы для всеобщего использования только два термина: мрамор, как преимущественно карбонатная порода, и карбонатно-силикатная или известково-силикатная порода – для всех остальных рассматриваемых разновидностей. В данной работе использована систематика, разработанная в Подкомиссии по систематике метаморфических пород Комиссии по систематике в петрологии Международного союза геологических наук (SCMR CSP IUGS)[Rosen et al., 2004]

Проблема протолита возникает при изучении метакарбонатных пород, содержащих значительное количество силикатов. В этом случае используются два метода: наблюдения в зонах нарастающего (проградного) метаморфизма и модельные расчеты минерального состава, использующие состав первичной осадочной породы с учетом потери углекислоты при повышении степени метаморфизма.

Прогрессивная метаморфическая зональность описана, например, в карбонатных граувакках [Ferry, 1983]. При нарастающем метаморфизме от зеленосланцевой до амфиболитовой фации они преобразуются из мусковит-хлоритовых карбонатных сланцев в карбонатные известково-силикатные породы без изменения валового химического состава. Содержания мусковита, хлорита и биотита снижаются с 20 % об. до нуля, появляются амфибол и клинопироксен (до 17%), содержания карбоната и плагиоклаза уменьшаются с 27% до 6 % и с 26 % до 18%, соответственно, но к последнему добавляется 12 % скаполита и цоизита, повышается содержание кварца с 30 % до 38 % (табл. 1.2.7). Валовый состав породы практически не меняется, в среднем для 115 проб содержание $\text{SiO}_2 = 65 \pm 1.0(\sigma)\%$, MgO и $t\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3 \pm 0.13(\sigma) \%$ (табл. 1.2.8). Для Na_2O и K_2O разброс оказывается заметным при содержаниях $1.3 \pm 0.61(\sigma) \%$, так же, как и для CaO , LOI. Значительные вариации содержаний указанных компонентов, очевидно, связаны с декарбонатизацией и выносом щелочных металлов вследствие гидролитических реакций во флюидной фазе [Ferry, 1983].

В общем виде прогрессивная зональность метакарбонатов описана как переход от ассоциации мусковит-пренит-хлорит-эпидот-тремолит-Na-плагиоклаз (\pm кварц-карбонат) к другой, высокотемпературной, ассоциации эпидот-гранат-тремолит-роговая обманка-клинопироксен-Ca-плагиоклаз (\pm кварц-карбонат) [Wilkins, 1997]. Процитированные, как и многие другие, исследования показывают, что изначальные слюдяно-хлорито-карбонатные сланцы с повышением степени метаморфизма превращаются в карбонат-содержащие клинопироксен-плагиоклазовые (=кварц) известково-силикатные породы, в которых преобладают Ca-алюмосиликаты (известково-силикатные минералы). При этом процессе ори-

Изменение минерального состава карбонатных граувакк при прогрессивном метаморфизме (по данным [Ferry, 1983])

Зона метаморфизма	Минеральные группы и минералы, % объемн.							Количество образцов	Названия пород **
	C*	PL*	PI	CRB*	M*	Vi	QTZ*		
ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ ФАЦИЯ									
Анкеритовая	0.0	25.1	25.1	27.1	15.7	0.0	30.8	14	Мусковит-хлорит-карбонатный сланец
Нижняя биотитовая	0.0	27.7	27.7	21.3	17.9	0.0	30.7	21	Мусковит-хлорит-карбонатный сланец
Верхняя биотитовая	0.0	27.6	27.6	12.7	23.0	17.7	35.1		Карбонат-биотитовый сланец
АМФИБОЛИТОВАЯ ФАЦИЯ									
Амфиболовая	5.9	32.4	32.4	6.1	15.9	14.8	37.2	7	Карбонат-амфибол-биотитовый сланец
Цонзитовая	15.2	28.0	15.8	10.6	3.2	3.1	38.6	25	Карбонат-цонзитовая порода
Диопсидовая	17.0	30.8	18.4	11.2	0.3	0.3	38.4	48	Карбонат-цонзит-клинопироксеновая порода

Минеральные группы: C* – Crx+Anf; PL* – PL+Zo+Kfs+Scp; CRB* – CC+ANK (анкерит присутствует только в ANK- and Vi-зонах); M* – Ms+CHL+Vi; QTZ* – кварц

** Плагноклаз и кварц присутствуют во всех типах пород и не включены в названия пород

Средний химический состав карбонатных граувакк в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях метаморфизма (по данным [Ferry, 1983])

	Avg	Std	V
SiO ₂	64.67	1.00	1.55
TiO ₂	0.68	0.02	2.94
Al ₂ O ₃	10.34	0.36	3.48
tFe ₂ O ₃	3.83	0.14	3.66
MgO	2.24	0.13	5.80
CaO	9.87	2.29	23.20
Na ₂ O	1.52	0.61	40.13
K ₂ O	1.18	0.61	51.69
LOI	5.18	1.58	30.50
Sum	99.83	0.07	0.07

ентированные слоистые силикаты (слюды, хлорит) исчезают, и порода лишается сланцеватости, переходя из структурного типа сланца в структурный тип гнейса (со слабо выраженной плоскостной ориентировкой пластинчатых минералов) или гранофельза, в котором плоскостная ориентировка минералов полностью отсутствует. Ясно, что огромная группа осадочных пород (песчаники и аргиллиты с карбонатной примесью) при метаморфизме полностью утрачивают изначальные черты, а в образовавшихся за их счет карбонатно-силикатных и известково-силикатных породах, состоящих из плагиоклаза, клинопироксена и кварца с небольшим количеством карбоната, достаточно трудно и зачастую невозможно узнать один из наиболее распространенных типов терригенных отложений.

Возможности выявления состава протолита определяются изменениями химического состава при метаморфизме. Валовый химический состав пород сохраняется при прогрессивном метаморфизме. На первый взгляд не наблюдается значительных изменений в содержаниях SiO₂, Al₂O₃, MgO, Na₂O или K₂O, как указано, например в работе [Hoggarth, Griffin, 1978]. Однако детальные наблюдения показывают, что образование метакарбонатов сопровождается уменьшением содержаний щелочных металлов и увеличением отношения Na/K, в соответствии с реакцией $Kfs + CaO \rightarrow An + Qtz + K_2O$ [Moine, 1978]. Наряду с последовательным снижением содержаний H₂O, CO₂, происходит потеря K₂O и Na₂O, как устанавливается при переходе от зеленосланцевой к амфиболитовой фации в известковых граувакках [Ferry, 1983]. Средние составы образцов из наиболее глубоко метаморфизованных пород содержат только 18% K₂O и 31% Na₂O от концентраций в исходных породах низкой степени метаморфизма. Натрий удаляется вследствие реакций гидролиза в системе минерал-флюид, когда разрушение альбитового компонента плагиоклаза приводит к образованию кварца, анортита и растворимого натрия во флюиде. Независимо от этого процесса, калий удаляется при гидролизе в системе минерал-флюид, когда разрушается биотит и образуются Са-амфибол, титанит, анортит и обогащенный калием флюид [Ferry, 1983]. Сульфид-

Вероятный минеральный состав мергелей в условиях глубокого метаморфизма

Компоненты	Химический состав мергелей *	
	1	2
SiO ₂	22.31	51.76
TiO ₂	0.00	0.84
Al ₂ O ₃	9.22	13.77
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00
FeO	2.95	4.10
MnO	4.57	0.10
MgO	2.90	2.74
CaO	31.02	11.59
Na ₂ O	0.00	0.65
K ₂ O	0.00	3.87
P ₂ O ₅	0.09	0.70
CO ₂	26.93	9.89
Кальцит**	55.36	17.42
Доломит**	4.97	1.52
Рассчитанный минеральный состав метаморфических карбонатных пород		
Карбонаты	47.00	7.07
Плагноклаз	33.74	38.16
Калишпат	0.0	22.35
Клинопироксен	13.92	28.55
Оливин	5.27	0.0
Кварц	0.0	3.39

Расчет выполнен для минералов системы CIPW в предположении, что реакция декарбонизации приводит к образованию в метаморфической породе Crx, Ol, Pl, Qtz, при частичной сохранности карбонатных минералов.

* 1 – [Pettijohn, 1975, Table 8-11]; 2 – [Pettijohn, 1957, Table 84].

** Рассчитано по CO₂ пропорционально содержаниям CaO и MgO

Avg, Std, V – соответственно – среднее, стандартное отклонение, коэффициент вариации.

Данные включают 115 валовых анализов из 5 выборок образцов по ступеням метаморфизма

ды железа, возможно, формируются в результате восстановления серы органическим веществом и свободным ионом хлора по реакциям $[SO_4]^{-2} + 4CO = [S]^{-2} + 4CO_2$; $[SO_4]^{-2} + 4H_2 = [S]^{-2} + 4H_2O$ и $[SO_4]^{-2} + 8HCl = [S]^{-2} + 4H_2O + 8Cl^0$, как это наблюдается в метаморфизованных эвапоритовых отложениях [Hoggarth, Griffin, 1978]. Однако в целом региональный метаморфизм карбонатных отложений можно определить как квазиизохимический.

Мергели выступают в качестве одного из возможных протолитов для карбонатно-силикатных пород, как показывает расчет, приведенный в табл. 1.2.9. Метаморфизованный до диоксидовой ступени мергель, вследствие реакций декарбонизации, теряет значительную часть углекислоты, и ее содержание снижается, например с 60% мас. до 47%, а в другом случае – с 19 мас. % до 7%. Получен-

**Количество использованных анализов метакарбонатных пород по регионам
и возрастным подразделениям**

№ п/п	Район	Количество образцов, n	Литературный источник
АРХЕЙ			
1	Халчзиская серия, Анабарский щит, Россия	105	[Розен и др., 1988; 1992; Condie et al., 1991]
2	Восточный Бихар, Гранулитовая серия, пояс Хесаху-Белбатав, Индия	3	[Prasad, 1976]
3	Гранулитовый террейн, Блок Арунта, Австралия	14	[Allen, 1979]
4	Гранулитовый комплекс Амбтофинаидрахапа, Мадагаскар	15	[Moine, 1969; 1978, 1979]
5	Гранулитовый комплекс, Западный Усимаа, Финляндия	8	[Parras, 1958]
6	Комплекс основания района Хажим, штат Ассам, Индия	6	[Baruah, 1977]
7	Гранулиты Оаксан, южная Мексика	13	[Ortega-Gutierrez, 1984]
ПРОТЕРОЗОЙ			
8	Гранулит провинции Гренвилл, Канада	37	[Van de Kamp, 1968]
9	Лазуритовая серия, Баффинова земля, Канада	15	[Hoggarth and Griffin, 1978]
10	Зерендинская, серия кванитовых сланцев и эклогитов, Кокчетавский массив, Казахстан	49	[Розен, Ближниченко, 1967, не опубликовано]
11	Серия кванитовых сланцев Саресанг (кванит-талковый лазурит-содержащий парагезис), Афганистан	1	[Moine, 1979]
12	Карбонат-сланцевые сланцы, формация Роан системы Катанга, Замбия	1	[Moine, 1979]
ПАЛЕОЗОЙ			
13	Амфиболитовая фация, серия д'Алмонстер, Испания	5	[Moine, 1978]
14	Формация Вассалборо, силур, штат Мэн, США USA	115	[Ferry, 1983]

Всего силикатных анализов, частично включенных в средние – 387, представительные оценки модального минерального состава припедены авторами по большинству объектов, в других случаях приведены характерные минеральные ассоциации

ный минеральный состав по содержаниям карбонатов, полевых шпатов и клинопироксена соответствует карбонатно-силикатным породам.

Химический и модальный минеральный состав метакарбонатов: частота встречаемости петротипов. Для разработки основы систематики карбонатных пород, претерпевших региональный метаморфизм, была составлена база данных из 387 опубликованных в литературе валовых химических анализов, частично представленных в виде средних, сопровождаемых по большей части модальными количественно-минеральными составами (табл. 1.2.10). Они характеризуют архейские, протерозойские и палеозойские толщи, метаморфизованные в параметрах гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а также постепенные переходы от зеленосланцевой к амфиболитовой фации. Эти данные, по-видимому, достаточно представительны как для системной характеристики всех разновидностей метакарбонатных пород, от бессиликатных и до почти

бескарбонатных. Содержания карбонатных минералов приняты за основу систематики, поскольку они позволяют наиболее эффективно осуществлять визуальную классификацию пород в образцах на основе содержаний минералов в объемных процентах, как того требуют правила, разработанные Подкомиссией [Schmid et al., 2004]. Соответствующая согласованная оценка содержаний была проведена для всей совокупности образцов, входящих в базу данных.

Авторы оригинальных работ использовали разные методы оценки количественно-минерального состава, такие, как подсчет по точкам в петрографических шлифах, рентгено-дифрактометрический анализ или интерпретация валового химического анализа. Согласованной оценки удалось достичь путем расчета содержаний CaCO_3 и MgCO_3 (в % мас.), исходя из содержаний CO_2 и отношения CaO/MgO в валовом составе. Если содержания углекислоты не определялись (около $\frac{1}{4}$ всех анализов), количество CO_2 было рассчитано по потерям при прокаливании (LOI) в соответствии с отношением $\text{CO}_2=0.81 \cdot \text{LOI}$, % мас., где значение 0.81 получено из уравнения линейной регрессии с коэффициентом корреляции $r = 0.96$. По содержаниям карбонатов все образцы были разделены на восемь градаций (петротипов), для которых вычислены средние модальные составы. Составы вычислены в % мас., что пренебрежимо мало отличается от значений в % объемных. Содержания 95; 50; 5% мас., соответственно равны 95.29; 51.58; 5.31 % объемных для преобладающих метакарбонатных пород, состоящих примерно из карбоната $2\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$ и силикатов, при отношении $\text{Crx/PL} = 1$, с формулами $1\text{CaMgSi}_2\text{O}_8 \cdot 1\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ и $1\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot 1\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, при средних плотностях карбоната, клинопироксена, плагиоклаза, соответственно 2.81; 3.39; 2.69 г/см³. Таким различием можно пренебречь, имея в виду визуальную классификационную диагностику пород непосредственно в образцах, в соответствии с рекомендациями Подкомиссии [Schmid et al., 2004]. Для наглядности сопоставлений и дальнейших обсуждений минералы объединены в минеральные группы: $\text{C}^* = \text{Crx} + \text{Amf}$; $\text{M}^* = \text{Ol} + \text{Bi} + \text{Phl} + \text{Ms} + \text{CHL}$; $\text{QTZ}^* = \text{Qtz}$; $\text{CRB}^* = \text{Cc} + \text{DL}$; $\text{PL}^* = \text{PL} + \text{Scp} + \text{Kfs}$. Последняя группа, кроме того, иногда включает 0–30% объемн. Zo, Ep+Grс в известково-силикатных породах; а также 0–43 % объемн. лазурита, 0–8.6% объемн. нефелина и 0–2.3% объемн. содалита в петротипах с содержаниями карбонатных минералов 0–30% объемн. О достаточной достоверности проведенного выделения петротипов свидетельствует хорошая сходимость содержаний модальных карбонатов CRB^* и рассчитанных сумм карбонатных минералов $\text{Crb}(\text{Sum})$ (табл. 1.2.11).

Средние химические составы, взятые вместе, показывают, что метакарбонатные породы образуют непрерывный спектр составов, и, несмотря на большие визуальные различия в минеральных составах между отдельными разновидностями, все рассматриваемые породы образуют единое семейство. Распределение частот встречаемости петротипов обнаруживает граничные содержания карбонатных минералов в 95, 50, 5% мас., которые являются статистически наиболее значимыми в имеющейся базе данных. Граница в 50 % содержаний карбонатных минералов естественно разделяет две главных группы, а именно мраморов и карбонатно-силикатных пород. Значение > 95% отделяет чистые, или почти бессиликатные, мраморы от загрязненных, силикатных мраморов (кальцифиров), а ве-

Таблица 1.2.11

Средние химические и модальные минеральные составы метакарбонатных пород

Компо- ненты	Подразделения пород и их границы по содержанию карбонатных минералов, % мас.							
	Мрамор	Силикатный мрамор			Карбонатно-силикатная порода			Известково- силикатная порода *
	95-100	85-95	70-85	50-70	30-50	15-30	5-15	0-5
Средний химический состав, % мас.								
SiO ₂	2.66	4.15	9.26	18.93	31.62	42.04	50.89	55.39
TiO ₂	0.08	0.05	0.12	0.22	0.38	0.57	0.46	0.62
Al ₂ O ₃	2.59	1.19	2.01	4.11	6.51	11.35	11.38	13.05
Fe ₂ O ₃	0.24	0.21	0.58	0.78	1.09	0.97	0.92	2.32
FeO	0.14	0.57	0.97	1.54	2.25	4.07	3.83	3.81
MnO	0.01	0.06	0.06	0.06	0.07	0.1	0.08	0.26
MgO	10.84	2.77	4.01	6.11	6.12	6.38	6.57	5.44
CaO	40.50	49.38	44.19	37.3	29.91	19.66	15.82	13.92
Na ₂ O	0.13	0.2	0.24	0.61	0.79	2.14	2.37	2.42
K ₂ O	0.17	0.22	0.46	0.99	1.18	1.69	2.41	1.54
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.04	0.06	0.1	0.12	0.11	0.15
LOI	42.31	40.88	37.34	29.01	19.69	10.74	5.29	1.72
Sum	99.71	99.74	99.26	99.85	99.7	99.99	100.07	99.97
CO ₂	43.77	39.51	34.71	27.13	18.06	9.44	3.85	0.78
CaCO ₃	78.23	84.61	72.13	53.08	34.87	15.81	6.05	1.15
MgCO ₃	17.96	4.42	5.74	7.27	5.24	4.77	2.29	0.41
Crb(Sum)	96.20	89.03	77.86	60.35	40.1	20.58	8.33	1.55
n	4	26	24	96	15	33	38	125
n, %	1.11	7.20	6.65	26.59	4.16	9.14	10.53	34.63
N	1	4	4	5	3	6	8	12
Средний модальный минеральный состав, % объемн.								
C*	0	0	2.4	11.5	8.6	33.8	31.1	28.7
Срх	0	0	2.4	11.2	3.2	30.5	0-50.0	27.8
Hbl	0	0	0	0-2	5.4	7.1	0-6.9	0-9.3
M*	0	4.1	3.7	3.3	13.2	12.8	1.8	0-3.0
Olv	0	0	0-2.8	0-0.9	0.0	0.0	0	0
Bi, Plh	0	4.1	0.6-4.0	0.5-5.2	13.2	0-36.7	0-4.4	0-3.0
PL*	5.0	3.6	4.05	15.9	33.4	30.9	51.9	56.3
PL	4.0	3.6	0.1-5.0	0-8.1	27.2	0-1.5	0-28.0	25.9
Scp	0	0	0-2.9	11.1	6.2	19.8	0-52	0-29.0
Kfs	1.0	0	0-0.2	0.0	0.0	0.0	0-21.0	0-0.96
QTZ*	0	0	0	0-11.4	0.0	0.0	0-32.6	0-25.5
CRB*	93.1	91.8	89.25	61.1	40.8	14.8	6.4	1.1
CC	49.0	91.8	76.8	60.4	40.8	0.9	0-12.0	0-3.7
DL	44.1	0	0-24.8	0-2.3	0.0	0.0	0	0
mm	1	1	13	43	7	16	22	36
Литератур- ные источ- ники**	II	7; 10; 11; 12	10; 11; 12; 13	7; 10; 11; 12; 13	10; 11; 12	4; 5; 8; 10; 11; 13	3; 4; 5; 6; 8; 10; 11; 12; 13	1; 2; 4; 5; 6; 7; 8; 9; 10; 11; 12; 13

* Включая карбонатсодержащие силикатные породы.

** Литературные источники пронумерованы следующим образом: 1 - [Allen, 1979]; 2 - [Banah, 1977]; 3 - [Ferry, 1983]; 4 - [Hoggarth, Griffin, 1978]; 5 - [Moine, 1969]; 6 - [Moine, 1978]; 7 - [Ortega-Guiterrez, 1984]; 8 - [Pappas, 1958]; 9 - [Prasad, 1976]; 10 - [Розен, Ближнюченко, 1967 не опубликовано]; 11 - [Розен и др., 1988]; 12 - [Розен и др., 1992]; 13 - [Van de Kamp, 1968].

n - количество единичных силикатных анализов, предварительно усредненных, чтобы получить среднюю оценку для каждого региона, N - количество таких регионов; n, % - процент от 361 валовых анализов (усредненные анализы включены как количество индивидуальных анализов);

mm - количество единичных модальных минеральных анализов

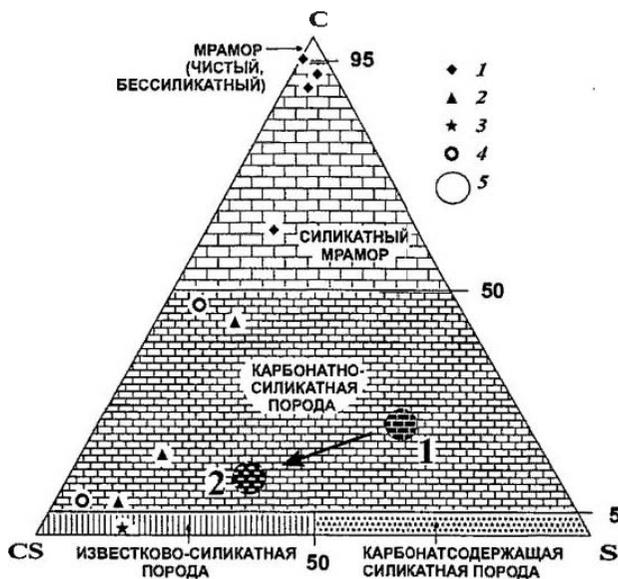


Рис. 1.2.11. Диагностическая диаграмма метакарбонатных и ассоциированных с ними метаморфических пород

С – кальцит, доломит, арагонит; CS – Ca-обогащенные минералы: плагиоклаз, скаполит, волластонит, клинопироксен, гроссулар, везуван, цонзит, пумпеллиит, пренит, ломонит, лавсонит; S – прочие минералы: кварц, оливин, ортопироксен, амфибол, слюды, хлорит, тальк.

1–3 – средние модальные минеральные составы (по данным таблицы 1.2.5): 1 – мрамор; 2 – карбонатно-силикатная порода; 3 – известково-силикатная порода; 4. Состав метаморфизованного мергеля (расчет, таблица 1.2.9); 5. Метаморфизованные карбонатные граувакки (по данным [Fetty, 1983]); цифрами обозначены: мусковит – хлорит-карбонатный сланец (1), который при прогрессивном метаморфизме превращается в карбонат-цонзит-клинопироксеновую карбонатно-силикатную породу (2)

личина < 5% отделяет карбонатно-силикатные породы от карбонат-содержащих силикатных пород (в которых преобладают силикаты) и известково-силикатных пород, в которых преобладают алюмосиликаты, преимущественно Ca-обогащенные минералы. Эти значения, очевидно, являются наиболее важными для систематики метакарбонатных пород [Rosen et al., 2004] (рис. 1.2.11). Несмотря то, что карбонатсодержащие силикатные породы заметно отличаются от известково-силикатных пород в дальнейшем, для простоты обсуждения, оба эти типа именуются известково-силикатными породами.

В метакарбонатных породах оксид кальция по содержаниям существенно превышает оксид магния, а отношение CaO/MgO (% мас.) оказывается >2.0 , тогда как в доломитах оно составляет ≤ 1.39 . Очевидно, что при метаморфизме силикатные минералы формировались в условиях избытка кальция. Результатом таких условий явилось преобладание Ca-обогащенных минералов среди силикатной составляющей, и минеральные группы C* и PL* составляют 70–100 % в модальном составе некарбонатной части всех рассматриваемых пород. Оливин (форстерит) и флогопит, ассоциированные со шпинелью, характерны для пород с низким содержанием кремнезема, тогда как в породах с высоким его содержи-

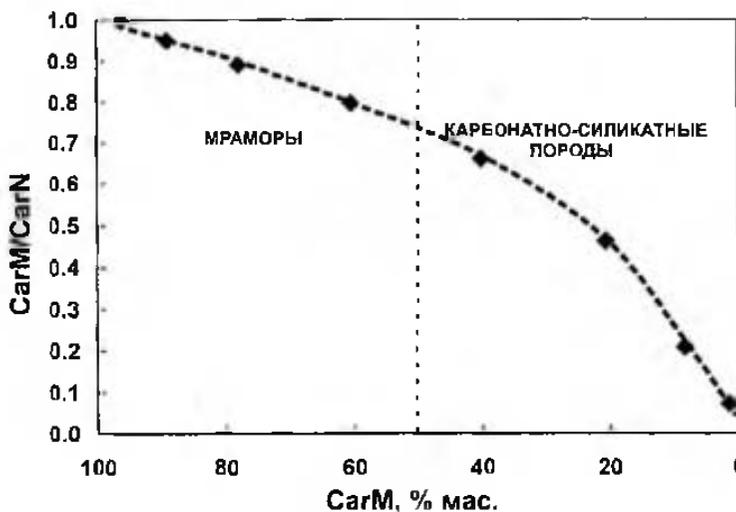


Рис. 1.2.12. Диаграмма зависимости потерь карбонатного компонента при метаморфизме от исходного состава отложений

Содержание карбонатных минералов: CarM – наблюдаемое, после потерь при метаморфизме; CarN – расчетное в исходных отложениях (MINLITH)

ем обычно присутствует кварц (литературные ссылки см. в табл. 1.2.11). Такие породы большей частью сложены клинопироксеном и плагиоклазом в сопровождении таких аксессуариев, как циркон, апатит, оксиды железа, и иногда – графит и сульфиды. Аксессуарный титанит присутствует во всех типах пород. Сравнительно редкие типы метакарбонатных пород, обогащенные щелочными металлами, содержат нефелин, лазурит и содалит, составляющие иногда до 30% объемн. в карбонатно-силикатных и известково-силикатных породах.

Количество образцов каждого петротипа (величина $n, \%$), как можно предполагать, статистически отражает их распространенность. Мраморов оказывается значительно меньше (41.5%), чем карбонатно-силикатных пород (58.5%), что примерно соответствует соотношениям соответствующих протолитов в карбонатно-терригенных бассейнах осадконакопления. В целом протолитами мраморов, по-видимому, были известняки и/или известковые доломиты с небольшой долей терригенной (песчаной или глинистой) примеси. Карбонатно-силикатные породы (5–50% карбонатных минералов) имели смешанный протолит, такой, как мергели, карбонатные аргиллиты и песчаники, как, например, карбонатные граувакки. Лишь небольшая примесь карбонатов в терригенном материале, по-видимому, определяла состав протолита для карбонатсодержащих силикатных пород, так же как и для известково-силикатных пород, в которых концентрации реликтов карбонатных минералов составляют до 5% объемных.

Минеральный состав исходных карбонатных осадков: MINLITH-минеральные нормы. Расчет MINLITH-нормативных минеральных составов позволяет моделировать содержания вероятных исходных минералов, что позволяет, в

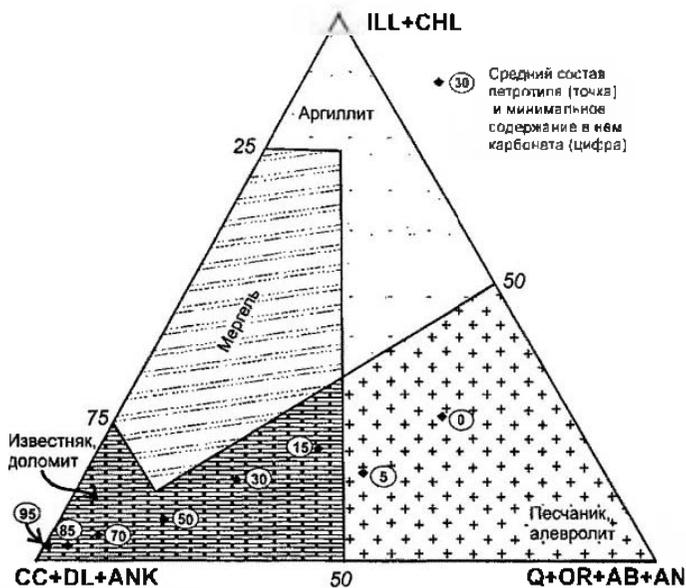


Рис. 1.2.13. Диаграмма карбонат-пелит-песчаник (алевролит) для осадочного субстрата метакарбонатов (MINLITH-нормативные составы)

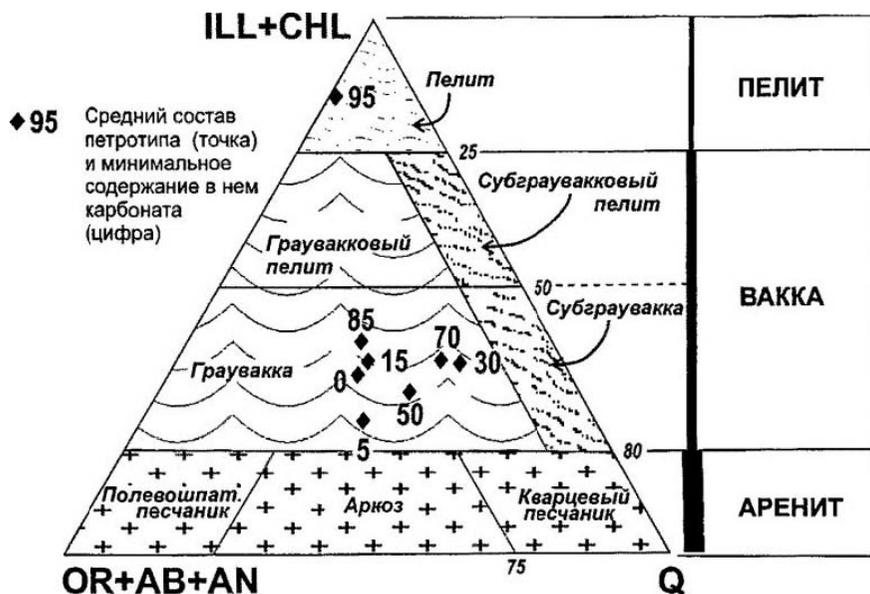


Рис. 1.2.14. Диаграмма полевые шпаты-пелитовые минералы-кварц для осадочного субстрата метакарбонатов (MINLITH-нормативные составы)

свою очередь, определить величину потерь углекислоты при метаморфизме и рассмотреть возможные обстановки осадконакопления.

Интенсивность декарбонатизации устанавливается из сопоставления количества карбонатных минералов, которое было до метаморфизма, и того, которое осталось после превращения осадков в метаморфические породы (рис. 1.2.12). Такое сопоставление возможно и корректно, поскольку по алгоритму программы MINLITH летучие (CO_2 , H_2O , ппп) не принимаются во внимание при расчете, в какой бы форме они ни были определены в анализе. Оказывается, что в мраморах с высоким содержанием модалного карбоната потери карбонатных компонентов во время метаморфизма были незначительны. В них отношение наблюдаемых содержаний к рассчитанным для исходного осадка близко к единице ($\text{CaM}/\text{CaN} \approx 1.0$). С переходом к смешанным осадкам возрастает реакционно-способная силикатная часть породы. Образуются известково-силикатные породы с отношением CaM/CaN до ≈ 0.1 , т.е. в десять раз меньшим, чем в мраморах. Карбонатные минералы, превращаясь в силикаты вследствие реакций декарбонатизации, постепенно исчезают.

Минеральный состав исходных осадков. Распределение карбонатных и терригенных дометаморфических (нормативных) минералов показывает, что рассматриваемая группа пород варьирует по составу от чисто карбонатных разновидностей до глинистых песчаников (алевролитов) (рис. 1.2.13). В качестве терригенной примеси обломочный (кварц-полевошпатовый) материал преобладает во всех петротипах метакарбонатов. Результаты интерпретации состава терригенных компонентов представлены на рис. 1.2.14. В составе этих компонентов преобладают обломки кварца и полевых шпатов, а примерно 1/3 составляют глинистые минералы, что определяет первичные породы как смешанные отложения (вакки), за исключением чистых мраморов, где незначительная терригенная примесь представлена глинистыми компонентами.

Возможно, что оценки полевошпатовых и глинистых компонентов занижены, поскольку на результаты вычислений сильно влияют валовые содержания щелочных металлов, которые, как было отмечено выше, могут выноситься при декарбонатизации в составе продуктов гидролиза. Однако уменьшение содержания сравнительно невелико [Ferry, 1983], а в системе всех петрогенных окислов, в соответствии с алгоритмом MINLITH, достигается полный минеральный баланс. Поскольку в результате расчетов получаются непротиворечивые результаты, согласующиеся с общими закономерностями распределения минералов в осадочных породах, можно с высокой долей вероятности предполагать, что вынос щелочных металлов при метаморфизме был пренебрежимо мал и не внес существенных искажений в оценки распределения минералов, содержащих щелочные металлы.

Количество полевых шпатов не превышает содержания кварца, что свидетельствует об отсутствии низкозрелых продуктов размыва близлежащей горной суши. Большинство петротипов занимает достаточно компактную область, которую можно условно разделить на две части. Соотношение полевых шпатов и кварца, близкое к единице, обнаруживается в известково-силикатных породах с низким содержанием карбонатов (0–30%) и в мраморах (85–95%). В породах со

**ИЗВЕСТКОВО-СИЛИКАТНАЯ ПОРОДА
КАРБОНАТ-СОДЕРЖАЩАЯ СИЛИКАТНАЯ ПОРОДА**

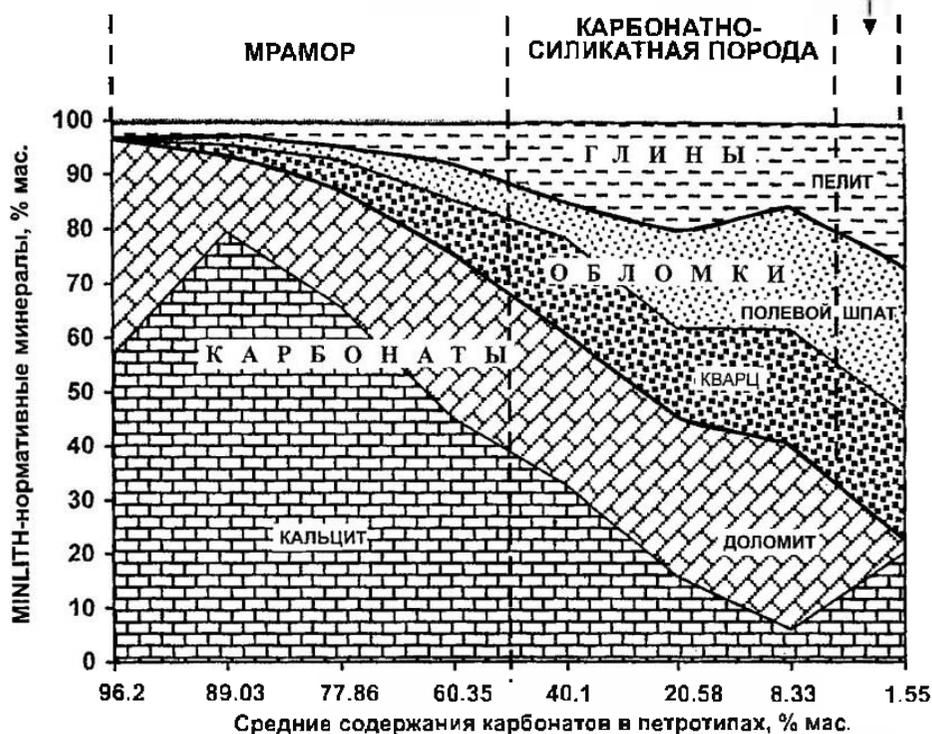


Рис. 1.2.15. Компонентный состав осадочного субстрата мегакарбонатов

средними содержаниями карбонатных минералов (30–85%) наблюдается относительное обогащение кварцем терригенной фракции. Эти породы представляют собой собственно смешанные карбонатно-терригенные отложения, в которых содержания обоих компонентов примерно одинаковы, они, по-видимому, формировались в наиболее стабильных условиях, способствовавших вызреванию обломочного материала и относительному накоплению обломочного кварца.

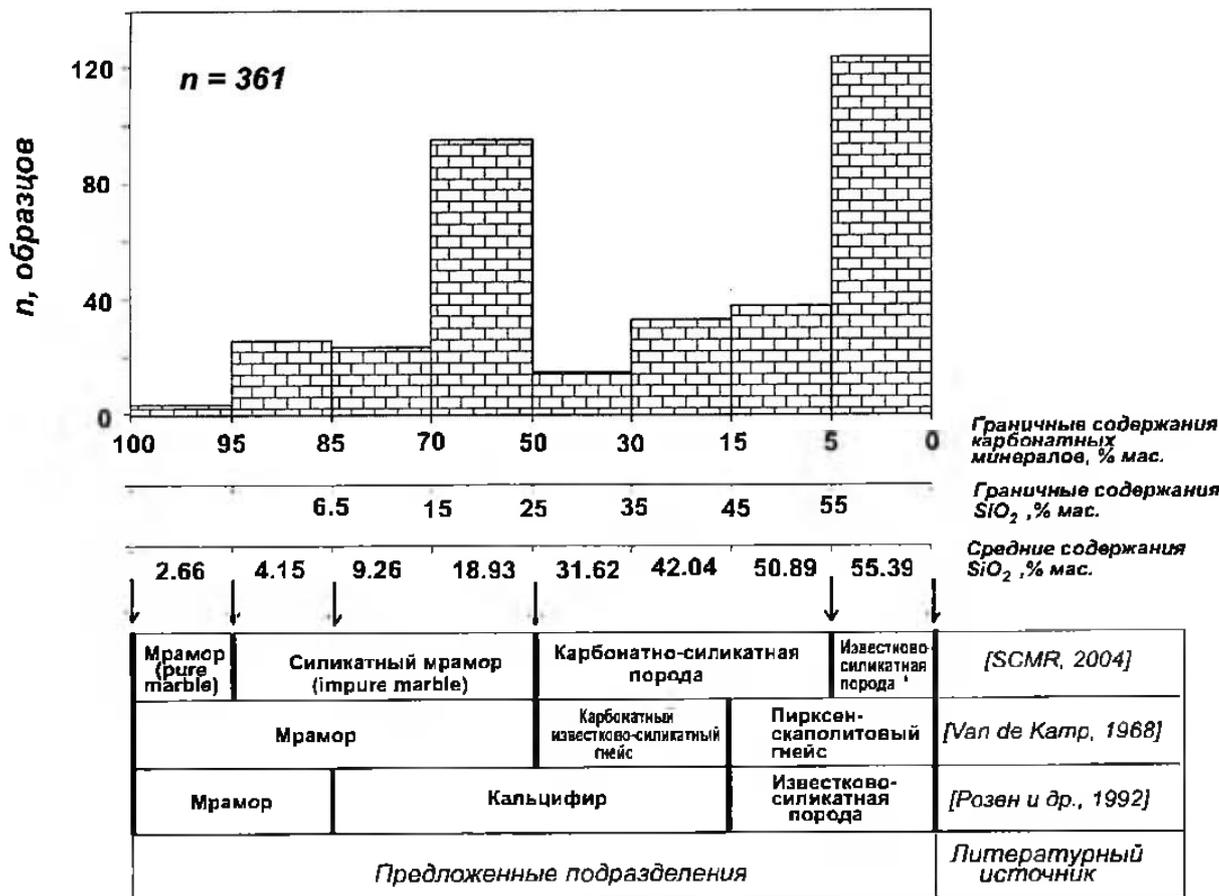
Обстановки осадконакопления в бассейнах седиментации. Рассматривая в целом полученную картину распределения дометаморфических минералов, можно с уверенностью сказать, что они характеризуют вполне однородную совокупность отложений, с постепенным изменением соотношений терригенных составляющих по мере изменения содержания главного – карбонатного – компонента (рис. 1.2.15).

По соотношению дометаморфических карбонатов большинство рассматриваемых пород относится к кальцитовому ряду. Отношение кальцита к сумме всех карбонатов варьирует в диапазоне 0.54 – 0.94. Высокие значения этого отношения указывают, скорее всего, на осадконакопление в условиях открытого шельфа, тогда как пониженные свидетельствуют о значительной доле доломита, и в этом

случае можно допустить, что седиментация происходила в аридном полузамкнутом бассейне. Особого рассмотрения требуют известково-силикатные породы в интервале 5–30% карбонатных минералов (средние для петротипов 8.33 и 20.58%). В них указанное отношение снижается до 0.12–0.33, при значительном количестве анкерита. Именно в этой группе значительное место занимают предположительно эвапоритовые осадки, которые отличаются появлением высокощелочных минералов и сохранением реликтов сульфата и хлора в скаполитах, что исследователи объясняют метаморфизмом эвапоритовых толщ [Hogarth, Griffin, 1978]. Появление соленосных осадков в существенно терригенных отложениях (сумма терригенных компонентов составляет 55–60%), возможно, указывает на существование соленосных замкнутых мелководных бассейнов.

Очевидно, что использование средних составов сглаживает отдельные вариации, однако наибольший интерес представляют именно общие тенденции. Карбонатная составляющая представлена преимущественно известняком, с подчиненной долей доломита. С обогащением осадка терригенным компонентом доля доломита увеличивается, хотя в почти чисто терригенных породах карбонатная составляющая становится почти нацело известняковой. Доля глин невелика по сравнению с остальными компонентами. Песчаный компонент сложен примерно поровну кварцем и полевыми шпатами. Все эти признаки указывают на седиментацию в условиях неглубокого шельфа при размыве относительно стабильных областей континентального типа. Это не исключает локальных вариаций, отмеченных выше. Такова по крайней мере интегральная картина, которая не исключает отдельных локальных, самых разнообразных, условий накопления осадков, превращенных при метаморфизме в мраморы и карбонатно-силикатные породы.

Относительная распространенность разновидностей метакarbonатов. Представленная на рис. 1.2.16 диаграмма относительной распространенности петротипов обнаруживает два максимума. Один из них обусловлен широким распространением карбонатсодержащих пород и известково-силикатных пород, с содержанием карбонатных минералов <5%. По существу, это терригенные отложения, содержавшие до метаморфизма около 22% карбонатных компонентов в исходном составе (как, например, показано в табл. 1.2.12). Их обилие естественно объясняется широким распространением терригенных отложений с карбонатной примесью, которые накапливались независимо от существования бассейнов карбонатной седиментации. Другой максимум принадлежит силикатным мраморам (кальцифирам) с 50–70% карбонатных минералов. Они образовались при метаморфизме доломитовых известняков, содержавших 24% терригенной составляющей. Эти отложения по распространению в пять раз превышают остальные рассмотренные карбонатные отложения, и это подтверждает тот известный факт, что чистые известняки и доломиты в природе достаточно редки, а терригенная примесь в таком количестве (меньше четверти объема) обычно не учитывается при обобщениях по карбонатному седиментогенезу. Однако ясно, что такие породы составляют необходимую составляющую значительных бассейнов карбонатной седиментации, а привнос глин и обломков минералов во время осадконакопления может указывать на обстановку мелководного шельфа.



* Включая карбонат-содержащие силикатные породы.

Рис. 1.2.16. Частота встречаемости петротипов метакарбонатных пород в зависимости от содержания карбонатных минералов и кремнекислоты (по данным табл. 1.2.7), отражающая относительную распространенность петротипов и эффективность предложенных схем систематики

MINLITH-нормативный минеральный состав исходного осадочного субстрата метакarbonатных пород

Минералы		Типы пород и содержания карбонатных минералов, % мас.							
		Мрамор (бессиликатный мрамор)	Силикатный мрамор (кальцифир)			Карбонатно-силикатная порода			Известково-силикатная порода
			95-100 ¹⁾	85-95	70-85	50-70	30-50	15-30	
РАССЧИТАННЫЙ СОСТАВ									
AB	альбит	0.37	1.68	1.99	4.79	6.01	16.03	17.17	18.21
AN	анортит	0.04	0.18	0.21	0.51	0.64	1.70	1.82	1.93
OR	ортоклаз	0.00	0.00	0.20	1.30	0.00	0.00	3.69	6.92
Q	Кварц	0.01	1.75	5.37	9.64	17.83	16.63	21.25	23.81
ILL	иллит	0.62	2.33	4.47	7.47	11.34	16.00	15.39	2.12
CHL	хлорит	2.04	0.08	0.00	0.00	2.71	4.28	0.00	24.15
CC	кальцит	56.91	79.54	65.90	45.20	32.92	14.85	5.31	20.43
DL	доломит	39.28	12.24	17.62	25.22	21.34	20.33	24.32	1.19
ANK	анкерит	0.24	2.00	3.93	5.45	6.56	9.29	10.33	0.00
AP	апатит	0.02	0.05	0.09	0.13	0.21	0.25	0.22	0.32
RCH	родохрозит	0.01	0.10	0.10	0.09	0.10	0.14	0.11	0.37
RT	рутил	0.03	0.05	0.12	0.20	0.34	0.50	0.39	0.55
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ									
<i>Соотношение всех компонентов осадка</i>									
Карбонатный компонент, CC+DL+ ANK		96.89	93.97	87.72	76.19	61.22	44.87	40.25	21.89
Глинистый компонент, ILL+CHL		2.68	2.41	4.48	7.50	14.14	20.46	15.50	26.60
Обломочный компонент, AB+AN+OR+Q		0.43	3.62	7.79	16.31	24.64	34.67	44.25	51.51
<i>Соотношение терригенных компонентов</i>									
Кварцевый компонент, QTZ		0.01	1.75	5.37	9.64	17.83	16.63	21.25	23.81
Полевошпатовый компонент, AB+AN+OR		0.41	1.86	2.40	6.60	6.65	17.73	22.68	27.06
Глинистый компонент, ILL+CHL		2.66	2.41	4.47	7.47	14.05	20.28	15.39	26.27

1) Во избежание затруднений при расчетах, которые, возможно обусловлены потерей кремнезема и щелочных металлов при метаморфизме или систематическими ошибками анализа, содержание кремнезема принято в 3.3 % мас. вместо 2.66 (см. табл. 1.3.7). количество карбонатных минералов рассчитано по содержанию CO₂

Средний состав карбонатных пород метаморфических комплексов. Проведенное описание и сопоставление разновидностей метакарбонатов, как и частот их встречаемости, показывает, что можно рассчитать представительные оценки средних составов, взвешенные по распространенности (числу анализов). Оценки приведены в табл. 1.2.13 и включают средние составы всех метаморфических карбонатных пород, вместе взятых, и – отдельно – двух главных их разновидностей, а именно – мраморов и карбонатно-силикатных пород. Содержание кремнезема варьирует от 15 до 52%, CaO 16–41%, MgO около 6%, при отношении CaO/MgO 2.79–7.46. Содержания окислов щелочных металлов в интервале 1.25–3.98% обнаруживают различия в величинах отношений K_2O/Na_2O от 1.60 в мраморах до 0.75 в известково-силикатных породах. Последнее, низкое значение, указывает на поступление значительной части обломочного материала в результате размыва магматических источников.

Средняя метакарбонатная порода содержит всего 34% карбонатных минералов, оставшихся после метаморфической декарбонатизации от первоначального их количества в 52%, когда порода еще представляла собой доломитовый известняк с отношением кальцит/доломит (включая анкерит) 1.7. В терригенной составляющей преобладал кварц (16%). *Средний мрамор* метаморфических комплексов содержит 69% карбонатных минералов. Его дометаморфический субстрат представлял собой известняк с отношением кальцит/доломит 2.1 с терригенной примесью в 18%, из которых 7% приходилось на кварц. *Известково-силикатная порода* оправдывает свое название, в ней всего 8.5% карбонатных минералов. Исходный субстрат представлял собой глинисто-карбонатный песчаник (или алеврит), в котором среди предполагаемых обломков кварц и полевые шпаты присутствовали примерно в равных количествах. Карбонатный компонент (предположительно цемент) составлял примерно $1/3$ породы, будучи представлен доломитом (отношение кальцит/доломит 1.3). Содержания акцессорных минералов фосфора и титана непосредственно связаны с терригенной примесью. Таким образом, вычисленные средние оценки образуют непротиворечивую совокупность параметров, которая может быть использована для сопоставлений при исследованиях различных карбонатных седиментогенных комплексов.

Выводы. Карбонатные породы в регионально-метаморфических комплексах варьируют по составу от чисто карбонатных до карбонатсодержащих (< 5% карбонатов) разновидностей. Они накапливались в осадочных бассейнах, которые были позднее деформированы и подверглись квазиизохимическому метаморфизму. Главным метаморфическим процессом, охватывавшим рассматриваемые породы, является удаление углекислоты – декарбонатизация. Содержания большинства других петрогенных окислов статистически значимо не меняются по мере нарастания интенсивности метаморфизма, однако щелочные металлы могут покидать систему в составе флюида при гидролитическом разложении щелочных полевых шпатов.

Доломитовые известняки с примесью терригенного материала были исходным субстратом для образования *мраморов*, в том числе бессиликатных – чистых мраморов (pure marbles, 95–100% карбонатных минералов) и силикатных мраморов (кальцифиров, 50–95%). Карбонатно-терригенные отложения, в том числе вулканомиктовые и эвалоритовые, превращались при метаморфизме в следую-

Средний состав метакарбонатных пород докембрия

Компоненты	Породы, интервал содержаний карбоната, %мас./количество анализов			
	Все метакарбонатные породы	Мрамор	Карбонатно-силикатная порода 1)	
	(0-100)/361	(50-100)/150	(0-50)/211	
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ				
<i>Петрогенные оксиды 2)</i>				
SiO ₂	36.02	14.72	51.16	
TiO ₂	0.41	0.17	0.57	
Al ₂ O ₃	8.45	3.30	12.10	
Fe ₂ O ₃	1.31	0.65	1.78	
FeO	2.73	1.27	3.77	
MnO	0.14	0.06	0.19	
MgO	5.70	5.43	5.89	
CaO	26.85	41.49	16.45	
Na ₂ O	1.52	0.48	2.27	
K ₂ O	1.32	0.77	1.71	
P ₂ O ₅	0.10	0.05	0.14	
CO ₂	15.46	31.61	3.97	
<i>Карбонатные минералы 3)</i>				
CaCO ₃	29.80	62.26	6.72	
MgCO ₃	3.87	6.82	1.77	
СОСТАВ ПЕРВИЧНОГО ОСАДКА 4)				
<i>Карбонатные компоненты</i>		52.10	81.39	31.28
CC	кальцит	33.12	54.78	17.72
DL	доломит	14.92	22.14	9.78
ANK	анкерит	4.07	4.47	3.78
<i>Целиковые компоненты</i>		15.64	5.98	22.51
ILL	иллит	6.75	5.92	7.34
CHL	хлорит	8.89	0.07	15.17
<i>Кластические компоненты</i>		31.50	12.27	45.16
AB	альбит	11.36	3.69	16.81
AN	анортит	1.20	0.39	1.78
OR	ортотлаз	3.14	0.86	4.76
Q	кварц	15.79	7.33	21.80
<i>Акцессорные компоненты</i>		0.76	0.35	1.05
AP	апатит	0.21	0.11	0.28
RCH	родохрозит	0.19	0.09	0.27
RT	рутил	0.36	0.16	0.50

Средние составы вычислены как взвешенные на количество анализов каждого петротипа (см. табл. 1.3.7)

1) Включая карбонат-содержащие силикатные и известково-силикатные породы

2) Сумма приведена к 100 %

3) Расчет по содержанию CO₂

4) MINLITH-нормативные составы

щие породы: карбонатно-силикатные (5–50%), *карбонатсодержащие силикатные* и *известково-силикатные* (< 5%). Сидеритовые и магнезитовые породы заслуживают отдельного самостоятельного рассмотрения.

На низких ступенях метаморфизма метакарбонатные породы характеризуются отчетливой сланцеватостью, вследствие изобилия филлосиликатов (слюды, хлориты), и относятся к структурной категории *сланца*. При более глубоком метаморфизме, когда слоистые силикаты исчезают, метакарбонаты переходят в структурную категорию гнейса, если наблюдается плоскостная ориентировка пластинчатых минералов, или гранофельза, если таковая отсутствует [Schmid et al., 2004].

Статистическая обработка банка данных позволила выделить 8 петротипов по содержаниям карбонатных минералов от < 5% до 100% с интервалами в 15–20% и рассчитать их средние химические и минеральные составы. Наряду с присутствием карбонатов, петрографический состав петротипов определяется ассоциацией двух групп минералов: группы клинопироксена (мафические Са-силикаты) и группы плагиоклаза (Са-алюмосиликаты, или так называемые известково-силикатные минералы)

Расчет MINLITH-нормативных минеральных составов позволил оценить степень удаления углекислоты при метаморфизме, которая увеличивается по мере роста содержаний реакционно-способной силикатной составляющей в исходных отложениях. Соотношение дометаморфических (нормативных) карбонатных и терригенных минералов показывает, что карбонаты докембрия составляют непрерывный ряд от чисто карбонатных разновидностей (доломитовых известняков) до карбонатсодержащих глинистых песчаников (алевролитов). Терригенные компоненты в целом соответствуют смешанной, глинисто-обломочной породе (вакке), состоящей из обломков кварца и полевых шпатов (примерно поровну) и на $1/3$ – из глинистых минералов. Наибольшим распространением пользуются доломитовые известняки (76% карбонатных компонентов в осадке) и карбонатно-терригенные отложения (22%). Преобладают, как можно предположить, отложения неглубокого шельфа, а в качестве источника обломочного материала служили относительно стабильные области континентального типа.

В усредненном составе докембрийская *метакарбонатная порода* содержит всего 34% карбонатных минералов (оставшихся после метаморфической декарбонатизации от первоначального их количества в 52%); *средний мрамор* – доломитовый известняк – 69% (81%), *известково-силикатная порода* и карбонатсодержащая силикатная порода – карбонатная вакка – 8% (31%). Полученные средние оценки составов метакарбонатов и их седиментологическая интерпретация характеризуют, по-видимому, преобладающие петрохимические и минералогические тенденции вариаций составов, а также обстановки накопления древних карбонатных отложений.

Свидетельства существования метаморфизованных эвапоритов

В метаморфических комплексах раннего докембрия гипсоносные и соленосные отложения неизвестны, однако, судя по косвенным признакам, они, возможно, участвовали в строении осадочных бассейнов, образуя закономерные ассоци-

ации с карбонатными и терригенными осадками. При их выявлении определяющее значение приобретает сопоставление всей ассоциации пород метаморфического комплекса с такими отложениями, в стратиграфической колонке которых присутствуют эвапоритовые осадки. Рассматриваются признаки изначальной солености кристаллических пород докембрия, ограниченные воздействием метаморфизма, в сопоставлении с химическим составом и условиями осадконакопления неметаморфизованных, существенно терригенно-карбонатных соленосных отложений.

Эвапориты, их сохранность, направления исследования. Эвапориты накапливаются из рассолов, когда испарение превышает поступление воды, что обычно присуще аридным условиям [Schreiber, Tabakh, 2000], но наблюдается также и в арктических обстановках, когда вымерзание пресной воды оставляет рассол, из которого выпадает гипс [Blatt et al., 1974; Kinsman, 1976]. Главными составляющими этих отложений являются сульфаты кальция (гипс, ангидрит), которые выпадают первыми при выпаривании морской воды, и хлориды, главным образом галит, а также карбонаты и обширное семейство калиевых, магниевых и других солей. Седиментация может реализоваться: 1–в условиях прибрежной приливной равнины (себха), 2–в субаквальной обстановке мелководного бассейна, отшнурованного песчаным барьером, 3–в обстановке более глубокого бассейна, отгороженного от открытого моря барьерным рифом, когда гипс, галит и карбонат соседствуют с турбидитами, 4–в осолоняющихся, нередко первично пресноводных, озерах [Schreiber, Tabakh, 2000]. Сопровождающими обычно оказываются карбонаты, в особенности доломит [Burns et al., 2000; Melim, Sholle, 2002]. Подобные гипсоносные и натрий-бикарбонат содержащие ассоциации выявлены в отложениях с возрастом 3.5 и 3.3 млрд лет в Западной Австралии и описаны выше. Это дает определенные основания предполагать, что эвапориты, по крайней мере гипсоносные отложения, существовали на всем возрастном диапазоне раннего докембрия и, следовательно, должны присутствовать в глыбоко метаморфизованных комплексах.

Факторы, ограничивающие сохранность эвапоритов. После возникновения эвапоритового бассейна при его захоронении и последующей складчатости, в течение сотен миллионов лет, применительно к докембрию – галиты и сопровождающие их другие соли пониженной плотности выйдут наверх в составе соляных куполов и исчезнут из разреза. Сравнительно небольшое число находок эвапоритов в докембрии, по-видимому, обусловлено рядом причин. В первую очередь, это процессы растворения соленосных толщ на фронте морских трансгрессий или на древних континентальных поверхностях, где формируются карст и экзотические осадки [Handford, Moore, 1976, Badham, Stanworth, 1977]. Складчатость, повышение температуры и усиление циркуляции пластовых вод способствуют интенсификации процесса соляного диапиризма, приводящего к необратимому исчезновению соленосных отложений из древних разрезов.

На начальных этапах метаморфизма оставшаяся часть эвапоритового вещества, по-видимому, удаляется в составе водных флюидов, отделяющихся в огромных объемах в это время. Несомненной спецификой галитов и сульфатолитов при метаморфизме является то, что они не имеют достаточно устойчивых сквозных

минеральных форм на всем интервале P-T условий земной коры. Хотя с точки зрения петрологии NaCl и CaSO₄ могут быть вполне устойчивы во всем диапазоне P-T-условий регионального метаморфизма (зеленосланцевая, амфиболитовая, гранулитовая фации), наблюдаемые минеральные ассоциации почти не содержат минералов – носителей анионов, определяющих соленосные отложения, в первую очередь хлор- и сульфат-ионов. Исключениями – носителями являются хлор-апатит и сульфат-скаполит. Формирование апатита определяется наличием в терригенной породе фосфора – обычно десятые доли процента – и не может составить резервуар для захоронения хлора соленосных толщ; это справедливо и для существенно апатитовых пород (например метаморфизованных фосфоритов), в которых содержание хлора может составлять только лишь 2–3%, да и соленосных фосфоритов в природе не существует.

Сульфат-ион, при невысоком исходном содержании, возможно, успевает удалиться с флюидом полностью еще до наступления P-T-условий, благоприятных для формирования сульфат-скаполита (амфиболитовая фация), и тогда не остается прямых доказательств присутствия сульфатолитов в исходных отложениях. Тем не менее, нередко сульфат-скаполит составляет значительную часть метаморфических известково-силикатных пород (достаточно мало распространенных), но содержание в нем сульфат-иона не превышает первых процентов, и этот минерал не может сохранять залежи гипса, а его присутствие лишь свидетельствует о возможном их былом существовании в данной толще.

Направления исследования. Признаки соленосности в докембрии изучены еще недостаточно, особенно среди метаморфических комплексов. Попытки такого рода исследований предпринимались неоднократно [Жарков, 2005; Сердюченко, 1975; Nietanen, 1967; Розен, 1979; 1981; 1982; Розен и др., 1977 и др.] и базировались на присутствии хлор- и сульфат-иона в метаморфических минералах. Однако для обоснованного рассмотрения таких реликтов необходимо быть уверенным не только в их унаследованности, что достаточно трудно доказать, но и провести сопоставление литологии вмещающих толщ, как исходных, так и метаморфических. Такое сопоставление, в принципе, позволит доказать, что до метаморфизма действительно существовала осадочная толща, включавшая не только эвапориты, но и определенный спектр терригенных и карбонатных пород, который возникал в условиях, обеспечивавших эвапоритизацию. Поэтому ниже рассматриваются признаки изначальной соленосности кристаллических пород докембрия, сохранившиеся при метаморфизме, в сопоставлении с химическим составом и условиями осадконакопления неметаморфизованных существенно терригенно-карбонатных соленосных отложений. Поскольку для галита реликтовые минералогические признаки не выявлены, рассмотрение ограничено анализом распределения сульфатсодержащих скаполитов. Сульфат кальция (гипс, ангидрит) выпадает в осадок первым в начале процесса эвапоритизации (хотя такая стадия может повторяться в данном бассейне неоднократно), поэтому изучение его реликтов может, скорее всего, выявить лишь начальные стадии формирования древних бассейнов.

Метаморфические комплексы с предположительно эвапоритовыми протолитами. В качестве признака былого присутствия эвапоритовых отложений

**Химический состав сульфат-скаполитов некоторых
метаморфических пород (мас.%)**

Компонент	1	2	3
SiO ₂	48.24	50.2	50.5
Al ₂ O ₃	27.2	24.9	24.2
Fe ₂ O ₃	0.1	—	—
MgO	—	0.03	0.03
CaO	15.25	13.8	13.2
Na ₂ O	4.63	6	6.1
K ₂ O	0.77	0.09	0.16
P ₂ O ₅	—	—	—
H ₂ O±	1.4	—	—
F	0.19	—	—
Cl	—	0.57	0.65
SO ₃	2.53	2.15	2.2
Сумма	100.31	97.74	97.04

«—» ниже предела обнаружения

CO₂ в обр. 1 не обнаружено, в обр. 2, 3 — не определялось, в формуле вычислено по дефициту в сумме анализа.

1 — [Розен и др., 1977], 2, 3 — [Hornath, Griffin, 1978]. Рассчитанные авторами формулы:

1 — Me_{63.3}: (Na_{1.35}K_{0.14}Ca_{2.45}Fe⁺⁺_{0.02})_{3.96} [Al₃(Al_{1.79}Si_{1.21})₃Si₆]O₂₄(S_{0.29}F_{0.09}H_{1.08})_{1.46}

2 — Me_{55.8}: (Na_{1.76}Ca_{2.23}K_{0.02}Mg_{0.01})_{4.02} [Al₃(Al_{1.43}Si_{1.57})₃Si₆O₂₄] (Cl_{0.15}(CO₃)_{0.61}(SO₄)_{2.43})

3 — Me_{54.1}: (Na_{1.80}Ca_{2.15}K_{0.03}Mg_{0.01})_{3.99} [Al₃(Al_{1.31}Si_{1.69})₃Si₆O₂₄] (Cl_{0.17}(CO₃)_{0.58}(SO₄)_{2.51})

нередко рассматривается сульфат-скаполит, который сохраняет сульфат-ион, первоначально принадлежавший, возможно, гипсу.

Состав скаполитов. Условия формирования скаполита, обычно в сонахождении с плагиоклазом, в петрогенетической РТ-сетке не всегда очевидны, поскольку соотношение с плагиоклазом интерпретируется или как равновесное, или как замещение плагиоклаза скаполитом [Winkler, 1976]. Однако несомненно, что параметры образования скаполита преимущественно соответствуют амфиболитовой и гранулитовой фациям.

Модельный состав крайних членов группы скаполита, маршалита (Ma) — 3NaAlSi₃O₈•NaCl; и мейонита (Me) — 3CaAl₂Si₂O₈•CaCO₃, образующих непрерывный ряд смешимости, характеризует наиболее распространенный карбонат-скаполит. Реальный состав скаполитов включает также ряд других анионов (Na, Ca, K)₄[Al₃(Al, Si)₃Si₆O₂₄](Cl, F, OH, CO₃, SO₄).

В породах амфиболитовой и гранулитовой фаций скаполит представлен миццонитом (50–75% Me) [Orville, 1975]. Обычно в собственно карбонатных гранулитах скаполит представлен карбонат-миццонитом, тогда как в метакarbonатах с заметными содержаниями железо-магнезиальных компонентов — нередко сульфат-миццонитом. Сульфат-скаполиты составляют обособленную группу. Их состав охарактеризован представительными анализами скаполитов (табл. 1.2.14) из гранулитов Лапландского комплекса Кольского п-ова и серии Гренвилл, Канада,

которые рассматриваются ниже среди примеров сульфатсодержащих метаморфических комплексов. Очевидно, что состав скаполитов этих комплексов соответствуют сульфат-миццонитам.

Сульфатсодержащие метаморфические комплексы. *Гранулитовый комплекс Кольского п-ова* (комплекс Лапландских гранулитов, по П. Эскола) распространен в юго-западной части Кольского полуострова и объединяет фельзитические, средние и мафические породы, а также метакarbonаты гранулитовой фации. Он возник за счет островодужного комплекса с возрастом 1.9–2.0 млрд. лет, образовавшего пластину, зажатую между соседними террейнами, при надвигании 1.9 млрд. лет назад [Бриджуотер и др., 1999] и захватившую фрагменты архейского фундамента, датированные в 2.65–2.9 млрд. лет (обзор в [Мицц и др., 1996]). Скаполит был выделен из гранат-клинопироксенового кристаллосланца, в котором скопления зерен – линзы, преслой – подчеркивают полосчатую текстуру породы. Концентрация SO_3 составляет 0.38% мас. и F 0.08%, что соответствует 15% мас. скаполита. В шлифах его содержание определено 20.4% мас., а для 5 проб из разных прослоев среднее содержание составляет 8.3% мас. [Горощенко, 1971]. Химический состав образца приведен в табл. 1.2.15 (анализ № 1), скаполита – в табл. 1.2.14 (№ 1).

Серия Гренвилл одноименной провинции Канады представляет собой островодужную систему с возрастом 1500–1450 млн. лет, претерпевшую коллизии, надвигание и метаморфизм в интервале 1190–1060 млн. лет [McLelland et al., 1996]. В горах Адирондак толщи, частично охарактеризованные в предыдущем разделе, объединяют метапелиты, метакarbonаты и известково-силикатные породы, которые нередко содержат сульфат-ион, до 1.3 мас.%, и хлор, до 1.3 мас.%. Такие породы сложены плагиоклазом, скаполитом (до 43%), пироксеном, роговой обманкой, carbonатами и другими минералами, присутствующими в различных количествах [Van de Kamp, 1968].

Группа Харбор-Лейк на юге Баффиновой Земли, Канада, сложена стратифицированными породами, накапливавшимися на палеопротерозойском шельфе кратона Рей, Канада [Jackson, Verma, 2000] в интервале 1.93–1.86 млрд. лет, и метаморфизованными 1.86–1.82 млрд. лет назад, с последующим внедрением посттектонических сиенитов 1.79–1.78 млрд. лет назад [St-Onge et al., 1999], когда приключился кратон Найн и возник ороген Торнгат [Wardle, Van Kesteren, 1996]. В составе толщи преобладают метапелиты, с парагенезисами биотит + силлиманит + кварц, альмандин + силлиманит + кварц, кордиерит + сапфирин, и метамафиты, содержащие ассоциации клинопироксен + ортопироксен + плагиоклаз ($T > 700^\circ C$; P 4–7 кбар). Среди них, в виде согласных слоев, залегают лазуриновые породы сложенные клинопироксеном, скаполитом, лазурином ($Na_{7.08}Ca_{0.94}Si_{8.02}(Al_{5.89}Si_{6.11})_{12}(O_{23.51}S_{0.49})_{24}[(SO_4)_{1.45}(Cl)_{0.08}(OH)_{0.47}]_2$), плагиоклазом, нефелином, кальцитом и флогопитом. Отчетливая согласная полосчатость, отсутствие метасоматической зональности, секущих взаимоотношений между породами и интрузивных тел указывают на образование метаморфических пород при региональном метаморфизме слоистого разреза. Пример химического состава скаполита (№ 3, см. табл. 1.2.14), приведен для породы № 4 в табл. 1.2.15. Парагенетический анализ минералов указывает на существование локальных равно-

Химический состав сульфатсодержащих метаморфических пород докембрия и соленосных отложений неогена Ферганы
(петрогенные компоненты в %мас., элементы-примеси в г/т)

	Ранний докембрий Лапразии						Неоген Ферганы						
	Гранулиты Лапландии, Кольский п-ов		Серия Гренвилл, Адириондак, Канада		Группа Харбор-Лейк, Баффинова Земля, Канада		Гипсы, ангидриты		Глины	Алевро- литы	Песча- ники	Извест- няки	Среднее
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	43.48	58.6	50.6	20.22	39.19	42.46	1.7	16.56	41.11	49.27	46.83	9.7	43.26
TiO ₂	0.47	0.16	0.3	0.36	0.2	0.52	0.2	0.24	0.57	0.43	0.29	0.14	0.38
Al ₂ O ₃	18	4.2	14.8	4.06	11.95	9.45	0.42	4.25	13.04	9.72	6.04	1.99	14.51
Fe ₂ O ₃	1.47	—*1)	0.75	0.62			0.15	1.1	2.7	1.74	0.54	0.2	2.38
FeO	10.15	1.72	4.88	2.19	0.13	0.32	0.15	1.08	2.1	1.85	1.2	0.6	—
MnO	0.21	0.07	0.05	0.19	0.02	—	—	0.03	0.08	0.09	0.04	0.12	0.09
MgO	11.9	13.92	3.1	5.05	8.33	10.48	0.49	2.92	5.08	2.76	1.05	0.98	3.21
CaO	11.42	18.16	17.22	40.83	20.96	26.03	36.47	24.17	10.67	12.86	18.78	44.77	12.47
Na ₂ O	0.92	1.56	3.77	1.5	6.88	2.15	0.22	1.55	2.64	1.94	1.54	0.78	1.98
K ₂ O	0.28	0.16	1.12	0.55	1.6	0.1	0.17	0.93	2.12	1.36	1.49	0.49	0.42
P ₂ O ₅	0.06	0.04	0.24	0.15			—	0.06	0.1	0.1	0.08	0.02	—
H ₂ O+	*2)		0.14	0.18	0.71	1.45	5.82	5.52	4.26	2.75	2.27	1.58	3.74
H ₂ O-	0.1	0.34					0.35	7.38	1.94	3.19	2.44	0.47	3.1
CO ₂	0.72	1.45	2.47	24.95	9.12	7.14	0.95	6.39	8.8	6.73	11.74	35.8	6.51
SO ₃	0.38	0.05	1.30	0.35	0.85	0.32	53.5	29.33	3.62	5.14	6.34	1.48	7.71
Cl			1.32	0.41	0.12	0.08			1.06	0.5			0.75
Li	4.7	23					6.2	20	42	20	15	7	66
Rb		—	4	37			—	30	90	60	40	15	140

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
Ni	330	42	8	29			—	2	27	21	14	3	68*	20**
Co	160	130					—	2	9	5	3	2	19	0.1
Cr	450	70	9	42			—	11	44	38	24	8	90	11
V	390	55	39	205			—	29	68	48	36	8	130	20
Sc	64	28					—	7	13	12	8	5	13	1
Ba	100	90	94	300			150	480	940	590	670	320	580	10
Sr	170	680	430	596			4300	2400	480	580	590	1050	300	610
Pb	4	10	26	29			6	23	40	20	25	160	20	9
Zn	120		76	141			—	—	60	30	20	—	95	20
Cu	83	50	21	53			—	4	28	13	7	—	45	4
Sn	15	5					—	2	4	3	—	—	6	
Mo	2						2	3	3	5	2	—	2.6	0.4
Ga	8	4	5	15			—	9	21	14	10	5	19	4
Zr	50	90	70	128			60	80	130	170	120	80	160	19
Ge							—	0.5	1.6	1.1	0.6	0.3	1.6	0.2
Nb	5.4	—	11	<2			—	3	12	9	6	3.5	11	0.3
Li	4.7	23					6.2	20	42	20	15	7	66	5
Rb		—	4	37			—	30	90	60	40	15	140	3
B	35	40					190	26	660	39	23	16	100	20
F							450	1250	920	820	770	500	740	330

1-6 – единичные анализы: 1 – гранат-клинопироксеновый кристаллосланец; 2 – клинопироксен-плаггиоклазовый кристаллосланец; 3 – пироксен-скаполяитовый гнейс; 4 – мрамор (обзор в [Розен, 1982]). 5-6 – клинопироксеновые кристаллосланцы, минеральный состав, %мас.: 5 – клинопироксен 51.5, лазурит 17.9, кальцит 16.5, нефелин 10.6, флогопит 2.2; 6 – клинопироксен 47.5, цеолиты 20.4, кальцит 13.1, скаполит 9.3, плаггиоклаз 4.7, паргасит 4.7 [Hogarth, Griffin, 1978]. 7-12 – средние составы [Розен, 1979]: 7 – гипсы и ангидриты, среднее, 2 анализа; 8 – то же, глинистые, 4 анализа; 9,10,11,12, – соответственно, количество анализов: 14,7,3,2. 13 – представительная оценка среднего состава терригенных отложений, глины 4 анализа, алевролиты 3. [Гриднев, 1956].

«—» ниже предела обнаружения

* Глинистые сланцы [Turckian, Wessersch, 1961]. ** Карбонатные отложения, там же

весий в небольших объемах горных пород, где SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O вели себя как инертные компоненты. Большинство минеральных фаз находилось в равновесии вблизи пика метаморфизма (гранулитовая фация). Протолит метаморфических пород представлял собой эвапорит-доломит-пелитовую толщу, на что указывают содержания Na, K, S, Cl, Fe, Br, так же как и почти полное отсутствие F. Большие количества Na и Cl были удалены из эвапоритового протолита еще до метаморфизма, во время диагенеза. По-видимому, на этом этапе сера сульфатов, наполовину сохранившаяся в силикатах (скаполит), была частично восстановлена вследствие сульфат-редукции и вошла в виде сульфида в лазурит, пирит и пирротин [Hoggarth, Griffin, 1978].

В других местах глубокометаморфизованные отложения сохранили сложные псевдоморфозы (глиптоморфозы) по галитгу [Bell, Jackson, 1974] и геохимические, нередко косвенные, признаки эвапоритовых отложений в составе протолита [Barooah, 1976; Bowes et al., 1971; Jayawardena, Carswell, 1976; Katz, 1971; Ortega-Guiterrez, 1984 и др.].

Общей чертой минерального состава таких метаморфических комплексов является ассоциация клинопироксена (до 50%объемн.) с плагиоклазом (38–55%объемн., доля анортита $PL_{An} = 0.4-0.6$) и большое разнообразие сопутствующих минералов. Протолитами этих метаморфических пород, по-видимому, были известняк-доломит-аргиллитовые толщи, с той или иной примесью сульфатов кальция и, возможно, хлоридов. Очевидно, что простое сопоставление с солями в эвапоритовых бассейнах не позволит провести необходимую геохимическую корреляцию с указанными протолитами. Поэтому ниже проведено сопоставление с терригенно-карбонатно-гипсоносными отложениями эвапоритового бассейна, не подвергавшимися воздействию метаморфизма.

Сульфатсодержащие осадочные отложения. Для непосредственных сопоставлений с докембрийскими глубокометаморфизованными породами необходимо обратиться к анализу вариаций химического состава в закономерной ассоциации сульфатов, галоидов, карбонатных и терригенных пород, участвующих в осадконакоплении единого соленосного бассейна. В качестве такого осадочного бассейна рассматриваются отложения неогена Ферганской депрессии.

Общая мощность этих гипсоносных (соленосных) отложений составляет около 4000 м, они разделены на ряд свит. Терригенные породы слагают подавляющую часть этого разреза. Глины составляют в разных свитах (в % мощности) 40–70, алевролиты 20–40, песчаники около 10 (в отдельных свитах до 40), известняки до 4, гипсы около 5 (до 10), каменная соль около 0,2 (до 6). В составе терригенной фракции половину объема обычно составляют выветрелые обломки пород и различных минералов (в разных слоях содержания варьируют от 0 до 98%), полевые шпаты – около 30 (0–98) и кварц – 20 (1–57). Кроме того, присутствуют также слюды и хлориты (около 1%). Широкие вариации в количественных соотношениях минералов и их достаточно хорошая сохранность указывают на невысокую зрелость материала и слабую сортировку при его переносе в бассейн, что соответствует локальному осадконакоплению в аридной обстановке. Бассейн первоначально формировался как осолоняющееся пресноводное озеро, вероятно поэтому доломиты в разрезе заметной роли не играют [Гриднев, 1956]. Терриген-

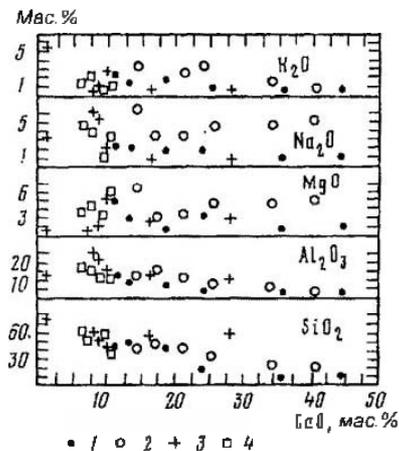


Рис. 1.2.17. Диаграмма минерального состава сульфатсодержащих отложений: типы пород в неогеновых отложениях Ферганской депрессии в сопоставлении со средними оценками для стратиграфических подразделений соленосных отложений мела Таджикской депрессии [Розен, 1982]

ные породы по существу представляют 4-х компонентные смеси, включающие псаммитовый, алевритовый и глинистый материал, с добавлением 5–30% либо карбоната, либо сульфата. Используемые в геологической практике однородные названия пород являются необходимым упрощением. Карбонаты и сульфаты являются антагонистами и смесей не образуют (рис. 1.2.17). Галит под микроскопом не устанавливается.

Вариации химического состава неогеновых отложений показаны в табл. 1.2.15 и на рис. 1.2.18. Кремний образует максимальные концентрации в алевритовых и песчаниках ($\text{CaO} < 20\%$), что связано с преобладающей долей терригенной фракции. Алюминий образует максимум в глинах ($\text{CaO} \approx 10\%$) вместе с магнием и железом, что обусловлено, возможно, появлением тонкодисперсных продуктов размыва основных пород. Содержания хлора незначительны, и содержания галита, очевидно, не превышают 2%. Повсеместно оксид натрия преобладает над оксидом калия. Коэффициент железистости, $f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$, составляет 0.24–0.41, что ниже, чем в средних составах терригенных пород (обычно > 0.5); это, вероятно, обусловлено малым содержанием железа в глинистой фракции в условиях аридной обстановки, при отсутствии зрелых кор выветривания в области размыва.

Стронций коррелируется с кальцием, по-видимому, они вместе осаждались из водного раствора, однако его содержания превышают средние содержания в карбонатных отложениях [Turekian, Wedepohl, 1961] в 2 раза (известняки) и в 7 раз (гипсы), что обусловлено осолонением бассейна. Остальные элементы-примеси привносились в бассейн главным образом в составе глин и алевритов. Это также и справедливо для бария и рубидия, хотя для них скорее характерна связь с составом рассола, чем с терригенной взвесью [Бойко, 1973]. В составе обломков в песчаники поступала большая часть циркония. Фтор, также приуроченный большей терригенным породам, образует резко повышенные концентрации в глинистых гипсах, что, по-видимому, обусловлено выпадением его в осадок на начальной стадии эвапоритизации [Казаков, Соколова, 1950].



Средний состав глинистых отложений
[Turekian, Wedepohl, 1961]

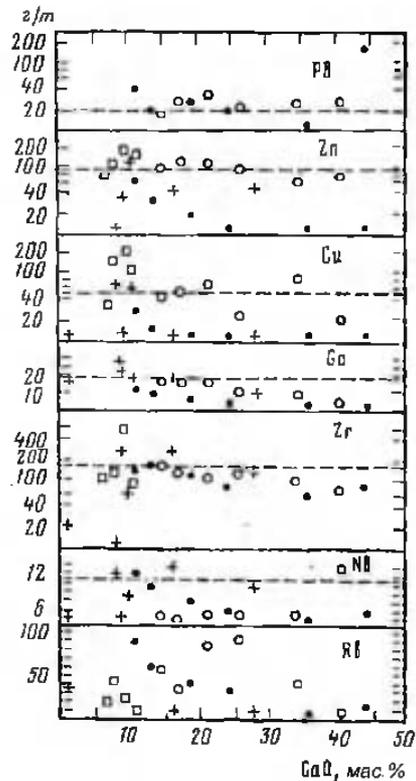
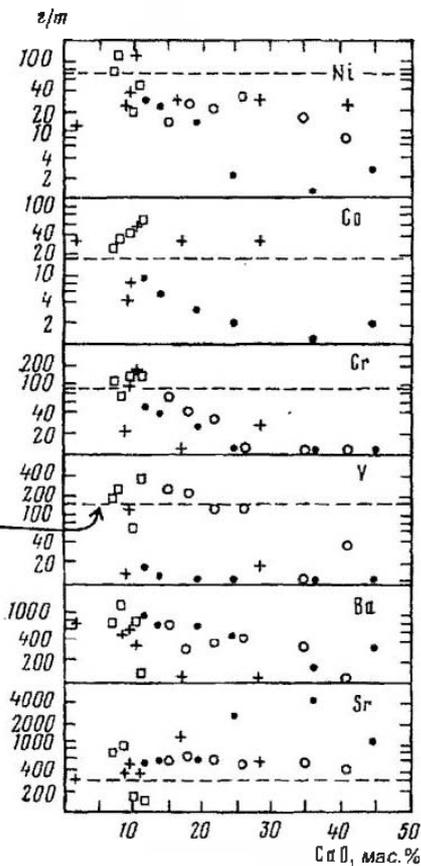


Рис. 1.2.18. Диаграмма CaO – химический компонент для сульфатсодержащих отложений неогена и метаморфических пород докембрия

1 – гипсоносные отложения неогена Ферганы, средние данные по типам пород, пояснения в тексте [Розен, 1979]; 2-4 - метаморфиты раннего докембрия: 2 – ряд параамфиболит, пироксен-скаполитовый гнейс, карбонатно-силикатный гнейс, мрамор, серия Гренвилл, Адирондак, Канада [Van de Kamp, 1968]; 3 – ряд метааркоз (гранулит), плагиоклаз-пироксеновый гранулит, плагиоклазит, известково-силикатная порода, серия Льюизиан, Шотландия [Bowes et al., 1971]; 4 – дву-пироксеновые кристаллосланцы, серия Высокогорья, Шри-Ланка [Jayawardena, Carswell, 1976]

Содержание бора в глинах (660 г/т) аномально высокое по сравнению со средним глинистым сланцем [Turekian, Wedepohl, 1961] и соответствует значению геохимического показателя обстановки осадконакопления [Розен и др., 1994; Walker, 1968] $B^* = B \cdot 8.5 / K_2O = 2646$ г/т, указывающего на отложение в эвапоритовом бассейне, где $B^* \geq 470$ г/т.

Сопоставление осадочных отложений с метаморфическими, предположительно эвапоритовыми, толщами. Минеральный состав неогеновых отложений Ферганы можно моделировать для условий гранулитовой фации с помощью пересчета химического состава на минералы по системе CIPW [Rollinson, 1994]. В такой интерпретации средний состав толщи (см. табл. 1.2.15, № 13) соответствует клинопироксен-плаггиоклазовому кристаллосланцу, состоящему из плаггиоклаза (около 60 %мас., $PL_{An} = 0.77$) и клинопироксена (железистость $f_{Di} = Fe/(Fe+Mg) = 0.24$), с примесью ортоклаза и кварца. Бескварцевыми породами будут представлены глины и алевролиты, содержащие соответственно (в мас.%): плаггиоклаз 48.11 ($PL_{An} = 0.60$) и 40.45 ($PL_{An} = 0.62$), клинопироксен 26.27 ($f_{Di} = 0.33$, в том числе оливин 13.68) и 35.97 ($f_{Di} = 0.41$), калиевый полевой шпат 14.55 и 11.65; избыток кальция (гипс+кальцит) 11.70 и 5.90. Учитывая содержание сульфат-иона в исходных породах, избыток кальция можно представить как сульфат-скаполит, $NaAlSi_3O_8 \cdot 2CaAl_2Si_2O_8 \cdot 1CaSO_4$, соответствующий мицкониту, характерному для пород амфиболитовой и гранулитовой фаций [Orville, 1975]. Тогда в глинах вероятное содержание скаполита составит 26.54 мас.% (в присутствии 7.44 кальцита), а в алевролитах – 33.49 (без учета возможного присутствия кальцита).

В целом, полученные нормативно-метаморфические минеральные составы осадочных пород неогена соответствуют обсужденным выше наблюдаемым составам метаморфитов раннего докембрия (за исключением щелочных и сложных минералов типа нефелина, лазурита и др.). Поэтому на процессы формирования их протолитов могут быть экстраполированы некоторые соображения, вытекающие из обсуждения гипсоносных неогеновых осадков. Низкая железистость (высокая магнезиальность) пород объясняется малым поступлением железа в составе глинистой фракции, что, по-видимому, обусловлено отсутствием зрелых кор выветривания в аридных условиях. Несовместимость в одном слое сульфата и карбоната, возможно, объясняет появление в метаморфических породах альтернативы: либо сульфат-, либо карбонат-скаполит.

Сопоставление содержаний оксидов петрогенных элементов показывает, что по трем определяющим элементам – кальцию, кремнию и алюминию, а также по магнию и калию метаморфические породы перечисленных известковых метаморфических серий и неметаморфизованные гипсоносные отложения не отличаются как по средним содержаниям, так и по тенденциям вариаций. В серии Гренвилл повышенные содержания магния, возможно, связаны с более широким развитием доломитов, а натрия – с присутствием галита в исходных отложениях.

Содержание элементов-примесей. Содержания стронция в известково-силикатных метаморфических породах ($CaO \leq 20\%$ мас.) и терригенных отложениях неогена практически одинаково. Карбонатные метаморфические породы ($CaO \geq 20\%$ мас.) содержат существенно меньше стронция, чем гипсы и известняки не-

огена, что, возможно, обусловлено региональной спецификой бассейна. Совпадают тренды галлия, хрома, циркония, которые поступали в составе терригенного компонента, что и указывает на сходство процессов выветривания и составов областей размыва. Размах содержаний ниобия в неогеновых отложениях перекрывает вариации содержаний в метаморфических породах, так же как и бария и рубидия, по-видимому, вследствие неоднородного смешения элементов при переносе и смыве терригенных компонентов из области размыва. Пониженные по сравнению с метаморфитами серий Гренвилл и Высокогорья содержания кобальта, ванадия и меди в гипсоносных глинах Ферганы следует, вероятно, связывать с региональными особенностями осадконакопления. Действительно, средние величины для глинистых осадков оказываются значительно выше, чем в терригенных породах района Ферганы.

Выводы. Несмотря на значительные региональные различия для отдельных элементов и провинций, по геохимическим особенностям ряд известковых метаморфических серий в целом соответствуют гипсоносным отложениям эвапоритовых толщ. Такое соответствие не означает тождества, однако очевидно, что решение проблемы эвапоритов раннего докембрия лежит на пути литологических сопоставлений осадочных толщ эвапоритовых бассейнов с известковыми метаморфическими комплексами.

Заключение. *Прямые признаки осадконакопления в раннем докембрии* наблюдаются в слабо метаморфизованных фрагментах архейских зеленокаменных поясов. Они содержат осадочные породы и их ассоциации с вулканитами и не обнаруживают заметных систематических отличий от соответствующих фанерозойских аналогов. Здесь фиксируются продукты размыва каолинитовых кор выветривания, мелководно-шельфовые карбонатные отложения, гипсоносные эвапоритовые залежи и ряд других. Наиболее древние осадки с возрастом 3.8 млрд лет, вероятно, захватили незначительную примесь метеоритного материала, поступавшего на последней стадии бомбардировки, датированной на Луне. Серьезным отличием раннего докембрия является широкое распространение полосчатых железорудных формаций, отсутствующих в позднем докембрии и фанерозое. Однако их условия осадконакопления достаточно достоверно объясняются в рамках представлений о фанерозойской окраинно-океанической седиментации (поступление в бассейн кислорода, углерода, накопление кремней у континентального подножья, отложение карбонатов на мелководном шельфе и др.). В этих условиях причиной поступления гигантских объемов оксидов железа, вероятно, является обильное поступление Fe^{2+} из гидротермальных источников типа черных курильщиков, что может быть связано с особенностями дифференциации вещества планеты на ранних стадиях геологического развития.

При исследовании *граувакковых комплексов* фанерозоя выделяются петрохимические серии, включающие ряд песчаник–алевролит–пелит. Предложена дискриминантная диаграмма, на которой тренды граувакковых серий пересекают тренды магматических пород, что позволяет надежно различать пара- и ортоккомплексы сходного химического состава. Среди метаграувакк амфиболитовой и гранулитовой фаций в некоторых докембрийских регионах установлены типоморфные серии: 1) граувакка–аргиллит; 2) кварцевая вакка–граувакка–аргиллит;

3) субграувакка–аргиллит. Проанализирована актуалистическая модель, применяемая при реконструкциях режима формирования граувакк фанерозоя, и показано, что типоморфные граувакковые серии, выделенные в докембрийских комплексах, соответствуют грауваккам океанических островных дуг, континентальных (краевых) дуг, активных окраин континентов. Использование MINLITH-нормативного минерального состава позволяет проводить упрощенные фациальные реконструкции на основе сопоставления граувакк, с одной стороны, с отчетливыми петрографическими признаками обломочного строения, а с другой – с полностью утратившими такие признаки и глубоко метаморфизованными их аналогами.

Карбонатные породы в регионально-метаморфических комплексах варьируют по составу от чисто карбонатных до карбонатсодержащих (< 5% карбонатов) разновидностей. Они накапливались в осадочных бассейнах, которые были позднее деформированы и подверглись квазиизохимическому метаморфизму. Главным метаморфическим процессом, охватывавшим рассматриваемые породы, является удаление углекислоты – декarbonатизация. Содержания большинства других петрогенных окислов статистически значимо не меняются по мере нарастания интенсивности метаморфизма, однако щелочные металлы могут покидать систему в составе флюида при гидролитическом разложении щелочных полевых шпатов. Доломитовые известняки с примесью терригенного материала были исходным субстратом для образования мраморов, в том числе бессиликатных – чистых мраморов (pure marbles, 95–100% карбонатных минералов) и силикатных мраморов (кальцифиров, 50–95%). Карбонатно-терригенные отложения, в том числе вулканомиктовые и эвапоритовые, превращались при метаморфизме в следующие породы: *карбонатно-силикатные* (5–50%), *карбонатсодержащие силикатные* и *известково-силикатные* (< 5%). Сидеритовые и магнезитовые породы заслуживают отдельного самостоятельного рассмотрения. Статистическая обработка банка данных позволила выделить по содержаниям карбонатных минералов с интервалом в 15–20% конкретные петротипы (8 петротипов) и рассчитать их средние химические и минеральные составы. Наряду с присутствием карбонатов, петрографический состав петротипов определяется ассоциацией двух групп минералов: группы клинопироксена (основные Са-силикаты) и группы плагиоклаза (алюмосиликаты Са, или так называемые известково-силикатные минералы). Расчет MINLITH-нормативных минеральных составов позволил оценить степень удаления углекислоты при метаморфизме, которая увеличивается по мере роста содержаний реакционно-способной силикатной составляющей в исходных отложениях. Соотношение дометаморфических (нормативных) карбонатных и терригенных минералов показывает, что карбонаты докембрия составляют непрерывный ряд от чисто карбонатных разновидностей (доломитовых известняков) до карбонатсодержащих глинистых песчаников (алевролитов). Терригенные компоненты в целом соответствуют смешанной, глинисто-обломочной породе (вакке), примерно поровну состоящей из обломков кварца и полевых шпатов и на $\frac{1}{3}$ – из глинистых минералов. Наибольшим распространением пользуются доломитовые известняки (76% карбонатных компонентов в исходном осадке) и карбонатно-терригенные отложения (22%). Преобладают, как можно предположить, отложения неглубокого шельфа, а в качестве источника обломочного

материала служили относительно стабильные области континентального типа. В усредненном составе докембрийская *метакарбонатная порода* содержит всего 34% карбонатных минералов (оставшихся после метаморфической декarbonатизации от первоначального их количества в 52%); средний *мрамор* – доломитовый известняк – 69 % карбонатных минералов (было 81%), *известково-силикатная порода* и карбонатсодержащая силикатная порода – карбонатная вакка – 8% (31%).

По геохимическим особенностям многие известковые метаморфические серии в целом соответствуют гипсоносным отложениям эвапоритовых толщ, хотя для отдельных элементов и провинций отмечаются значительные региональные различия. Такое соответствие не означает тождества, однако очевидно, что решение проблемы эвапоритов раннего докембрия лежит на пути литологических сопоставлений осадочных толщ эвапоритовых бассейнов с известковыми метаморфическими комплексами.

1.3. Осадочные серии докембрия и фанерозоя: связь химизма пород и условий литогенеза

Стратифицированные комплексы в неметаморфизованных толщах, обычно вулканогенно-осадочных, в реальных разрезах состоят большей частью из осадков. Вулканиды составляют максимум третью часть разреза в островодужных палеосистемах [Ронов, Ярошевский, 1976]. По балансовым расчетам, которые основаны на вероятном соответствии валового химического состава размываемых пород и состава возникающих осадков, в последних глинистые отложения составляют 74–83%, песчаники 8–20%, и карбонатные породы 7–5%. В докембрийском фундаменте щитов устанавливаются сходные пропорции. Терригенные и первично-терригенные породы составляют около 80% в Канаде [Grout, 1938], и 83.7% в стратифицированных комплексах всех докембрийских щитов [Ронов, Ярошевский, 1976]. Очевидно, что земная кора щитов включает большие объемы метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений раннего докембрия. Реконструкция условий литогенеза в палеобассейнах, где накапливались эти отложения, представляет фундаментальную задачу, определенные шаги в решении которой предприняты в данной работе. Возможны два подхода: 1) изучение конкретных докембрийских метаморфических ареалов и расшифровка генезиса осадочных протолитов, составлявших палеобассейны, чему посвящена следующая глава; 2) выявление отдельных, конкретных разрезов метаседиментогенных пород, их типизация по вероятным условиям литогенеза и сопоставление с осадочными отложениями фанерозоя, для которых условия литогенеза известны, чему посвящен данный раздел.

Условия образования исходных отложений в седиментогенных кристаллических комплексах докембрия удастся установить лишь для отдельных разновидностей пород по тем или иным, нередко единичным, сохранившимся признакам.

Текстурные, структурные и минеральные диагностические признаки, столь отчетливо разделяющие генетические типы осадочных, а также вулканогенно-осадочных и магматических пород, почти полностью утрачиваются при метаморфизме. Только петрохимические и геохимические характеристики сохраняются, по-видимому, достаточно хорошо в условиях регионального метаморфизма. Они наиболее широко используются при изучении состава и генезиса протолитов метаморфических пород. При этом в магматической петрологии используются два метода: сопоставление конкретного образца с достоверно изученными эталонами (например, нормирование содержаний химических элементов и т.п.) и выявление единства в ассоциациях пород варьирующего состава на основе трендов распределения элементов (например, вариационные диаграммы Харкера, и др.) или нормативных минералов (например, система CIPW). Такие ассоциации рассматриваются как петрогенетические серии.

Петрохимические серии выделены, охарактеризованы и используются ниже для литогенетической типизации и интерпретации условий осадконакопления вероятных протолитов метаседиментогенных пород докембрия. С учетом степени метаморфизма, эти серии в первом приближении соответствуют метаморфическим формациям. Рассматриваются наиболее контрастные по составу серии, связанные с размывом кор выветривания, накоплением карбонатов или железистых осадков, и ряд других. Они не отражают всего разнообразия метаморфических формаций, но характеризуют крайние, наиболее отчетливо интерпретируемые ассоциации пород, поэтому остальные, в основном переходные, формации оказываются внутри рассмотренного спектра составов выделенных серий, за исключением экзотических образований, как, например, глауконитовых песков и т.п.

Для моделирования условий их формирования описаны петрохимические серии в некоторых осадочных породах фанерозоя с известными параметрами литогенеза, а пересчет химических составов на метаморфические минералы позволяет предсказать те метаседиментогенные породы, которые могут возникнуть или наблюдаются в палеобассейнах раннего докембрия, заключенных в структуре консолидированной земной коры шитов.

Петрохимические серии метаседиментогенных пород докембрия

Первичный дометаморфический минеральный состав отложений, которому предположительно соответствует MINLITH-нормативный минеральный состав, был рассчитан и проинтерпретирован для ряда кристаллических комплексов архея с возрастом древнее 2.4–2.6 млрд лет, слагающих определенные метаморфические провинции. Предпринята попытка из большого разнообразия метаморфических комплексов в различных регионах, выбрать наиболее представительные, главные для данного исследования, ассоциации пород и рассмотреть метаседиментогенные породы в той генетической трактовке, которую дают авторы цитируемых исследований, а затем типизировать эти естественные ассоциации по характерному и универсальному для разных степеней регионального метаморфизма признаку – петрохимическому составу, выраженному в MINLITH-нормативных минералах. Предполагается, что ассоциация метаседиментогенных пород

отдельно взятого палеобассейна с определенными (типичными) условиями осадконакопления позволяет применить принцип сериальности. Он разработан в магматической петрологии и оказывается эффективным, когда генезис петрографически одинаковых пород оказывается совершенно различным в зависимости от принадлежности к той или иной петролого-генетической серии, которая выявляется на основе анализа наблюдаемой, естественной и закономерной, ассоциации горных пород и последующего моделирования условий возникновения такой ассоциации. Ниже использовано представление о такой ассоциации отложений как о петрохимической серии, которую можно подразделить на типы и т.п.

Отчетливо индивидуализированные и достаточно широко распространенные ассоциации метаседиментогенных пород можно в первом приближении сгруппировать в следующие серии: 1) высокоглиноземистую, для которой характерны присутствие отдельных прослоев высокоглиноземистых пород, повышенная глиноземистость преобладающих в разрезе «фоновых» пород, присутствие существенно кварцевых и оксидно-железистых прослоев; 2) ферромагнезиальную, все алюмосиликатные породы которой обладают относительно повышенными содержаниями Fe и Mg, причем по ассоциации с железистыми кварцитами может быть выделен железистый подтип, а по ассоциации с седиментогенными мафитами и ультрамафитами – магнезиальный подтип; 3) известковую, характеризующуюся повышенным содержанием Ca, нередко вместе с Mg, широким распространением мраморов и сопровождающих их смешанных, известково- и магнезиально-силикатных пород (табл. 1.3.1). Представленный ниже анализ серий метаседиментогенных пород включает рассмотрение данных петрохимии и их интерпретацию с помощью MINLITH-нормативных минеральных составов. Они предположительно соответствуют дометаморфическим минеральным составам и позволяют сопоставлять исходные осадочные породы (протолиты).

Высокоглиноземистая серия, наблюдаемые ассоциации. В своем составе серия отражает прямое влияние пород, поступавших из кор химического выветривания (табл. 1.3.2, анализ 1; рис. 1.3.1). Чтобы не загружать работу большим количеством анализов, в таблице показаны только единичные, наиболее характерные составы, тогда как остальные представители данной серии показаны на рисунке в виде полей, заполненных штриховкой соответствующих MINLITH-нормативных минералов, а пустые поля означают, что в данной серии такие составы отсутствуют. В криворожской серии Украинского щита раннепротерозойские (2.6–2.4 млрд. лет) коры выветривания на амфиболитах представлены биотитовым сланцем, и вместе с непосредственно перекрывающими их мусковитовыми кварцито-песчаниками (левая часть диаграммы) они составляли, вероятно, единую ассоциацию исходных минералов: кварц–гетит–глинистые минералы. Последние включали каолинит в качестве типоморфного минерала. Калиевая гидрослюдистая глина (иллит) преобладала среди глинистых минералов, что, по-видимому, указывает на поступление материала в основном из нижних горизонтов профиля выветривания. Вероятно, в виде реликтов присутствовал полевой шпат, а повышенная магнезиальность глинистой фазы (рассчитанный серпентин, 3.5%) обусловлена, скорее всего, спецификой состава размывавшегося базитового субстрата.

Главные петрохимические серии метаморфических пород докембрия и вероятные ассоциации их исходных пород

Серия, петрохимический тип ассоциаций седиментогенных метаморфических пород			
Высокглиноземистая	Ферро-магнезиальная		Известковая
	Железистый тип	Магнезиальный тип	
<i>Характерные признаки в метаморфических комплексах</i>			
<p>Повышенная глиноземистость преобладающих в разрезе (фоновых) пород. Обычно преобладание в оксидах К над Na. Присутствие прослоев высокглиноземистых пород. Наличие прослоев кварцевых (первично обломочных) железистых руд.</p> <p>Отсутствие или незначительное распространение промежуточных пород между алюмосиликатными и высокглиноземистыми.</p>	<p>Повышенное содержание Fe и Mg в большинстве алюмосиликатных фоновых пород.</p> <p>Преобладание в оксидах К над Na только в высокглиноземистых породах, во всех остальных обычно Na преобладает над К.</p> <p>Отсутствие или незначительная роль переходных (смешанных пород) от алюмосиликатных к карбонатным и от кремнистых к алюмосиликатным.</p>	<p>Повышенное содержание Са, нередко вместе с Mg, в большинстве преобладающих в разрезе (фоновых) алюмосиликатных пород.</p> <p>Обычно преобладание Na над К.</p> <p>Частое присутствие среди летучих компонентов SO₃ и Cl в скальпидтах, иногда присутствие ангидрида в породах.</p> <p>Повсеместное присутствие мраморов и кальцифитов</p> <p>Широкое распространение смешанных известково- и магнезиально-силикатных пород, промежуточных между карбонатными и алюмосиликатными породами.</p> <p>Отсутствие или незначительная роль существенно кварцевых и железистых прослоев</p>	
	<p>Часто широкое распространение кремнисто-железистых пород</p>	<p>Присутствие и иногда широкое распространение прослоев высокомагнезиальных (ультрамафитовых) первично-осадочных пород</p>	
<i>Примеры</i>			
<p>Коры выветривания в протерозое Карелии и в основании криворожской серии Украины, метаморфизм в зеленосланцевой фации</p> <p>Кебвский комплекс Кольского полуострова, амфиболитовая фация метаморфизма.</p> <p>Теплогринская серия Байкальской горной области, зеленосланцевая фация. Высокглиноземистые породы Алдана, грауилитовая фация метаморфизма.</p>	<p>Зеленокаменные пояса Канадского щита, зеленосланцевая и амфиболитовая фации.</p> <p>Комплекс Льюисан в Шотландии, грауилитовая фация.</p>	<p>Комплексы древних гнейсов, основание системы Свазиленд в Южной Африке, амфиболитовая фация.</p> <p>Комплексы Джакс-Крик в Индиганском древнем блоке Западной Австралии, амфиболитовая фация</p>	<p>Серия Гренилл в Канаде, высокотемпературная амфиболитовая фация.</p> <p>Комплексы Усмая и Южной Финляндии, грауилитовая фация</p>
<i>Вероятные ассоциации типоморфных исходных осадков и особенности contemporaneous их пород</i>			
<p>Кварцевые песчаники и алевролиты.</p> <p>Каолинитовые и каолинитсодержащие глинны.</p> <p>Железистые (тетитовые) породы</p> <p>Высокглиноземистые (каолинитовые) породы</p>	<p>Поллимитовые песчаники и алевролиты типа граувак, иногда арктоз и песчаные (алевроитовые) глинны с хлоритом и примесью карбоната. Слои известняков</p> <p>Полосчатая железорудная формация Вулканиты базальтоидные и андезитовидные, а также дациты</p>	<p>Поллимитовые песчаники и алевролиты типа граувак, иногда арктоз и песчаные (алевроитовые) глинны с хлоритом и примесью карбоната. Слои серпентинитовых песчаников Слои известняков.</p> <p>Наиболее характерны базальтоидные и каолинитовые вулканиты.</p> <p>В области питания часто присутствуют плагиотрианоиды, вероятно ультрамафиты.</p>	<p>Смешанные карбонатно-глинистые хлорит-гидрослюдистые отложения, варьирующие по составу от собственно мергелей до карбонатно-песчаных (алевроитовых) глини Прослой глинистых, кварцевых и кварцево-полюсовитовых песчаников Прослой известняков, доломитов, иногда ангидрида, вероятно присутствие прослоев сульфатов и присутствие галенидов.</p> <p>Иногда проявления базальтоидного и андезитового вулканизма.</p>

**Представительные анализы отдельных типов пород из метаморфических серий и рассчитанный по ним MINLITH
нормативный состав вероятных исходных пород**

Компонент	Серия, тип												
	Высокоглиноземистая			Железомagneзиальная							Известковая		
				Железистый			Магнезиальный						
	1 ¹⁾	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12 ²⁾	13
<i>Химический состав</i>													
SiO ₂	51.45	56.33	38.48	66.37	75.44	50.68	78.15	51.12	68	75.6	51.6	44.12	35.8
TiO ₂	1.02	1.23	2.15	0.6	0	0.25	0.27	0.17	0.39	0.12	0.38	0.31	0.92
Al ₂ O ₃	20.33	33.24	36.06	14.73	13.55	11.71	10.4	5.92	13.76	14.98	7.4	12.85	10.26
Fe ₂ O ₃	2.42	0.62	3.69	0.71	0.16	1.4	0.61	2.88	1.27	0.45	1.51	0.89	1.12
FeO	11.64	0.26	7.13	4.17	0.36	1.17	3.91	5.69	3.48	0.16	8.35	4.44	6.84
MnO	0.12	0.01	0.11	0.07	0.02	0.07	0.05	0.14	0.08	0.02	0.18	0.09	0.14
MgO	2.52	0.12	4.64	2.57	0.25	2.91	2.34	20.28	2.53	0.24	24.16	3.27	5.26
CaO	0.33	0.59	0.73	1.95	0.9	27.2	0	9.65	6.45	1.17	5.68	21.6	26.64
Na ₂ O	0.22	0.95	1.04	2.59	3.1	0.28	0.54	1.04	1.35	3.93	0.23	2.42	0.53
K ₂ O	6.18	2.16	4	1.89	5.15	0.12	2.09	0.19	2.59	3.38	0.02	2.29	0.31
P ₂ O ₅	0.13	0.09		0.11	0.01	0.08	0.03		0.08	0.04	0	0.21	
H ₂ O+	4.18	3.2	1.7	2.61	1.05	1.01	1	1.78				0.27	1.46
H ₂ O-	3)	0.33		0.11			0.08	0.06					0.54
CO ₂		0.12		0.9	0.08	3.39						6.3	10.22
Сумма	100.54	99.25	99.73	99.38	100.07	100.15	99.47	98.92	99.98	100.09	99.51	99.06	100.04
<i>MINLITH-нормативный состав</i>													
<i>Обломочный компонент</i>													
Q	21.23	8.32	— ⁴⁾	37.15	38.64	27.6	50.6	25.73	42.92	37.75	25.18	18.2	14.58
PL	2.14	8.37	3.41	29.48	29.76	—	18.08	7.88	12.58	40.62	1.58	15.02	0.5
OR	5.8	8.57	—	—	24.28	—	—	—	1.1	9.87	—	—	—

	1 ¹⁾	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12 ²⁾	13
<i>Глинистый компонент</i>													
MM	—	—	16.07	—	—	7.27	—	—	—	—	—	—	13.92
ILL	48.74	4.34	25.59	15.86	6.17	1.24	6.69	1.28	19.44	8.33	—	16.51	2.72
CHL	—	—	—	11.99	—	10.31	3.91	10.57	12.33	—	22.21	6.92	23.82
KN	1.19	67.58	—	—	—	13.2	—	—	—	2.01	—	—	—
GB	—	—	38.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Железистый компонент</i>													
HT	15.37	0.31	8.52	—	—	—	—	6.77	—	—	7.87	—	—
<i>Карбонатный компонент</i>													
CC	—	—	—	0.21	0.1	39.54	2.94	—	10.56	0.55	—	29.04	42.4
DL	0.64	—	1.79	1.75	0.38	—	12.15	26.64	—	1.39	15.73	6.77	—
ANK	—	0.83	—	2.51	0.67	0.35	4.81	—	0.22	0.72	—	4.76	1.26
<i>Некоторые специфические компоненты</i>													
SRP	3.21	—	4.72	—	—	—	—	20.84	—	—	26.96	—	—
HL	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.18	—
<i>Прочие</i>	1.67	1.67	1.81	1.04	—	0.48	0.82	0.29	0.76	0.13	1.81	1.6	0.79

1) Определено н.п.п., показано как H₂O⁺.

2) Определено дополнительно Собш. 0.51%; Cl 0.77%.

3) Нет данных.

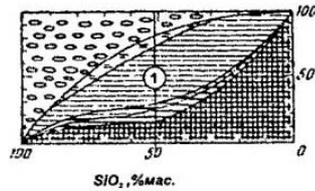
4) Отсутствует.

1 – биотит-серпичитовый сланец в коре выветривания в основании криворожской серии [Головенок, 1975, обр. 173з]; 2-кварцитовый сланец, свита Кейв, Кольский полуостров [Розен, 1977, № 10]; 3 – силлимит-биотит-коридеритовый гнейс, Алданский комплекс [Кулыш, 1973, табл. 1, № 10]; 4 – серия Йеллоунайф, архей Канады, граувакка [Pettijohn et al., 1972]; 5 – гранит-мусковитовый гнейс, комплекс Льюизиан, Шотландия [Вагонар, 1976]; 6 – гранат-кальцит-кварц-скаполитовый кальцифир [там же]; 7 – плагноклит-диоксид-кварцевый гранулит, комплекс древних гнейсов в основании системы Свазиленд, юг Африки [Hudtke, 1974]; 8 – тремолитовый кристаллический сланец [там же]; 9 – мафический метазаркоз, серия Джонс-Крик, юго-запад Австралии [Marston, 1978]; 10 – гранулит (мегааркоз) [там же, № 10]; 11 – ультрамафический парасланец [там же, № 4]; 12 – скаполит-пироксеновый кальцифир, серия Гренвилл Канады [Van de Kamp, 1968]; 13 – скаполит-диоксидовый амфиболит, комплекс Усмыа, Финляндия [Parras, 1958]

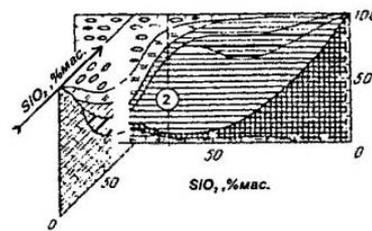
Высокоглиноземистая серия



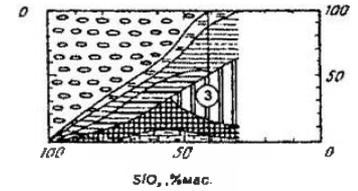
Кора выветривания и сопровождающие ее отложения в основании криворожской серии Украины



Кейская серия, Кольский полуостров



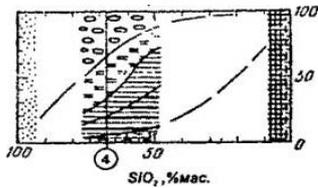
Алданский комплекс



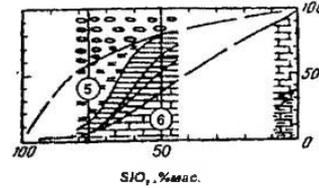
Железо-магнезиальная серия

← Железистый тип →

Зеленокаменные пояса Канады

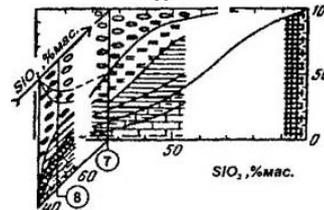


Комплекс Льюизиан, Шотландия

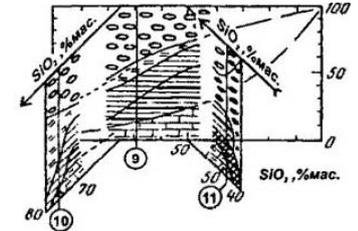


→ Магнезиальный тип →

Комплекс древних гнейсов основания, система Свазиленд, южная Африка

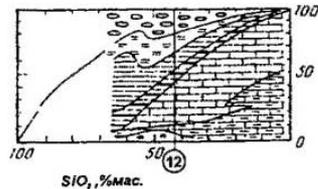


Серия Джонс-Крик, блок Ингланд, юго-запад Австралии

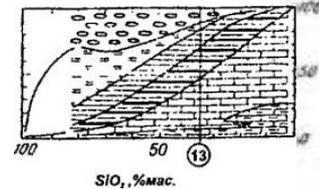


Известковая серия

Комплекс Гренвилл, Канада



Комплекс Усимаа, Финляндия



MINLITH- нормативные минералы

- | | |
|--|--------------------------|
| кварц, предположительно: а - терригенный, б - хемогенный | гетит |
| полевые шпаты | доломит (иногда анкерит) |
| серпентин | гипсбит |
| щелочно-глиноземистые компоненты, иллит и монтмориллонит | кальцит |
| хлорит | анкерит |
| каолинит | галит |

Рис. 1.3.1. Диаграмма SiO_2 – MINLITH-нормативный минеральный состав для некоторых естественных ассоциаций метаморфических пород
Цифры в кружках соответствуют номерам анализов в табл. 1.3.2, где приведены петрографические определения и литературные ссылки

Раннепротерозойская высокоглиноземистая серия без непосредственной, видимой связи с корой выветривания прекрасно проявлена в червуртской свите кейвской серии Кольского полуострова [Бельков, 1963]. Она сложена главным образом кианитовыми и ставролит-кианитовыми сланцами, мощностью 250 м, с пачкой гранат-слюдяных сланцев и гранатитов в основании (правая часть диаграммы) и перекрыта пачкой обломочных кварцитов. Это, вероятно, были каолилитовые глины с тем или иным содержанием гетита, в ассоциации с кварцевыми песчаниками. Самостоятельный (дополнительный – на рисунке слева) ряд образуют залегающие выше по разрезу доломиты (кальцифиры), связанные с ними параамфиболиты и другие кристаллические сланцы, соответствующие полимиктовым и карбонатным песчаникам.

Высокоглиноземистая серия архейского возраста присутствует на Алданском щите в состав одноименного комплекса. К ней относятся кварциты с силлиманитом, кварцито-гнейсы с гранатом, гранатовые гранулиты и ортопироксен-кварцевые кристаллические сланцы (левая часть диаграммы), а также бескварцевые, главным образом силлиманит-кордиеритовые, и существенно корундовые породы (правая часть диаграммы). Кварцево-песчаные отложения с гетитом ассоциировались в этом естественном ряду с гетит-гипсбит-гидрослюдистыми образованиями. Отсутствие каолинита и повышенную магнезиальность отложений (нормативный серпентин, 4.72%), по-видимому, можно объяснить размывом нонгронитовых кор выветривания по ультрамафитам

Литогенетическая интерпретация. Общегеологические предположения различных исследователей о протолите этих метаморфических комплексов, возникшем в корях химического выветривания, нашли отчетливое выражение и подтверждение в расчетах, которые позволяют создать приближенно-количественную минералогическую модель протолитов. Исходные ассоциации минералов, полученные для разновозрастных и разнородных по метаморфизму ассоциаций пород, вполне отчетливо соответствуют тем, которые характерны для климатических параметров гумидного осадконакопления.

По-видимому П.Д. Крынин [Krynine, 1935] был первым, кто вслед за Д.С. Бартоном [Barton, 1916] на примере аркозов отчетливо представил те различия в составе осадков, которые определяются климатическими вариациями обстановок осадконакопления, а именно условиями гумидного, аридного и арктического климата. Отличительные особенности отложений гумидных и аридных зон позволяют перейти к установлению различий между различными сериями отложений на основе их петрохимических характеристик.

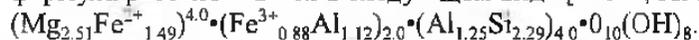
В условиях гумидного литогенеза растворимые катионы (K, Na, Ca) из обнаженных на суше горных пород выносятся в водные бассейны. Эволюция минерального состава песков идет в направлении: лититы, сложенные обломками пород → полимиктовые пески → кварцевые олигомиктовые пески → кварцевые мономинеральные пески. Параллельно идет эволюция глин: (гидрослюдистые, полиминеральные) → (гидрослюдистые + каолилитовые) → каолилитовые. Конечными членами являются также локальные накопления железа и глинозема, а иногда – марганца. В морских условиях, на шельфе, осаждаются известняки. Характерно формирование чистых типов пород, обусловленное химическим выно-

сом растворимых компонентов и физической сепарацией в потоках нерастворимых минералов. «Именно такого рода связи объединяют все разнообразие гумидных отложений в единое семейство, делают их внутренне связанной, естественной ассоциацией, отличной ... от семейства ледового, аридного и эффузивно-осадочного» [Страхов, 1962, т. 2, с. 377].

Высокоглиноземистая серия, характеризующаяся преобладанием в оксидах К над Na, формируется, вероятно, в этих условиях. Действительно, Na извлекается из силикатов и остается в растворе на всех этапах, тогда как К захороняется в осадках в составе преобладающего глинистого минерала – гидрослюды (иллит). Кажется принципиально важным то, что представленные данные по исходным породам высокоглиноземистых метаморфических серий обнаруживают сходство не только с отдельными породами, но и с закономерными ассоциациями отложений, формирующихся в гумидных климатических параметрах. Естественно предполагать, что параметры накопления исходных осадков этих высокоглиноземистых метаседиментогенных пород были подобны гумидным.

Ферро-магнезиальная серия объединяет железистый и магнезиальный типы осадочных ассоциаций.

Железистый тип, наблюдаемые ассоциации. Выделен по характерному конечному члену этого ряда, включающему кварц-железистые породы (полосчатая железорудная формация), и широко распространен на щитах. В качестве наиболее ярких примеров можно рассмотреть ассоциацию седиментогенных пород в зеленокаменных поясах архея Канады и в серии Льюизиан докембрийского основания Шотландии. Зеленокаменные пояса – линейные структуры, первоначально сложенные базальтоидами, граувакками и связанными с ними глинистыми сланцами, конгломератами и железистыми породами. Метаморфизм местами не превышает фации зеленых сланцев, но на обширных участках породы превращены в кристаллические сланцы амфиболитовой, иногда – гранулитовой фации. В серии Йеллоунайф, Канада, нормативный минеральный состав главных типов осадочных пород – граувакк (см. табл. 1.3.2, анализ 4) и глинистых сланцев (центральная часть диаграммы) – характеризуется высоким содержанием полевого шпата (20–30% мас.) и хлорита (10–25%) с низкой железистостью $f = \text{FeO}/(\text{MgO} + \text{FeO}) = 0.46\text{--}0.51$, последний в среднем соответствует рипидолиту, свойственному вулканогенным породам. Его формула рассчитывается в следующем виде [Розен, Аббясов, 2003]:



Содержание глинистого компонента не превышает 50%. Эти терригенные породы составляют единую группу в центре диаграммы, особняком располагаются хемогенные кварциты (на диаграмме слева) и связанные с ними железистые породы (справа).

Компактную группу преимущественно терригенных, песчано-глинистых осадков, с примесью карбонатного материала, образуют в центре диаграммы породы архейского комплекса Льюизиан в Шотландии (возраст более 2.6 млрд. лет). Они представлены: 1) гранатовыми гнейсами, возникшими при метаморфизме полимиктовых полевошпатовых песчаников (см. табл. 1.3.2, анализ 5); 2) преобладающими в разрезе пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, образованными преимущественно по базальтоидам и андезитам, с прослоями доломитовых и каль-

цитовых мраморов, а также иногда кварц-магнетитовых пород [Андерсон, 1968]; 3) гранат-диопсидовыми кристаллическими сланцами и кальцифирами, возникшими по карбонатно-глинистым отложениям [Вагооah, 1976], в которых, вероятно, присутствовал высокоглиноземистый компонент (нормативный каолинит, анализ 6).

Литогенетическая интерпретация. Устанавливается характерная ассоциация вулканитов с терригенными, существенно песчаными породами невысокой степени зрелости, а также с хемогенными отложениями. В бассейне осадконакопления поступали полевые шпаты, высокомагнезиальные хлориты, связанные, возможно, с вулканитами. Накопление в песчаниках значительного количества свободного кварца, появление каолинита в глинистой фракции и вынос Са, щелочных металлов и, вероятно, Mg могли осуществляться лишь при высокой влажности в области источников терригенного материала. В целом, метаморфические породы железистого типа ферромагнезиальной метаседиментогенной серий возникли за счет ассоциаций вулканитов, терригенных и хемогенных пород. По своим характерным особенностям эта ассоциация может быть отнесена к вулканогенно-осадочной ассоциации, накапливавшейся в гумидных климатических параметрах с преобладающим основным; вулканизмом и седиментацией в открытых морских бассейнах.

Магнезиальный тип, наблюдаемые ассоциации. Выделяется по характерным конечным членам, которые называют, например, «ультрамафическими парасланцами» [Marston, 1978]. В комплексе древних гнейсов, подстилающем слабометаморфизованные отложения серии Свазиленд юга Африки, наблюдается ассоциация таких первично-осадочных пород [Hunter, 1974], как гранат-биотитовые гнейсы, плагиоклаз-диопсид-кварцевые гранулиты, тремолитовые и магнетитовые сланцы. Метаморфизм их проходил в условиях амфиболитовой фации и сопровождался внедрением тоналитов. Предполагается, что осадки накапливались в ограниченных бассейнах на базальтоидно-гипербазитовом основании и сопровождалась базальтоидным и коматийтовым вулканизмом. На диаграмме породы образуют два ряда. Ряд 1 – полимиктовый песчаник (анализ 7) – известковая глина – железистые отложения; глина содержит высокомагнезиальный хлорит ($f = 0.26$) состава клинохлор-пеннина: $(Mg_{3.16}Fe_{0.84})_4 \bullet (Fe^{3+}_{0.29}Al_{1.71})_{2.0} \bullet (Al_{1.25}Si_{2.75})_{4.0} \bullet 10(OH)_8$. Ряд 2 – песчаник – серпентинитовая граувакка с примесью гетита и карбоната (анализ 8). Очевидно, что эта ассоциация удовлетворительно соответствует предполагаемой геологической модели заполнения бассейна. В ассоциации с мафитами, ультрамафитами и железистыми отложениями оказываются специфические граувакки и более зрелые песчано-глинистые отложения.

Другим примером магнезиального типа ферромагнезиальных серий могут служить отложения Джонс-Крик, образующие слои в шовной синклинали, длиной более 250 км, в восточной части блока Йилгарн в Австралии [Marston, 1978]. Это преимущественно конгломераты и гравелиты, метаморфизованные в амфиболитовой фации, среди которых выделяются метааркозы (анализ 10) и метакогломераты с гранитной галькой в аркозовом матриксе (образовавшиеся за счет размыва подстилающих адаметеллитов блока Йилгарн). Присутствуют метаконгломераты с гранитными обломками в матриксе состава амфиболита, первично-обломочные (гравелитовые и песчаные) метаморфические сланцы. Они варьируют

по составу от мафического метааркоза (анализ 9), соответствующего карбонатно-песчаннику, до первично-туфогенных параамфиболитов и далее – до обломочных ультрамафических сланцев. Последние по исходному составу оказываются серпентинитовыми граувакками с гетитом (анализ 11) и образовались, как полагают [Marston, 1978] за счет размыва базальтоидов и ультрамафитов, залегающих внутри этой шовной синклинали.

Литогенетическая интерпретация. Рассмотренная ассоциация терригенных пород с хемогенными и вулканическими близка к описанной выше (железистый тип). Вместе с тем, появление седиментогенных (обломочных) мафитов и ультрамафитов отражает специфические условия образования, придает данной ассоциации существенную специфику и позволяет выделить самостоятельный магнезиальный тип внутри ферромагнезиальной серии метаморфических пород.

Образование серпентинитовых кластолитов, нередко встречающихся в разрезах складчатых областей [Lokwood, 1971], связано с обрушением ультрамафического ложа (низов океанической коры) при начале тектонического скупивания на фронте шарьрируемой пластины. Такие отложения широко распространены в пределах дна океана, они получили название эдафогенных [Мурдмаа, 1968; Лисицын, 1978] и обычно относятся к олистостромовым комплексам [Книппер, 1975; Соколов, 1975].

Особенностью этих отложений является незначительное химическое изменение обломков пород, поступающих из коренных источников. В процессе осадконакопления достаточно быстрое поступление этих обломков сочетается с относительно медленным, но постоянно-действующим, «фоновым» процессом накопления тонкозернистых пелитовых отложений или карбонатных (обычно кальцитовых) илов. Подобные по химизму (но без ультрамафических осадков), существенно смешанные осадки возникают в моренных отложениях и в других геологических ситуациях, когда происходит смешение резко различных по источнику компонентов и интенсивности их переноса.

К этому типу отложений справедливо отнести термин «микстит» [Леонов, 1975]. Отсутствие смешанных карбонатно-глинистых отложений и существенно кварцевых аренитов указывает на интенсивный водный перенос низкозрелого, в основном вулканического материала, когда образуются турбидиты подножья континентального склона, эдафогенные осадки и др. Здесь климатические условия не играют определяющей роли, и, по-видимому, в дальнейшем такие обстановки осадконакопления можно назвать в рабочем порядке микститовым литогенезом (литогенез смешения), а породы в целом – микститами.

Заканчивая рассмотрение ферромагнезиальной серии метаморфических пород, необходимо остановиться на соотношениях оксидов K и Na. В существенно глинистых осадках здесь преобладает K, поступающий с гидрослюдой (иллитом), а в более грубозернистых – обычно превалирует Na, носителями которого являются обломки полевых шпатов и амфиболов магматических пород, фрагменты вулканического стекла и пепловый материал.

Известковая метаморфическая серия, наблюдаемые ассоциации. Серия отличается широким распространением метакарбонатных пород (кальцифиров) и их известково-силикатных-разновидностей, а последние, в свою очередь, харак-

теризуются относительно повышенным содержанием Са, о чем сказано выше, при описании метакарбонатных пород.

Породы серии Гренвилл в основании докембрийского разреза одноименной провинции Канады [Уилсон, 1968] представлены широким, почти непрерывным спектром седиментогенных кристаллических сланцев – от гранат-пироксеновых (глиноземистых) гнейсов до параамфиболитов и известково-силикатных (плагио-оклазово-диопсидовых) пород и далее – до кальцифиров и мраморов с оливином и клинопироксеном, которые в целом относятся к амфиболитовой фации метаморфизма [Van de Kamp, 1968]. Присутствуют прослои ангидрита и глиптоморфозы ангидрита по каменной соли [Уилсон, 1968; Engel, Engel, 1953]. Во всех типах седиментогенных пород присутствует скаполит, являющийся концентратором реликтов летучих компонентов, оставшихся от исходных осадков, в том числе Cl (до 1.3% мас. в породе) и S (до 0.6 вес.% в породе). Наряду с первично-осадочными породами, здесь устанавливаются также метаморфизованные базальтоиды.

Расчет вероятного исходного состава осадков показывает, что это были главным образом песчаные глины, карбонатные глины с галитом и гипсом, доломитово-известковые мергели с галитом (анализ 12), известняки и доломиты. Во всех породах серии присутствует магнезиальный хлорит ($f=0.46$) состава рипидолита ($Mg_{2.57}Fe^{2+}_{1.43})_{4.0} \cdot (Fe^{3+}_{0.89}Al_{1.17})_{2.0} \cdot (Al_{1.25}Si_{2.75})_{4.0} \cdot 0.10(OH)_8$.

В данных условиях это мог быть аутигенный хлорит, формирующийся обычно в смешанных карбонатно-глинистых породах осоложняющихся бассейнов (обзор в [Розен, 1976]).

Сходная ассоциация обнаруживается в комплексе Усимаа допротерозойского основания Финляндии, относящемся к гранулитовой фации метаморфизма: базальтоиды и лавы среднего состава здесь ассоциировались с карбонатными и терригенными отложениями. Среди распространенных в этом разрезе седиментогенных пород ортопироксеновый лейкократовый гнейс (гранулит – «метааркоз» [Pattas, 1958]) соответствует аркозовому песчанику; гранат-кордиеритовый глиноземистый гнейс («лютогенит», метапелит), вместе с пироксеновым гнейсом, соответствуют полимиктовым глинам (левая часть диаграммы), скаполит-диопсидовый амфиболит с кальцитом и доломитом (кальцифир) отвечает мергелю (анализ 13), а кальцифиры – доломитам и известнякам с разной примесью скаполита и других алюмосиликатов (правая часть диаграммы). Эти отложения образуют непрерывный по химизму ряд. Повсеместно, как и в серии Гренвилл, вероятно, присутствовал хлорит умеренной магнезиальности типа рипидолита, который обычно формируется достаточно широко в таких отложениях при диагенезе.

Литогенетическая интерпертация. Определяющей чертой этих двух серий первично-осадочных пород является то, то они сложены карбонатно-глинистыми смешанными отложениями, переходящими в собственно карбонатные отложения. Песчаные породы развиты меньше, кварцевые арениты отсутствуют вообще. По-видимому, в области размыва преобладали породы кислого состава, собственные континентальной земной коре.

Повсеместное развитие базальтоидных лав (ортоамфиболитов) в этих структурах, вероятно, следует связывать с деструкцией коры при рифтогенезе во время формирования рассматриваемых бассейнов. Выветривание в области сноса

было достаточно глубоким, но в сфере седиментации не происходило отчетливого отделения растворимых компонентов (Ca, Mg и др.). Эти признаки как будто указывают на аридный тип литогенеза, что согласуется с вероятным присутствием эвапоритов среди исходных пород.

Действительно, в условиях аридного литогенеза периодическое, но недостаточное для полного выноса растворенных катионов увлажнение вызывает «вовлечение в седиментацию не только обломочных и трудно растворимых компонентов, но также и легко и весьма легко растворимых солей» [Страхов, 1962, т. 3, с. 3]. Увеличивается полнота осаждения мобилизованного материала. Характерными признаками здесь оказываются: 1) полимиктовый, нередко лититовый состав песчаников; 2) преобладание магнезиальных силикатов, таких, как монтмориллонит, хлорит и высокомагнезиальные сепиолит и палыгорскит, среди глинистых минералов, а каолинит отсутствует; 3) высокая карбонатность всех терригенных пород, где содержание карбоната достигает 15–20 % мас.; 4) присутствие гипса, а также характерных примесей флюорита, барита, целестина; 5) преобладание доломита в карбонатных отложениях. Перечисленным признакам фанерозойского аридного литогенеза отчетливо соответствуют закономерности в ассоциациях пород и рассчитанные исходные минеральные составы, присущие описанным выше примерам известковых метаморфических серий раннего докембрия.

Целесообразно отметить соотношения оксидов K и Na. Как и в двух предыдущих сериях, K поступает в осадок вместе с гидрослюдами, Na – с обломками полевых шпатов и вулканитов, но в данных условиях Na поступает в осадок дополнительно в составе слоистых силикатов (смешанно-слоистого типа) и в виде солей. Поэтому в известковых сериях среди оксидов щелочных металлов K может преобладать над Na, однако наблюдаются и обратные соотношения.

Седиментационные палеобассейны и метаморфические провинции. Из изложенного материала, как и из других данных [Розен, 1981а, б, в], следует, что среди седиментогенных пород раннего докембрия выделяются *серии седиментогенных метаморфических пород* как естественные ассоциации генетически связанных первично-осадочных отложений. Сопоставление этих серий с естественными рядами неметаморфизованных отложений, относящихся к определенным типам литогенеза, показывает, что в глубоком докембрии существовали ассоциации осадков, похожие по минеральному составу и набору пород на фанерозойские, которые сформировались в условиях гумидного, аридного и микститового (в том числе обвального-оползневого, эдафогенного, турбидитового, вулканогенно-осадочного) литогенеза.

Поскольку в пространстве метаморфическая серия соответствует определенной метаморфической провинции, открывается возможность придать последней конкретное палеогеологическое содержание. *Седиментогенные метаморфические провинции* оказываются определенным этапом эволюции бассейнов осадконакопления. Выделяя бассейны седиментации и сменяющие их во времени бассейны породообразования, можно принять, что метаморфическая провинция в указанном понимании возникает на месте бассейна породообразования в постметаморфическую эпоху. Подобный палеогеологический подход позволит поста-

вить вопрос о *составе областей сноса* в раннем докембрии. Однако конкретные данные по составу пород и условиям размытия в областях сноса могут быть получены, по-видимому, только в результате изучения реальных бассейнов. Например, сделанный выше анализ древнейшей седиментогенной метаморфической провинции на юге Африки прямо подтверждает общегеологические соображения о базитовом составе области сноса.

Палеогеологические реконструкции древних бассейнов с помощью предложенного выделения серий седиментогенных пород могут представить особый интерес для выявления эволюции в условиях пороодообразования на поверхности Земли. Изложенные данные позволяют полагать, что выветривание исходных пород, перенос и отложение терригенного и хемогенного материала при формировании докембрийских толщ проходили в субаквальных и субаэральных условиях, подобных хорошо изученным условиям более поздних эпох. Вместе с тем должно быть вполне очевидно, что подобие не является тождеством. Выявление аридных эвапоритовых ассоциаций не означает перенесения современных климатических параметров на ранний докембрий. Появление таких пород и их ассоциаций обусловлено лишь интенсивностью испарения (точнее, влажностью воздуха и формой бассейна) и может наблюдаться также, например, в полярных областях [Blatt et al., 1974]. Следует подчеркнуть, что подобие в условиях окисления наступает при таких концентрациях свободного кислорода, которые в обычном понимании трудно сопоставить с современными. Например, для полного окисления Fe на поверхности Земли оказывается достаточной величина парциального давления кислорода примерно 10^{-15} ат (Мельник, 1973]. Примерно такие же его концентрации могли обеспечить соответствующий современному изотопный состав углерода и кислорода карбонатов раннего докембрия [Schidlowski et al., 1975]. Это более чем на десять порядков ниже современного давления кислорода в атмосфере. Поэтому, если говорить об эволюции осадконакопления, представляется логичным начинать с установления совпадений и различий в наблюдаемых горных породах и их ассоциациях. Совпадение в данном случае не означает тождества. Его можно использовать при интерпретации условий осадконакопления метаседиментогенных пород раннего докембрия в качестве полезного рабочего инструмента, учитывая, что это требует специального обоснования в связи с возможной эволюцией геологических процессов в истории Земли. В то же время, анализ причин выявляемых при этом различий должен привести к пониманию, является ли данное отклонение случайностью, вызванной недостаточным изучением древних объектов, или же оно действительно отражает специфику условий седиментации. Во всяком случае, изложенная выше интерпретация петрохимических данных по метаморфическим сериям седиментогенных пород раннего докембрия позволяет представить удовлетворительное объяснение процессов их формирования в рамках известных актуалистических моделей. Очевидно, что это не может служить доказательством тождества условий литогенеза в фанерозое и докембрии, а лишь открывает путь к дальнейшим исследованиям на основе сериального подхода к совокупностям – естественным ассоциациям – метаморфических седиментогенных пород.

Серии осадочных пород фанерозоя

Сопоставление неметаморфизованных отложений с седиментогенными метаморфическими сериями представляет особый интерес для правильной интерпретации генезиса последних, поскольку позволяет идти «от известного – к неизвестному» (от наблюдений – к гипотезе). Такой путь позволяет ввести необходимые ограничения (сократить число степеней свободы) при генетической интерпретации петрохимии метаморфитов и выделить те признаки первичных пород, которые наиболее полно отражают дометаморфические процессы – с одной стороны, а с другой – проявлены повсеместно и сохраняются при последующих преобразованиях. Такой подход наиболее полно отражает признаки исходных отложений, а именно, макротекстуру (смена слоистых пород в пространстве) и валовый химический состав, определяющий распределение петрогенных химических элементов. Сохранность этих признаков может варьировать от полной, в зонах изохимического регионального метаморфизма, и частичной, – в зонах низкотемпературных преобразований, до реликтовой – в зонах глубинного аллохимического метаморфизма, сопровождаемого, например, автохтонным гранитообразованием. В данной работе рассматриваются ситуации полной сохранности химического состава (за исключением летучих) в условиях регионального метаморфизма. Вопрос о реконструкции аллохимически-измененных пород пока не поддается удовлетворительному решению. Использование сочетания главных признаков (макротекстура и химизм), по существу, должно приводить к установлению естественных закономерных ассоциаций кристаллических пород как в пространстве, так и во времени (относительном – по стратиграфической вертикали). При восстановлении облика исходных отложений в первую очередь надо обратиться к анализу вещественного состава отложений, а уж затем – к анализу последовательности их накопления. Ниже рассматривается вещественный (минералого-петрохимический) аспект изучения некоторых осадочных пород, которые могли превратиться в метаморфические производные. Минеральный состав таких вероятных производных рассчитан (CIPW-нормы) и может служить в дальнейшем для выявления серий соответствующих седиментогенных метаморфических пород.

Чистые породы (песчаники-арениты, аргиллиты-пелиты, карбонаты) в природе достаточно редки, например глинистые породы (аргиллиты) всегда содержат примесь обломков и в подавляющем большинстве являются смесью с алевритом (английский термин «mud»), то же касается песчаных отложений, обычно смешанных с глинистым материалом (вакки), и карбонатных отложений. Поэтому при петрохимическом исследовании использование даже многочисленных анализов по единичным типам пород дает уязвимое (мало достоверное) решение, так как в генетически совершенно разных ансамблях нередко присутствуют абсолютно сходные типы пород, как, например, иллитовые глины. В основе данного палеогеологического исследования, базирующегося на петрохимических данных, лежат эмпирически обоснованные представления о генетически связанных сериях горных пород. По аналогии, для магматических ансамблей это могут быть, например, типичные серии фракционной кристаллизации и парциального плавления, приводящие к появлению петрографически одинаковых гранитоидов.

В классификации осадочных пород петрохимические параметры не используются вообще, за исключением отдельных случаев хомогенных отложений, таких, как сульфаты, соли и др. Генетические особенности химизма осадочных пород в целом никогда не рассматривались, а имеющиеся сведения о химизме обычных типов отложений дают весьма обобщенные представления (средний песчаник, средний аркоз, средний глинистый осадок и т. п.) и не пригодны для решения вопросов происхождения пород, так как связь химизма и происхождения осадочных пород в большинстве конкретных случаев не изучена.

Приводимые ниже данные характеризуют наиболее яркие по своим петрохимическим особенностям серии осадочных отложений, сформировавшихся в резко различных обстановках. Это гумидные отложения, образовавшиеся при размыве каолиновых кор выветривания, и аридные отложения осоложняющегося бассейна. Оба типа накапливались при сравнительно малом засорении осадков невыветрелым обломочным материалом, что, по-видимому, было обусловлено незначительной активностью тектонических движений в области размыва. Также рассмотрены отложения, образовавшиеся в области наиболее интенсивного тектогенеза, которые в целом непосредственно отражают состав пород размываемой области, а климатический фактор и химическое выветривание практически не проявлены. Это олистостромовые отложения (микститы) (название использовано по [Леонов, 1975]), отмечающие начало тектонического скупивания и шарьирования в условиях закрытия океана или надвигания орогена на фолдланд.

В чистом виде, как представлено на рассмотренных ниже примерах, эти три естественных ассоциации (серии) встречаются сравнительно редко. В природе каждая из них может образовать непрерывный, постепенный переход – через различные смешанные осадки – к другим отложениям, в которых процессы выветривания и осадконакопления выражены не столь раздельно, или переход к вулканогенно-осадочным толщам, когда к осадкам непосредственно примешивается вулканический материал. В таких случаях выделение петрохимических серий поможет обнаружить гетерогенные источники смешанного в осадке материала, что важно при исследовании метаседиментогенных пород раннего докембрия.

Гумидные отложения, накапливающиеся при размыве кор химического выветривания. Химический состав конечных членов в естественном ряду пород гумидного литогенеза приведен для верхнемеловой-палеоценовой кремнисто-гетит-каолинитовой ассоциации [Цеховский, 1973]. Эти отложения, так же как и являющиеся их источниками коры выветривания и ископаемые почвы, формировались на суше в условиях пассивного тектонического режима при субтропическом либо тропическом переменном-влажном климате. Пенепленизированные водоразделы были покрыты мощным чехлом глинистых кор выветривания. В результате их размыва формировались аллювиальные, пролювиальные и другие отложения, мощностью в первые сотни метров. Они представлены кварцевыми песками и алевритами, каолинитовыми глинами с различным содержанием гетита, образующего также самостоятельные скопления, и редкими карбонатными породами кальцитового состава. Химизм отложений этой естественной серии весьма характерен. В нем высокая глиноземистость и железистость сочетаются с чрезвычайно низкими содержаниями MgO , CaO , Na_2O и K_2O , а коэффициент железистости

весьма высок, $f = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0.7-0.9$ (табл. 1.3.3). При невысоких обычно содержаниях щелочных металлов, оксид калия резко преобладает над оксидом натрия.

Минеральный состав метаморфических производных, рассчитанный по системе CIPW [Rollinson, 1994] с учетом стехиометрического удаления летучих, примерно соответствует гранулитовой фации умеренных давлений. В этих параметрах глубинности толща могла бы представлять ассоциацию силлиманит-плагиоклаз-двупироксеновых гнейсов и кристаллосланцев с прослоями кальцитовых мраморов и магнетитовых железных руд.

Аридные отложения осолоняющегося бассейна. Для получения характеристики этой естественной петрохимической серии была отобрана группа образцов на опорных разрезах. Усредненные данные анализов по главным типам пород приведены в таблице 1.3.3, а геологическая обстановка была рассмотрена выше в разделе, посвященном эвапоритам. Эти осадки характеризуются высокой кальциевостью и пониженной глиноземистостью и железистостью, содержания щелочей достаточно высокие, причем среди щелочных металлов обычно преобладает оксид натрия. При вычислении минерального состава метаморфических производных гранулитовой фации по системе CIPW было сделано допущение о формировании сульфат-скаполита состава мицзонита, нередко наблюдаемого в породах этой фации. Соответствующие метаморфические породы должны быть представлены гаммой карбонат-содержащих клинопироксен-плагиоклазовых, иногда с оливином, кристаллосланцев с прослоями мраморов и, возможно, ангидритов, устойчивость которых установлена в PT-параметрах для всей земной коры [Orville, 1975], также как и присутствие их в метаморфических седиментогенных комплексах [Engel, Engel, 1953]. Изученная естественная серия принадлежит осолонившемуся пресноводному бассейну, поэтому карбонаты здесь представлены кальцитом. В случае питания морской водой при прочих равных условиях преобладающим карбонатным компонентом был бы доломит. Метаморфические производные были бы более магниезиальными за счет образования соответствующих силикатов и не содержали бы избыточных кальцитовых фаз.

Олистостромовые отложения (микститы). В рассматриваемом примере меловых отложений Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа образование этих отложений представляется в виде накопления разнообразных продуктов обрушения пород перед фронтальной частью перемещающейся пластины – шарьяжа [Книппер, 1975; Леонов, 1975; Соколов, 1975; Розен и др., 1981 и др.]. Возникает ассоциация продуктов обрушения пластины, сложенной нередко обломками пород офиолитовой ассоциации (океанической коры), и фоновых и/или предколлизийных осадков данного бассейна – известняков, полимиктовых терригенных пород и др.

В основании изученного разреза залегает флишоидная толща альб-сеноманского возраста, состоящая из тонкого переслаивания терригенных пород и мергелей, имеющих полимиктовый состав обломочных компонентов (андезиты, риолиты граниты, кварц, полевые шпаты), а глинистые компоненты содержат гидрослюда. В верхней части этого разреза (мощностью в несколько сотен метров) постепенно меняются состав обломков и строение толщи, и она переходит в

олистостромовый комплекс (сеноман – ранний коньяк). Он представлен главным образом алевролитами и аргиллитами, в меньшей мере – песчаниками и конгломератами, образующими прослой в десятки и сотни метров мощностью, а также линзами известняков, и содержит олистолиты гипербазитов, базальтов, яшм и известняков юры. Среди терригенных обломочных отложений преобладают офиолитокластовые (ассоциация базальтов, яшм, известняков) и полимиктовые отложения, частично наследующие состав обломков подстилающей флишеидной толщи, а также гипербазиткластовые, преимущественно состоящие из обломков серпентинита. Аргиллиты и глинистая фракция обломочных пород состоят почти целиком из хлорита, смешанно-слоистых высокомагнезиальных фаз и серпентина. Они возникли почти полностью за счет дезинтеграции и подводного разложения серпентинитов [Розен и др., 1981]. Состав известняков и присутствующие в них органические остатки указывают на нормальную соленость и не очень большую глубину морского бассейна в это время.

Представительные химические составы некоторых наиболее распространенных типов пород представлены в таблице 1.3.3. Это относительно высокомагнезиальная, железистая серия с повышенной известковистостью в карбонатных разновидностях, с умеренной глиноземистостью и щелочностью, при отчетливом преобладании оксида натрия в составе щелочных металлов. Метаморфические производные, минеральный состав которых рассчитан по системе CIPW, будут представлены непрерывной серией от силикатных до карбонатных пород. В ней преобладают двупироксен-плаггиоклазовые гнейсы, присутствуют кристаллосланцы и кальцифиры.

Осадочные петрохимические серии в условиях метаморфизма: тенденции вариаций вероятных минеральных составов, рассчитанных по системе CIPW. Приведенные данные позволяют утверждать, что рассмотренные естественные ряды собственно осадочных пород различных обстановок формирования достаточно отчетливо различаются как по своим петрохимическим вариациям, так и по вероятному минеральному составу метаморфических производных. Тенденции вариаций этих минеральных составов для условий гранулитовой фации умеренных давлений обнаруживают отчетливое разделение полей фигуративных точек каждой из рассмотренных петрохимических серий осадочных отложений (рис. 1.3.2). Диагностическое значение диаграммы состоит в том, что породы с относительным избытком глинозема над кальцием, железом и магнием, т.е. собственно высокоглиноземистые породы, располагаются правее линии плаггиоклаз-ортопироксен в поле нормативно-силлиманитовых ассоциаций. С другой стороны, породы известковых серий, обладающие избытком кальция, отчетливо обособляются в нормативно-кальцитовом поле. При превышении в породе диопсидового соотношения $1Ca:1(Mg, Fe)$ в формуле диопсида $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$ по системе CIPW рассчитывается нормативный волластонит, а в рассматриваемом случае, при дефиците кремнезема – кальцит. Центральная часть диаграммы (поле диопсид-ортопироксен-плаггиоклаз) охватывает как пара-, так и ортометаморфиты. Очевидно, что нанесение единичного анализа на подобную диаграмму не дает осмысленного результата, тогда как петрохимические серии обнаруживают вполне очевидные тенденции распределения фигуративных точек.

Представительные анализы осадочных пород в некоторых естественных сериях (%мас.) и их СРW-нормативный минеральный состав

	Гумидные отложения, мел, Восточный Казахстан [Цеховский, 1973]						
	Кварцевый песок		Алевритовая глина	Глина	Кремнисто-карбонатная порода	Глина железистая	Гетитовая порода
	1	2	3	4	5	6	7
СРW-нормативный минеральный состав							
Кварц	69.4	58.46	23.36	25.08	0.18	15.91	—
Ортоклаз	8.75	8.36	15.51	7.13	1.13	0.65	7.01
Плагиоклаз ¹⁾	7.51/0.3	8.13/0.7	6.09/0.8	4.46/0.8	5.31/0.0	25.39/0.6	19.69/0.5
Силлиманит	6.11	20.89	36.48	50.25	—	16.38	5.2
Клинопироксен ¹⁾	—	—	—	—	1.02/1.0	—	—
Ортопироксен ¹⁾	8.23/0.7	4.16/0.7	18.56/0.8	13.08/0.9	—	43.67/0.8	27.60/0.9
Оливин ¹⁾	—	—	—	—	—	—	—
Магнетит	—	—	—	—	—	—	40.5
Кальцит	—	—	—	—	92.33	—	—
Скаполит ²⁾	—	—	—	—	—	—	—
Ангидрит	—	—	—	—	—	—	—
Химический состав							
SiO ₂	82.2	72.86	52.75	48.53	4.97	49.11	26.83
TiO ₂	0.55	0.85	0.94	0.67	—	0.94	0.68
Al ₂ O ₃	6.84	14.39	24.9	29.48	0.92	14.26	8.53
Fe ₂ O ₃	1.51	1.51	8.9	6.39	0.17	18.91	53.23
FeO	1.83	0.14	0.01	0.14	0.07	—	0.01
MnO	0.03	0.01	0.01	0.03	0.05	0.28	0.14
MgO	0.75	0.46	0.81	0.16	—	2.53	0.57
CaO	0.3	0.78	0.77	0.56	51.05	1.61	1.48
Na ₂ O	0.7	0.45	0.18	0.14	0.64	1.42	1.18
K ₂ O	1.5	1.3	2.35	1.02	0.14	0.07	1.04
P ₂ O ₅	0.12	—	0.01	0.64	0.01	0.01	0.44
H ₂ O+	1.44	5.08	7.91	9.98	1.32	4.22	5.66
H ₂ O-	0.36	1.74	0.9	2.53	1	7.17	1.2
CO ₂	—	—	—	0.04	39.55	—	—
SO ₃	0.06	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—
C	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.1	99.57	100.44	100.51	99.89	100.61	100.04
-O=Cl	-0.03	—	—	—	—	—	—
n, кол. анал.	1	1	1	1	1	1	1

Таблица 1.3.3, продолжение

	Аридные отложения, неоген, Фергана [Розен, 1982]					
	Глина	Терригенные породы	Алеврит	Песчаник	Известняк	Глинистый гипс
	8	9	10	11	12	13
СИРВ-нормативный минеральный состав						
Кварц	—	6.23	15.47	26.9	—	—
Ортоклаз	14.72	3.12	9.2	9.47	2.97	6.76
Плагиоклаз ¹⁾	24.78/0.5	55.33/0.8	12.65/0.5	9.34/0.0	7.83/0.0	13.37/0.0
Сидлиманит	—	—	—	—	—	—
Клинопироксен ¹⁾	13.35/0.3	34.34/0.3	31.47/0.4	12.90/0.5	4.68/0.3	—
Ортопироксен ¹⁾	—	—	—	—	—	—
Оливин ¹⁾	13.59/0.3	—	—	—	1.40/0.3	9.62/0.3
Магнетит	—	—	—	—	—	—
Кальцит	7.22	0.98	5.32	27.55	83.12	14.17
Скаполит ²⁾	26.34	—	26.24	12.2	—	6
Ангидрит	(2.96)	—	2.91	1.37	—	49.78
Химический состав						
SiO ₂	41.11	43.26	49.27	46.83	9.7	16.56
TiO ₂	0.57	0.38	0.43	0.29	0.14	0.24
Al ₂ O ₃	13.04	14.51	9.72	6.04	1.99	4.25
Fe ₂ O ₃	2.7	2.38	1.74	0.54	0.2	1.1
FeO	2.1	—	1.85	1.2	0.6	1.08
MnO	0.08	0.09	0.09	0.04	0.12	0.03
MgO	5.08	3.21	2.76	1.05	0.98	2.92
CaO	10.67	12.47	12.86	18.78	44.77	24.17
Na ₂ O	2.64	1.98	1.94	1.54	0.78	1.55
K ₂ O	2.12	0.42	1.36	1.49	0.49	0.93
P ₂ O ₅	0.1	—	0.51	0.08	0.02	0.06
H ₂ O ⁺	4.26	3.74	2.75	2.27	1.57	5.52
H ₂ O ⁻	1.94	3.1	3.19	2.44	0.47	7.38
CO ₂	8.8	6.51	6.73	11.14	35.8	6.39
SO ₃	4.62	7.71	5.14	6.34	1.48	29.33
Cl	1.06	0.7	0.5	—	—	—
C	0.43	—	0.08	0.06	0.11	0.15
Сумма	101.32	100.51	100.51	100.13	99.23	101.66
-O = Cl	-0.46	-0.34	-0.23	—	—	—
n, кол. анал.	14	7	10	3	2	4

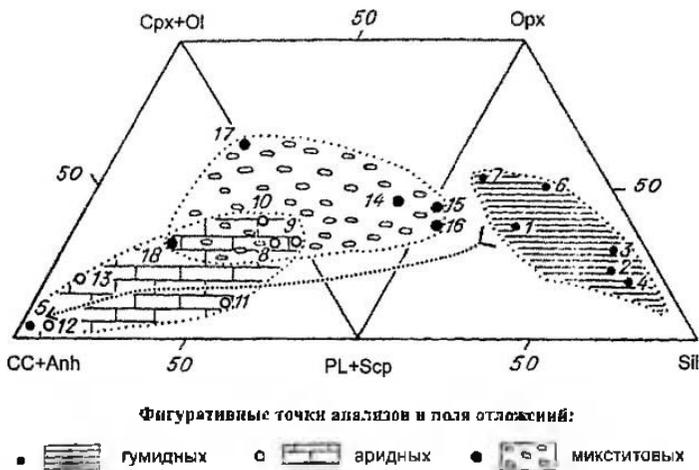
Таблица 1.3.3, окончание

	Олигоценовые отложения, мел, Малый Кавказ [Розен и др., 1981]				
	Офиолито- класовый песчаник	Полимиктовый песчаник	Аргиллит	Карбонатный офиолитокласовый песчаник	Мергель
	14	15	16	17	18
СIPW-нормативный минеральный состав					
Кварц	14.13	9.57	14.36	9.56	4.28
Ортоклаз	5.17	6.63	7.03	0.7	7.68
Плагиоклаз ¹⁾	44.35/0.6	53.04/0.8	47.93/0.7	31.43/0.7	26.32/0.8
Силлиманит	—	0.88	3.24	—	—
Клинопироксен ¹⁾	8.50/0.4	—	—	58.31/0.4	28.00/0.5
Ортопироксен ¹⁾	27.85/0.4	29.88/0.7	27.44/0.6	—	—
Оливин ¹⁾	—	—	—	—	—
Магнетит	—	—	—	—	—
Кальцит	—	—	—	—	33.72
Скаполит ²⁾	—	—	—	—	—
Ангидрит	—	—	—	—	—
Химический состав					
SiO ₂	55.25	48.63	53.77	46.23	32.48
TiO ₂	0.77	1.09	1.08	0.4	0.48
Al ₂ O ₃	12.45	15.2	14.59	7.31	8.29
Fe ₂ O ₃	3.48	5.48	6.07	2.15	1.4
FeO	3.99	6.46	4.35	4.42	2.87
MnO	0.16	0.04	0.07	0.28	0.12
MgO	6.55	2.71	3.28	4.66	1.86
CaO	5.75	6.04	4.4	16.19	25.3
Na ₂ O	2.94	2.21	2.14	1.32	0.96
K ₂ O	0.88	1	1.14	0.1	1.1
P ₂ O ₅	0.18	0.17	0.17	0.04	0.23
H ₂ O ⁺	3.88	5.49	5.14	3.13	3.3
H ₂ O ⁻	1.07	1.69	1.53	0.43	0.72
CO ₂	2.79	3.15	2.5	12.54	20.52
SO ₃	—	—	—	—	0.06
Cl	—	—	—	—	—
C	—	—	—	—	0.55
Сумма	100.14	99.36	100.23	99.2	100.24
-O-Cl	—	—	—	—	—
n, кол.анал.	9	2	4	2	5

1) для плагиоклаза, числитель — %мас., знаменатель — формульная доля анортита An/(Ab+An); для клинопироксена, ортопироксена, оливина, числитель — мас.%, знаменатель — коэффициент железистости, Fe/(Fe+Mg).

2) принят состав миддонита, 1 NaAlSi₃O₈·2CaAl₂Si₂O₈·1(CaSO₄, CaCO₃) при соотношении CaSO₄ и CaCO₃, соответствующем формульным величинам CO₂ и SO₃ в анализе.

«—» не обнаружен



Номера анализов соответствуют показанным в таблице 1.3.3

Рис. 1.3.2. Диаграмма SPW-нормативных минеральных составов метаморфических пород, которые могут возникать за счет осадочных отложений различных обстановок литогенеза

Расположение фигуративных точек рассмотренных естественных серий осадочных пород обнаруживает отчетливую дифференциацию трендов и полей, несмотря на некоторые перекрытия. Гумидная серия образует характерное неширокое поле в правой, глиноземистой, части диаграммы, и лишь один анализ-почти чистого известняка – оказался в противоположном поле. Это отражает единство терригенных отложений, содержащих в различных количествах каолиновый компонент, и определенную индивидуальность чисто кальцитовых карбонатов в этом ряду, что вообще характерно для гумидных отложений. Левую часть диаграммы (треугольник кальцит-клинопироксен-плаггиоклаз) занимает аридный ряд осадочных пород. На диаграмме видно, что это почти непрерывный ряд от диопсид-плаггиоклазовых бескарбонатных кристаллических сланцев, через кальцифилы, до почти чистых мраморов. Принципиально важно то, что поля, занятые этими двумя сериями, совсем не перекрываются (если не считать вершины с кальцитом, о чем говорилось выше). Между ними заметен существенный разрыв. Это означает, что есть реальная возможность разделять в метаморфических комплексах гумидные и аридные серии, хотя, конечно, надо при этом иметь в виду, что на диаграмму нанесены наиболее яркие, выразительные примеры серий.

Центральную часть (поле клинопироксен-ортопироксен-плаггиоклаз) занимают смешанные отложения (микститы) олистостромового комплекса. Это естественно, так как большая часть терригенных пород этого комплекса тяготеет по составу к базитам. Однако характерно, что здесь присутствуют высокоглиноземистые отложения – это полимиктовый песчаник и аргиллит с гидрослюдой, содержащие разнообразный обломочный материал, поступавший, очевидно, из области питания с достаточно глубоким выветриванием. Центральная, базитовая, часть поля занята, естественно, офиолитокластовыми песчаниками, а мергели

образуют постепенный переход в область карбонатных отложений. Известняки, присутствующие в изученном разрезе, попадают в крайний левый угол, близко к точке кальцита, как и известняки гумидной серии, и на диаграмме не показаны.

Очевидно, что центральное, базитовое поле такой диаграммы будут занимать либо микститовые отложения, либо смешанные ряды разного генезиса, которые могут выступать в одном метаморфическом комплексе в виде тесного сочетания. Например, нетрудно показать, что большая, нижняя часть разреза описанной выше кейвской серии Кольского полуострова будет находиться только в правом нормативно-силлиманитовом поле диаграммы, тогда как появляющиеся сверху разреза доломиты расположатся в левой, нормативно-карбонатной ее части. Такое расположение будет графическим выражением смены во времени гумидного литогенеза аридным. При этом выявится широкая гамма промежуточных кристаллосланцев, фигуративные точки которых образуют как бы «мост» между двумя крайними полями, отражая смешанные карбонатно-терригенные осадки, или, возможно, переходные климатические условия. Разумеется, подобный анализ требует тщательного всестороннего и неформального подхода к имеющимся данным по метаморфическим породам с учетом поливариантности (дискуссионности) получаемых решений.

Таким образом, выделенные среди метаседиментогенных пород петрохимические серии – высокоглиноземистая, ферромагнезиальная (магнезиальный тип) и известковая – в общих чертах соответствуют фанерозойским отложениям, накопившимся, соответственно, в условиях гумидного, микститового и аридного литогенеза. Железистый тип не нашел фанерозойских аналогов, возможно потому, что изученные его примеры включают отложения полосчатой железорудной формации, которая была широко представлена в раннем докембрии, а в более поздних отложениях практически неизвестна.

Осадочные петрохимические серии и стратиграфические секвенции фанерозоя: взаимодополняющие концепции. При современном бассейновом анализе в качестве главных литостратиграфических единиц, слагающих осадочное выполнение фанерозойских бассейнов, принято рассматривать осадочные секвенции (*depositional sequences*) – крупные (обычно многие сотни метров) и относительно непрерывные слоевые последовательности, разделенные субазральными несогласиями или коррелирующимися с ними согласными поверхностями [Sloss, 1963; 1988; Mitchum et al., 1977; Miall, 1997; и др.]. По латерали такие последовательности протягиваются на многие сотни, иногда тысячи километров, занимая обширные пространства в пределах платформенных бассейнов, смежных пассивных окраин и (или) передовых прогибов и складчатых поясов, обрамляющих кратонные области.

Общим свойством секвенций является их циклическое строение, отражающее периодические изменения относительного уровня моря различного порядка (продолжительностью в миллионы, десятки и сотни миллионов лет). Поскольку изменения относительного уровня моря могут генерироваться климатическими изменениями, тектоническими движениями, а также саморегулирующимися осадочными процессами, или комбинацией этих факторов, то в вариациях минерального состава осадочных секвенций (или их метаморфических производных) всег-

да будет отражена некоторая закономерная тенденция, позволяющая трактовать их в качестве петрохимических серий. Эта формальная взаимосвязь двух фундаментальных понятий может иметь ключевое значение для совершенствования методики реконструкции первичного состава метаморфических пород и выявления их возможных неметаморфизованных аналогов в фанерозойских осадочных бассейнах. Рассмотренные выше частные примеры достаточно наглядно подтверждают сказанное.

То же самое проистекает и из более общих соображений. Всякий тектонический режим характеризуется специфической реакцией седиментационной системы, проявляющейся в закономерном тренде изменения минерального состава вверх по разрезу. Режим погружения, в частности, характеризуется тремя различными осадочными ассоциациями (Петтиджен и др., 1976). Самые древние осадки секвенции являются типично трансгрессивными, залегающими плащеобразно зрелыми кварцевыми песками («трансгрессивные пески»). Эти пески, следуя непосредственно за эпизодом воздымания, продвигаются со временем от окраин кратона (микроконтинента) к его внутренним частям. Покровы трансгрессивных песков обычно перекрываются мощными карбонатно-эвапоритовыми последовательностями, являющимися ключевым признаком режима погружений (особенно, если палеоширотное положение кратона тяготеет к низким тропическим широтам; в других случаях может продолжаться накопление обломочных терригенных отложений). Карбонатно-эвапоритовые осадки обычно начинают накапливаться на рампе с нерасчлененным рельефом и проградируют вверх по склону, образуя обрамляющий бассейн шельф с перегибом в дистальной части. Третьей диагностичной осадочной ассоциацией режима погружения являются мощные клинообразные тела лититовых и полевошпатовых обломочных образований, сносимых с окраин кратона. Клинья обычно быстро сокращаются в мощности в направлении внутренних частей кратона, но могут разрозненно распространяться в течение коротких периодов регрессии. Эти обломочные образования предположительно происходят за счет проксимальных приподнятых краевых возвышенностей, которые изредка сохраняются. Платформенные регионы, захваченные поднятиями, могут иногда характеризоваться морской регрессией в течение максимума трансгрессии во внутренней части кратона.

Выводы. Комплексный анализ большого числа седиментогенных метаморфических ансамблей позволил дать определенное представление о разнообразии и типизации бассейнов, в которых эти ансамбли сформировались. Использован принцип сериальности, разработанный в магматической петрологии, согласно которому генезис петрографически одинаковых пород оказывается совершенно различным в зависимости от принадлежности к той или иной серии, выявляемой на основе анализа естественной ассоциации горных пород. Выделены высокоглиноземистая, ферро-магнезиальная и известковая серии седиментогенных метаморфических пород, рассмотрены их региональные примеры и дана литологическая трактовка протолитов на основании MILITN-нормативных минеральных составов.

Генетическая трактовка пород в глубоко метаморфизованных комплексах часто дискуссионна, и нет полной уверенности, что все выделяемые седиментогенные ансамбли диагностированы достаточно адекватно. Для того, чтобы уста-

новить, каковы же на самом деле могли быть седиментогенные бассейны, вошедшие в состав метаморфических комплексов, применен принцип изучения «от известного к неизвестному». Рассмотрены достаточно яркие примеры осадочных мезозойских и кайнозойских отложений разных обстановок: гумидных, аридных и олистостромовых (микститовых). Расчет CIPW-нормативного минерального состава их метаморфических эквивалентов позволяет представить облик глубоко метаморфизованных пород, представленных разнообразными гнейсами, кристаллосланцами, кальцифирами и др., протолитами которых были бы осадки указанных обстановок литогенеза.

Полученные результаты открывают определенные возможности для палеолитологических интерпретаций (реконструкций) состава метаседиментогенных пород докембрия. Однако они не представляют всесторонней типизации осадочных палеобассейнов раннего докембрия. Такая задача частично решается в следующей главе, но в основном – это задача будущих исследований.

1.4. Методика реконструкции литогенеза

Для метаморфизованных отложений восстановление осадочного процесса и фациальный анализ возможны лишь на основании петрохимических реконструкций, поскольку наблюдаемый минеральный состав отражает только равновесия в условиях метаморфизма. Принципиально важную информацию дают исследования стабильных изотопов (O, C, S), однако они не позволяют выполнить развернутые палеофациальные реконструкции.

По существу исследования первичной литологии глубоко метаморфизованных осадочных отложений проводятся крайне редко. Имеющиеся сведения об осадках и обстановках седиментации в докембрии основываются на исследованиях в областях невысокого метаморфизма, например в зеленокаменных поясах, которые занимают сравнительно небольшую часть площади докембрийских образований. Однако даже в этих областях, когда метаморфизм одной, единой толщи оказывается зональным, от низких к высоким степеням, фациальные реконструкции осадконакопления оказываются затруднительными или даже невозможными.

Особенности химизма осадочных отложений и их использование для изучения седиментогенных метаморфических пород докембрия

Наиболее распространенным путем седиментологической интерпретации химизма метаморфических пород докембрия является поиск таких соотношений оксидов, которые позволяли бы проводить непосредственные реконструкции. Пример такой интерпретации для выделения петрографических типов осадочных отложений приведен на рис. 1.4.1А. Однако авторы нередко пытаются избежать выделения конкретных типов пород, переходя сразу к палеогеодинамические реконструкциям на основе распределения петрогенных окислов, как показа-

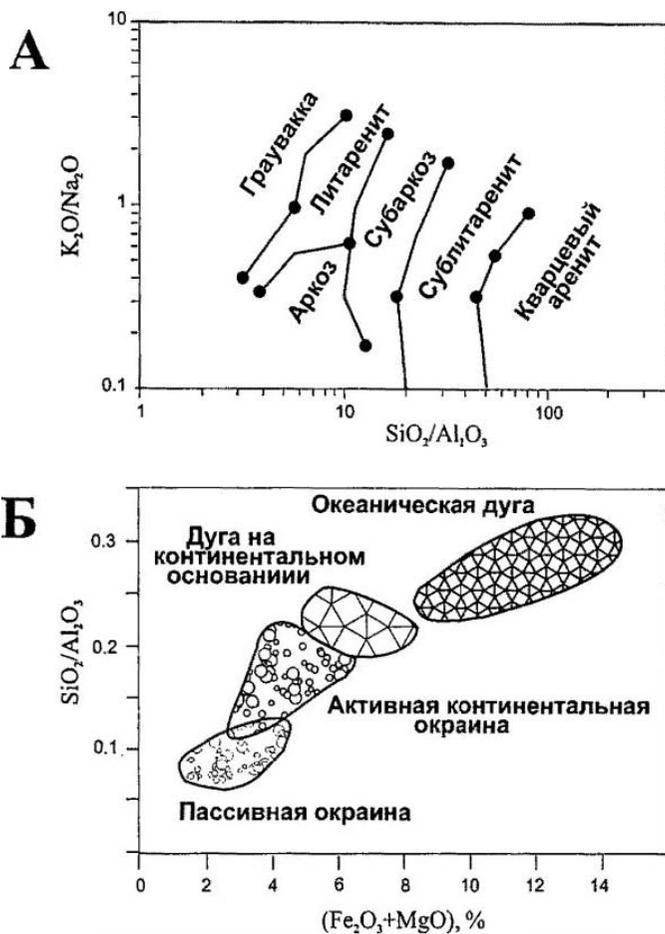


Рис. 1.4.1. Примеры диагностических диаграмм, основанных на соотношениях оксидов для обломочных пород

А. Диаграмма $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$ для классификации песчаников [Petijohn et al., 1972; Nelson, 1988].

Б. Диаграмма $SiO_2/Al_2O_3 - (Fe_2O_3+MgO)$ для определения тектонической принадлежности обломочных пород [Bhatia, 1983]

но на рис. 1.4.1.Б. В настоящее время с этими целями используется не менее двух десятков диаграмм, содержательное описание которых приведено в [Скляр, 2001; Rollinson, 1994].

При составлении и использовании обычных диагностических диаграмм делается допущение о том, что можно избежать решения вопроса об основах классификации и грациях осадочных пород, а параметры генезиса метаморфических пород получить непосредственно из пересчета химических анализов, определив положение фигуративной точки данного анализа в «поле» тех или иных осадочных пород. Недостаточная достоверность результатов при таком подходе определяется разнообразием и неопределенностью минералогических трактовок

одного и того же термина различными авторами, что вполне обычно в осадочной петрографии. Например, граувакка – это всякий песчаник, где преобладают обломки пород: базальты, кремни, известняки и т. п. [Граувакки, 1972], или-это существенно полевошпатовый песчаник со значительной долей железомagneзиальных компонентов в виде «пелитоморфного матрикса» [Pettijohn et al., 1972], или полевошпатовый песчаник с унимодальным распределением зернистости, т.е. когда нет резкой границы по размерам зерен между обломками и вмещающей массой [Huckenholz, 1963]. Поэтому на подобных диагностических диаграммах



Рис. 1.4.2. Диаграмма в координатах кремнекислотность – минеральный состав для главных типов осадочных пород [Розен, 1978]

Средние составы пород по [Pettijohn, 1975], распространённость по [Розанов и др., 1990б]

«поля», оконтурированные по данным анализов различных авторов, не имеют необходимой петрографической определенности и, следовательно, не могут обеспечить получение желаемого результата с необходимой степенью точности.

Вместе с тем совершенно очевидно, что использование первичного (дометаморфического) минерального состава седиментогенной породы может предоставить конкретные решения главных вопросов осадконакопления. Естественными предпосылками такого суждения оказываются два положения: 1) главными типами пород, наиболее распространенными и определяющими строение стратисферы, являются песчаники, глины и известняки (доломиты) и 2) их состав можно выразить для большинства реальных ситуаций – с помощью набора главных минералов: кварца, полевого шпата, глинистых минералов (включая хлориты), кальцита и доломита. Такая петрохимико-минеральная система показана на рис.1.4.2, для составления которого использован большой массив наблюдаемых (модальных) составов осадочных пород, сопровождаемых валовыми химическими анализами [Розен, 1978]. Диаграмма иллюстрирует ту очевидную истину, что минеральный состав связан с содержаниями петрогенных оксидов, и, в первую очередь, – кремнезема.

Очевидно, что среди типов осадочных отложений, охваченных данной диаграммой, отсутствуют менее распространенные, но нередко весьма важные в практическом и теоретическом отношении другие типы пород. Они либо отличаются существенным преобладанием одного характерного минерала (это железистые и марганцовистые отложения, фосфориты, бокситы), либо относительно редки и могут быть нанесены дополнительно, но не являются главными, а потому и не влияют на общее заключение о возможности интерпретации химических анализов в форме определенных, принятых к расчету (нормативных) минералов. Возможность выделения таких минералов была реализована. Для расчета минеральных составов пород по их валовым химическим анализам, независимо от степени метаморфизма, была разработана специальная программа (MINLITH).

Программа MINLITH разработана на базе предшествовавшего ей метода LITHSIM, предложенного в 70-х годах для реконструкции природы метаседиментогенных пород путем пересчета их химического состава на минеральные компоненты (Розен, 1970, 1975). Достоинством этого метода является возможность сопоставления метаседиментогенных пород с их неметаморфизованными аналогами, оперируя терминами минерального состава, номенклатура которого достаточно хорошо разработана для осадочных пород. В 80-х годах метод LITHSIM был доработан для использования на вычислительных машинах серии ЕС. Результаты применения данного метода изложены в ряде публикаций (Розен, Димрот, 1982; Розен, Злобин, 1989, Злобин, 1988).

Метод MINLITH (Розен, Аббясов, 2003, Розен и др., 1999; Rosen et al., 2004) предназначен для использования на ПК в среде электронных таблиц Excel. Ограничениями на использование этого метода являются возможные изменения исходного химического состава осадочных пород при метаморфизме, поэтому для исследования используются породы, претерпевшие изохимический региональный метаморфизм, при котором происходят обезвоживание и декарбонатизация исходных пород, а породы, претерпевшие аллохимический или локальный метаморфизм (метасоматизм), исключены из рассмотрения.

Применение результатов данного метода позволяет получить дополнительную информации о палеогеографических и палеогеодинамических условиях формирования исходных осадочных пород, принимающих участие в строении древних седиментогенных метаморфических комплексов.

Расчет нормативного состава осадочной породы по программе MINLITH: обоснование и оценка достоверности результатов

Программа MINLITH позволяет на основе валового химического анализа вычислять в первом приближении минеральный состав осадочных пород и их метаморфизованных разновидностей [Розен, Аббясов, 2003]. Это универсальный метод, применимый для большинства типов осадочных отложений: обломочных, глинистых и карбонатных. Использован ограниченный набор минералов и упрощенные их составы. Программа включает множество арифметических операций, объединенных в алгоритм. Каждая операция представляет собой решение уравнений распределения петрогенных окислов между вероятными (ожидаемыми)

нормативными минералами. Последовательность операций определяется на основе эмпирических закономерностей, выявленных при изучении большого числа образцов, принятых в качестве эталонов.

Точность вычислений по программе MINLITH была статистически определена на основе сопоставлений с прецизионными исследованиями наблюдаемых минеральных составов. Ошибка для большинства случаев находится в пределах 5–15 % отн., и только при содержаниях минерала менее 5% мас. она достигает 60–70% отн. Очевидно, что для приближенных оценок минерального состава осадочных пород в литологии описанная программа представляет собой достаточно простой, удобный и полезный инструмент.

Расчет минерального состава пород по данным валового химического анализа является мощным инструментом выявления генетических особенностей пород, их сопоставления и систематики. Таковым оказалась известная система CIPW, разработанная в начале прошлого столетия и до сих пор широко используемая в магматической петрологии. В литологии такие методы не получили большого распространения, и в первую очередь потому, что состав минералов осадочных пород гораздо сложнее, да и методы его установления, с необходимой степенью точности, были разработаны значительно позднее. С помощью программы MINLITH расчет нормативного минерального состава осуществляется на персональном компьютере с удовлетворительной степенью точности и практически мгновенно для обломочных, глинистых, карбонатных и др. пород. Это позволяет обрабатывать большие массивы данных, недоступные при использовании других физических методов (подсчеты в шлифах, рентгеновская дифрактометрия и др.), а также вычислять первичный минеральный состав метаморфизованных осадочных пород для выявления условий древнего осадконакопления, поскольку содержания H_2O (в любой форме) и CO_2 в расчетах не используются. Примеры применения программы приведены в ряде публикаций [Аксаментова и др., 2001; Розен и др., 1999; 2000a; Rosen et al., 2002; Zlobin et al., 2002].

Нормативные минеральные вычисления – краткий обзор. Интерактивные компьютерные программы для вычисления минерального состава осадочных пород были недавно предложены в нескольких публикациях [Pactung, 1998; Caritat et al., 1994; Currie, 1991], однако для их применения необходимо знать состав присутствующих в породе (модальных) минералов, что лишает исследователя необходимой оперативности в работе. Несколько высокоточных расчетных методов были предложены для пелитов [Pearson, 1978; Kolka et al., 1994; Laird, Dowdy, 1994; Merodio et al., 1992], но они нуждаются в данных рентгеновской дифракции для оценки содержаний минералов. В программе SEDNORM [Cohen, Ward, 1991; Ward, Taylor, 1996] используется химический состав породы для расчета нормативных минералов. Требуется, однако, инструментально определить составы изменчивых фаз, таких, как смектит, иллит, хлорит и некоторые другие. Если эти данные отсутствуют, как в случае метаморфических пород, то в расчете остается приблизительно 9 степеней свободы (вариантов минерального состава), и результаты оказываются неопределенными. Предложены компьютерные программы, не требующие сопоставления со стандартными минералами, наблюдаемыми в породе (standardless method), для интерпретации данных рентге-

новской дифракции, однако ожидаемые составы фаз все равно необходимо задать наперед. Очевидно, что указанные методы не являются универсальным средством исследования осадочных пород, а скорее являются дополнением к обычным инструментальным, физическим методам определения их минерального состава. Некоторые другие методы, применяемые для высокоточного количественного минерального анализа осадочных пород, упоминаются ниже при анализе определения точности нормативных расчетов по программе MINLITH.

Выбор нормативных минералов. Для того, чтобы можно было рассчитывать любые осадочные породы, и для составления алгоритма расчета необходимо упростить набор и составы минералов. При этом главные осложнения возникают с алюмосиликатами (главным образом глинистыми минералами), составляющими приблизительно 75% осадочных отложений. Для них приняты соотношения, показанные на рис. 1.4.3. Крайние области диаграммы занимают, с одной стороны, продукты размыва кор выветривания, сложенные большей частью каолини-

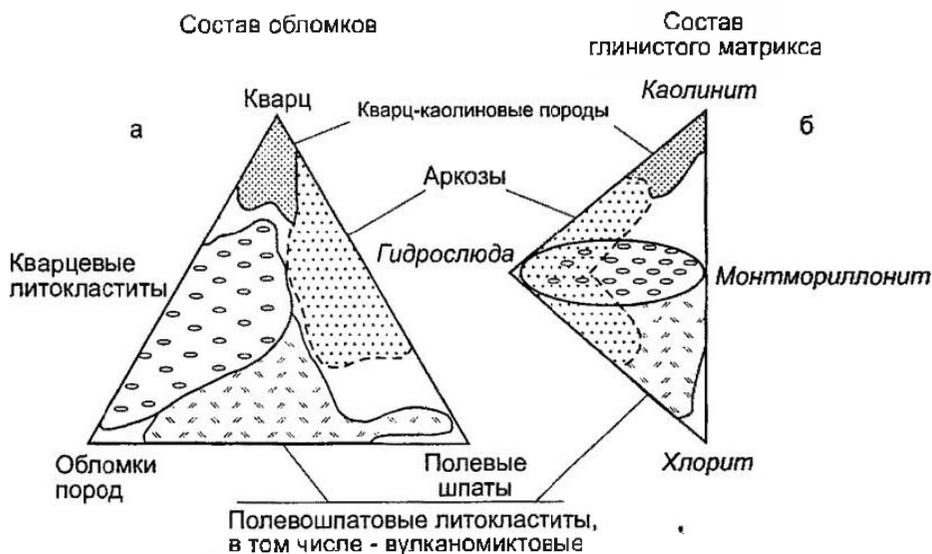


Рис. 1.4.3. Соотношения семейств терригенных пород (а) и преобладающих глинистых минералов (б) (по А.Г. Коссовской и В.Д.Шутову, [1971], с изменениями)

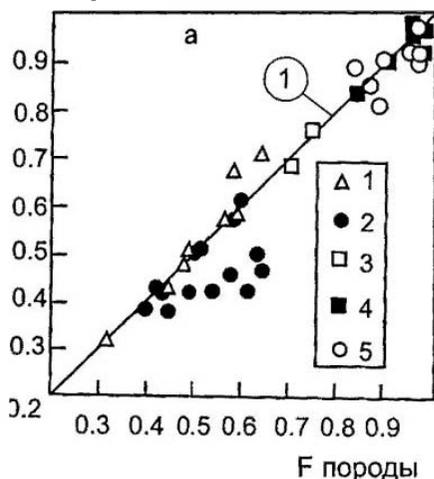
том и кварцем, а с другой – вулканомиктовые песчаники и граувакки, которые состоят главным образом из полевых шпатов, обломков пород и хлорита. Средняя включает аркозы, кварц-лититовые кластиты и т.п., в которых, помимо полевых шпатов и обломков пород, присутствуют иллиты и смектиты. Приведенный список компонентов позволяет выбрать четыре глинистых минерала для нормативного расчета, а именно: каолинит, иллит, смектит и хлорит, а также другие обычные минералы – полевые шпаты, включая плагиоклаз (альбит, анортит) и К-



Рис. 1.4.4. Состав полевых шпатов в обломках песчаников (по данным В.Д. Шутова [1975], с упрощениями)

1 – петрогенные комплексы, возникающие при непосредственном поступлении материала из интрузий и эффузивов кислого, среднего и основного состава (каждая точка характеризует ряд образцов одного возрастного уровня); 2 – литокластогенные комплексы; 3 – апосапрогенные комплексы, возникшие при размыве выветривающихся пород; 4. – граница поля преобладающих составов

F хлорита



A хлорита

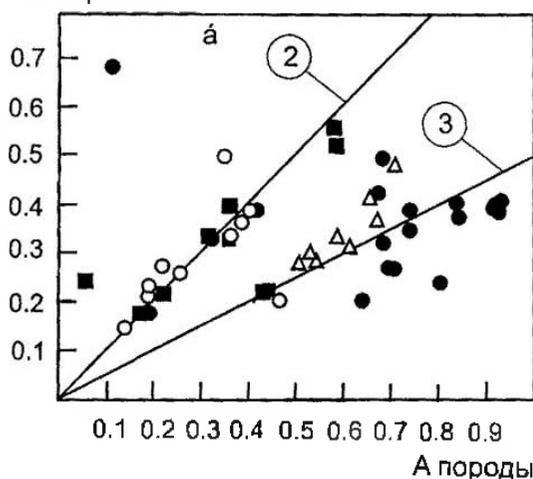


Рис. 1.4.5. Соответствие коэффициентов: а – железистости (F), б – глиноземистости (A) хлоритов и вмещающих пород

$F = \text{FeOt} / (\text{FeOt} + \text{MgO})$; $A = 2\text{Al}_2\text{O}_3 / (2\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{FeOt})$, где $\text{Al}_2\text{O}_3 = \text{Al}_2\text{O}_3_{\text{rock}} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, мол. кол.

1 – граувакки, 2 – аргиллиты, 3 – железисто-глиноземистые конкреции, 4 – сидериты, 5 – бурые железняки

полевои шпат. Остальные компоненты, типа цветных минералов (пироксены, оливины, амфиболы) и фрагментов горных пород, оказываются вне системы из-за отсутствия химических различий, позволивших бы разделить петрогенные окислы между ними. Это упрощение не имеет серьезного значения, если интерпретация результатов вычисления будет сделана грамотно. Таким образом, семь компонентов алюмосиликатов (4-пелитовых и 3-полевошпатовых) определяют предложенную систему вычисления. Дополнительное упрощение было сделано для плагиоклаза, поскольку в его составе в подавляющем большинстве обломочных пород содержится приблизительно 20% анортита (рис. 1.4.4).

В пелитовой группе состав каолинита принят в соответствии с теоретической формулой. Нормативные составы иллита, а из смектитов – состав монтмориллонита, приняты согласно опубликованным формулам их аутигенных разновидностей, выделенных из реальных осадочных пород [Розен, Нистратов, 1984].

Хлоритовый компонент осадочных пород характеризуется чрезвычайно широкими вариациями состава. Используя валовое содержание железа ($FeOt = FeO + 0.9 Fe_2O_3, \% \text{мас.}$), была выявлена связь между составами хлорита и вмещающей породы. Она состоит в примерном равенстве коэффициентов железистости хлорита и породы, $F_{CHL} / F_{rock} \sim 1$, где $F = FeOt / (FeOt + MgO)$, молекулярные количества. Содержание окиси алюминия показывает два различных типа связи между хлоритом и горной породой. Если $F_{CHL} > 0.78$, то величины глиноземистости «А» для хлорита и породы обнаруживают достоверную корреляцию с отношением $A_{CHL} / A_{rock} \sim 1$, где $A = 2Al_2O_3 / (2Al_2O_3 + MgO + FeOt)$ при $Al_2O_3 = Al_2O_{3rock} - (Na_2O + K_2O)_{rock}$, все в молекулярных количествах. Когда $F_{CHL} < 0.78$ отношение оказывается $A_{CHL} / A_{rock} \sim 0.5$ (рис. 1.4.5). Средние химические составы модальных (наблюдаемых) хлоритов были вычислены для широко распространенных типов горных пород с диапазоном $F = 0.2-0.9$, и рассчитаны их формулы с приведением к сумме катионов, равной 10. Это позволило представить упрощенную полную петрохимическую систему хлоритов осадочных пород на основе конечных членов следующим образом (без учета кристаллохимических особенностей): гриналит, шамозит, амезит и серпентин (рис. 1.4.6).

Эти петрохимические упрощения лежат в основе принятой далее общей формулы хлорита: $k_1MgO \cdot k_2FeO \cdot k_3Al_2O_3 \cdot k_4SiO_2 \cdot 4H_2O$ (где $k_1 + k_2 + k_3 + k_4 = 10$). Уравнения для вычисления коэффициентов k_1-k_4 приведены в таблице 1.4.1. Программа MINLITH оперирует формулой, приведенной выше. Если надо сравнить составы хлоритов с другими данными или публикациями, программа вычисляет стандартную формулу вида: $(Me^{2+})_4 (Me^{3+})_2 (Al, Si)_4 O_{10} (OH)_8$. Все используемые формулы приведены в таблице 1.4.2.

Особенности соотношений нормативных и модальных минералов. При сопоставлении данных рентгеновских порошковых дифрактограмм с результатами нормативных расчетов следует иметь в виду, что нормативный иллит соответствует группе неразбухающих глинистых минералов, включающей собственно аутигенный иллит, детритовую (реликтовую) диоктаэдрическую К-слюда типа 1Md (в которой нехватка калия выравнивается группой H_2O^-) и, наконец, небольшую часть смешаннослойных фаз. Нормативный монтмориллонит включает собственно монтмориллонит, другие смектиты и смешаннослойные фазы, кото-

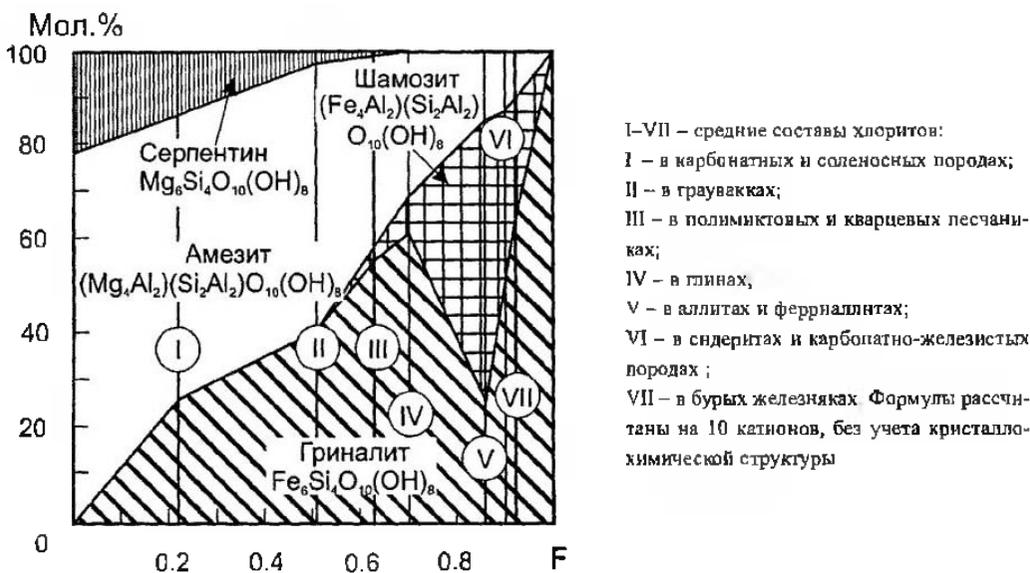


Рис. 1.4.6. Соотношение минералов в хлоритах осадочных пород в зависимости от коэффициентов их железистости (F)

рые состоят из переслаивания иллит-сметтит и включают как частично упорядоченные модификации с 10–20% разбухающих слоев, так и беспорядочные, где разбухающих слоев более 40%. Последние частично могут также войти в нормативный хлорит.

Значительные ограничения в интерпретации связаны с тем, что нормативные составы соответствуют зрелым отложениям, прошедшим длительный перенос, переотложение и изменения в ходе диагенеза. В этих отложениях завершены такие процессы, как полный распад обломков вулканитов и цветных минералов (оливины, пироксены, амфиболы и др.) или замещение их минералами зрелых осадочных пород. Если цветные минералы или обломки основных пород присутствуют в осадочной породе, то нормативный состав будет обогащаться хлоритом, как это происходит в граувакках, где мафические фрагменты замещаются слоистыми магнезиально-железистыми силикатами. Кислые породы гранитной группы обнаруживают полевошпат-кварцевый нормативный состав, с примесью иллита за счет модалльной слюды и нормативного монтмориллонита – за счет амфибола. Кислые стекла обнаруживают сходные тенденции. Разнообразные структурные классификации осадочных пород, опирающиеся на соотношения разных модификаций кремнезема, обломков пород и др., оказываются непригодными для нормативных составов, поскольку они не отражаются непосредственно в составе нормативных минералов. Напротив, нормативные составы оказываются незаменимыми при сопоставлении и корреляции крупных стратиграфических подразделений, охарактеризованных большим количеством химических анализов.

Система уравнений для расчета коэффициентов k_1 – k_4 для формулы хлорита: $k_1\text{MgO} \cdot k_2\text{FeO} \cdot k_3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot k_4\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

№	Параметры ¹⁾	Уравнения для расчета				Расчетный молекулярный вес
		k_1	k_2	k_3	k_4	
1	$0 < F < 0.21$	$-5.18F+4.42$	$4.09F$	$(0.41F+3.16)/2$	$10-(k_1+k_2+2k_3)$	$126.89F+551.81$
2	$0.21 < F < 0.51$	$-2.96F+3.93$	$5.66F-0.34$	$(-2.69F+3.66)/2$	$10-(k_1+k_2+2k_3)$	$126.89F+551.81$
3	$0.51 < F \leq 0.69$	$-5.32F+5.13$	$2.54F+1.24$	$(3.46F+0.53)/2$	$10-(k_1+k_2+2k_3)$	$126.89F+551.81$
4	$0.69 < F \leq 0.87$ ²⁾	$-5.32F+5.13$	$2.54F+1.24$	$(3.46F+0.53)/2$	$10-(k_1+k_2+2k_3)$	$126.89F+551.81$
4а	$0.40 < A < 0.47$	$-12A+6.2$	$2.54F+1.24$	$(3.46F+0.53)/2$	$10-(k_1+k_2+2k_3)$	$126.89F+551.81$
4б	$A \geq 0.47$	0.56	$2.54F+1.24$	$(3.46F+0.53)/2$	$10-(k_1+k_2+2k_3)$	$126.89F+551.81$
5	$0.87 < F < 1$	$-4F+4$	$18.36F-12.36$	$(-25F+25)/2$	$10-(k_1+k_2+2k_3)$	$561.42F+182.12$

¹⁾ $F = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$, $A = 2\text{Al}_2\text{O}_3/(2\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{FeO})$, в молекулярных количествах.

²⁾ Для интервале величин $0.69 < F < 0.87$ в породах с высоким содержанием глинозема (при условии $A > 0.40$) коэффициент k_1 рассчитывается в зависимости от величины A по приведенным уравнениям 4а или 4б

Формулы минералов, использованные в программе MINLITH

Аббревиатура	Название	Формула	Молекулярный вес 1)
AB	альбит	$\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$	524.482
AN	анортит	$\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	278.22
ANK	анкерит	$\text{CaO} \cdot \text{FeO} \cdot 2\text{CO}_2$	215.952
AP	апатит	$3\text{CaO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 + 1/3(\text{CaF}_2)$	336.21
CC	кальцит	$\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$	100.091
CHL	хлорит	$k_1\text{MgO} \cdot k_2\text{FeO} \cdot k_3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot k_4\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ 2)	555.81–743.54
C _{org}	углерод	C	12.011
DL	доломит	$\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{CO}_2$	184.422
FL	флюорит	CaF_2	78.08
GB	гивбсит	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	156.08
GT	гетит	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	177.716
GY	гипс	$\text{CaO} \cdot \text{SO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	172.178
HL	галит	$\text{Na}_2 \cdot 2\text{Cl}$	116.896
ILL	иллит	$2\text{K}_2\text{O} \cdot \text{MgO} \cdot \text{FeO} \cdot 6.5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 16\text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	2014.75
KN	каолинит	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	258.172
MM	монтмориллонит	$\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{MgO} \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 24\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	2202.60
MST	магнезит	$\text{MgO} \cdot \text{CO}_2$	84.331
OR	ортотлаз	$\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$	556.70
PL	плагноклаз	$0.2 \cdot \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 + 0.8 \cdot \text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$	–
PR	пирит	FeS_2	119.982
PRI	пирролюзит	MnO_2	86.94
Q	кварц	SiO_2	60.09
RCH	родохрозит	$\text{MnO} \cdot \text{CO}_2$	114.951
RT	рутил	TiO_2	79.90
SD	сидерит	$\text{FeO} \cdot \text{CO}_2$	115.861
SRP	серпентин	$3\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	277.172

1) Атомные веса элементов, используемые в расчетах [Авидон, 1976; Розен, Нистратов, 1982 не опубликовано]: SiO₂ – 60.09; TiO₂ – 79.90; Al₂O₃ – 101.96; FeO – 71.85; MnO – 70.94; MgO – 40.32; CaO – 56.08; Na₂O – 61.982; K₂O – 94.20; P₂O₅ – 141.95; S – 32.066; C – 12.011; SO₃ – 80.066; F – 19.00; Cl – 35.457

2) Расчет коэффициентов k₁–k₄ показан в табл.1.4.1

В применении к метаморфизованным осадочным породам результаты могут рассматриваться как вероятностная аппроксимация к дометаморфическим минеральным составам. Для образцов неясного генезиса, но сложенных, без сомнения, минералами осадочных пород, результаты вычисления должны рассматриваться как распределение петрогенных окислов между некоторыми вероятными компонентами, названными условно нормативными минералами. Тогда последние представляют собой некоторые петрохимические компоненты, например:

- Q – кремнистый компонент, например, в кремнях;
- AB, OR – щелочно-глиноземистый компонент, например, в анортоклазе, цеолитах;
- ILL, MM – щелочно-магнезиально-железистый компонент;
- CHL – магнезиально-железисто-глиноземистый компонент.

Появление MM, Na-магнезиально-железисто-глиноземистого компонента, возможно, указывает на присутствие смешанослойных минералов. Ассоциация нормативных ILL, MM и CHL в целом может соответствовать разнообразным смешанослойным фазам. Однако суммарное содержание последних, вероятно, не может превышать сумму этих нормативных компонентов.

Последовательность вычислений. Процедура включает три последовательные главные стадии и несколько более мелких, которые вместе объединены в программу. Результаты выражены в % мас. Алгоритм (приблизительно 700 операций) включает прямое вычисление каждого минерала по содержанию петрогенных элементов (исключая летучие компоненты) и последующий контроль по содержанию других породообразующих элементов. Недостаток (дефицит) любого элемента возвращает программу к предыдущей стадии, и распределение элементов между другими минералами повторно рассчитывается согласно эмпирическим закономерностям, выявленным на основании распределения этих элементов в стандартах (600 образцов по опубликованным данным). Полученный количественный минеральный состав представляет уникальный (одиночный) результат арифметических вычислений [Розен и др., 2000а].

Главные стадии вычисления представлены на рис. 1.4.7.

1) Вычисление содержаний акцессорных и второстепенных компонентов на основе стехиометрических составов: апатита (по содержаниям P), пирита (S_{pyr}), гипса (SO_3), и флюорит (F). Непосредственно в конечные результаты включаются Corg – углерод и TiO_2 – рутил.

2) Вычисление количества алумосиликатов и гиббсита на основе распределения алюминия между соответствующими нормативными минералами согласно наблюдаемому (соблюдаемому) содержанию Na, K, Ca, Mg, Fe, и Si (табл. 1.4.3). Однако число элементов, используемых для вычисления минерального равновесия (Na, K, Ca, Mg, Fe, и Si), то есть число уравнений, является недостаточным для однозначного решения (число минералов, или число неизвестных величин, больше, чем число уравнений). Поэтому в программе использованы дополнительные эмпирические уравнения, основанные на стандартах, в качестве которых использовано 600 опубликованных количественно-минеральных анализов, сопровождаемых валовыми химическими составами. Эти уравнения связывают содержания Al_2O_3 в породе с соответствующими глинозем-содержащими минералами. При весьма низких или, напротив, высоких содержаниях Al_2O_3 из расчета исключены, соответственно, каолинит или полевые шпаты.

Последовательность расчета алюмосиликатных минералов

Этап 1. Расчетные доли глинозема в зависимости от содержаний Me_2O , MeO в формулах минералов

доля глинозема в минералах	Me_2O , MeO 1)
AlAB	NaAB
AlOR	KOR
AlAN	0.2 NaAB 2)
AlILL	3.25 KILL
AlMM	5 NaMM
AlCHL	$[Mg^0 - (MgILL \pm MgMM) \times k3] / k1$

Этап 2. Вариации ассоциаций минералов в соответствии с постепенным увеличением содержания глинозема в валовом анализе (Al^0)

Градация увеличения Al_2O_3	Распределение исходного глинозема (Al^0) между нормативными минералами
1	$AlAB + AlOR \leq Al^0 \leq AlAB + AlAN + AlOR$
2	$AlAB + AlAN + AlOR < Al^0 \leq AlAB + AlAN + AlILL + AlOR$
3	$AlAB + AlAN + AlILL + AlOR < Al^0 < AlAB + AlAN + AlILL + AlOR + AlCHL$
4	$AlAB + AlAN + AlILL + AlCHL < Al^0 \leq AlMM + AlILL + AlCHL$
5	$AlMM + AlILL + AlCHL < Al^0 < AlMM + AlILL + AlCHL + AlKN + AlGB$

Этап 3. Определение долей глинозема в алюмосиликатах на основе уравнений распределения

Градация увеличения Al_2O_3	Доли глинозема в алюмосиликатах, используемые при расчетах 3)	Уравнения распределения между алюмосиликатами	Контроль 4)
1	$AlAB = Na^0$; $AlOR = K^0$; $AlAN = 0.2Na^0$	(AB+OR±AN): $Al^0 = AlAB + AlOR \pm AlAN$ 5)	Ca^n , Si^n
2	$AlAB = Na^0$; $AlAN = 0.2Na^0$; $AlOR = KOR$; $AlILL = 3.25KILL$	(OR+ILL): $K^0 = KOR + KILL$; $Al^0 = AlAB + AlAN + AlOR + AlILL$	Ca^n , Mg^0 , Fe^f , Si^n
3	$AlAB = Na^0$; $AlAN = 0.2Na^0$; $AlILL = 3.25KILL$; $AlOR = KOR$; $AlCHL = (Mg^0 - MgILL) \times k3 / k1$	(OR+ILL+CHL): $K^0 = KOR + KILL$; $Na^0 = NaAB$; $Al^0 = AlAB + AlAN + AlOR + AlILL + AlCHL$; $Mg^0 = MgILL + MgCHL$	Ca^n , Fe^f , Si^n
4	$AlAB = NaAB$; $AlAN = 0.2 NaAB$; $AlILL = 3.25 K^0$; $AlMM = 5 NaMM$, $AlCHL = (Mg^0 - MgILL + MgMM) \times k3 / k1$	(AB+AN+MM+CHL): $K^0 = KILL$; $Na^0 = NaAB + NaMM$; $Al^0 = AlAB + AlAN + AlILL + AlMM + AlCHL$; $AlAN = 0.2 NaAB$; $Mg^0 = MgILL + MgMM + MgCHL$	Ca^n , Fe^f , Si^n
5	$AlAB = NaAB$; $AlAN = 0.2 NaAB$; $AlILL = 3.25 KILL$; $AlMM = 5 NaMM$; $AlCHL = (Mg^0 - MgILL + MgMM) \times k3 / k1$; $AlKN = 0.5 SiKN$; $AlGB$	(AB+AN+MM+CHL): $K^0 = KILL$; $Na^0 = NaAB + NaMM$; $Al^0 = AlAB + AlAN + AlILL + AlMM + AlCHL + AlKN \pm AlGB$ $AlAN = 0.2 NaAB$; $AlKN = 0.5 SiKN$; $Mg^0 = MgILL + MgMM + MgCHL$; $Si^0 = SiAB + SiAN + SiOR + SiILL + SiMM + SiCHL + SiKN$	Al^0 , Fe^f

Все содержания элементов выражены в молекулярных количествах окислов.

1) Me_2O , MeO – молекулярные количества Na_2O , K_2O , MgO , обозначенные как Na, K, Mg соответственно в минералах AB, OR, ILL, MM, CHL (аббревиатуры минералов см. в табл. 1.4.2).

2) В соответствии с принятыми условиями и формулами AIAN вычитается как 20 % альбита через содержание в нем Na, AI CHL , с соответствующими формульными коэффициентами k1, k2 и определяется как остаток от глинозема в монтмориллоните и иллите, где MgILL определяется как 0.5 KILL; MgMM – как 0.2NaMM.

3) В виде Na^a , Na^1 , Na^b обозначены содержания соответствующих окислов в валовом силикатном анализе (0), в остатке после первого вычисления (1), и после n предыдущих вычислений (n), соответственно.

4) На этой стадии устанавливается, достаточно ли других элементов для образования указанных минералов, и если нет, то программа возвращается к предыдущей стадии, и тогда для решения используются другие компоненты.

5) AN рассчитывается по остатку глинозема после вычисления всех остальных минералов, когда соблюдается условие

$$Al^0 > AlAB + AlAN + AlILL + AlOR + AlMM + AlCHL + AlKN$$

БЛОК-СХЕМА АЛГОРИТМА, РЕАЛИЗОВАННОГО В ПРОГРАММЕ MINLITH

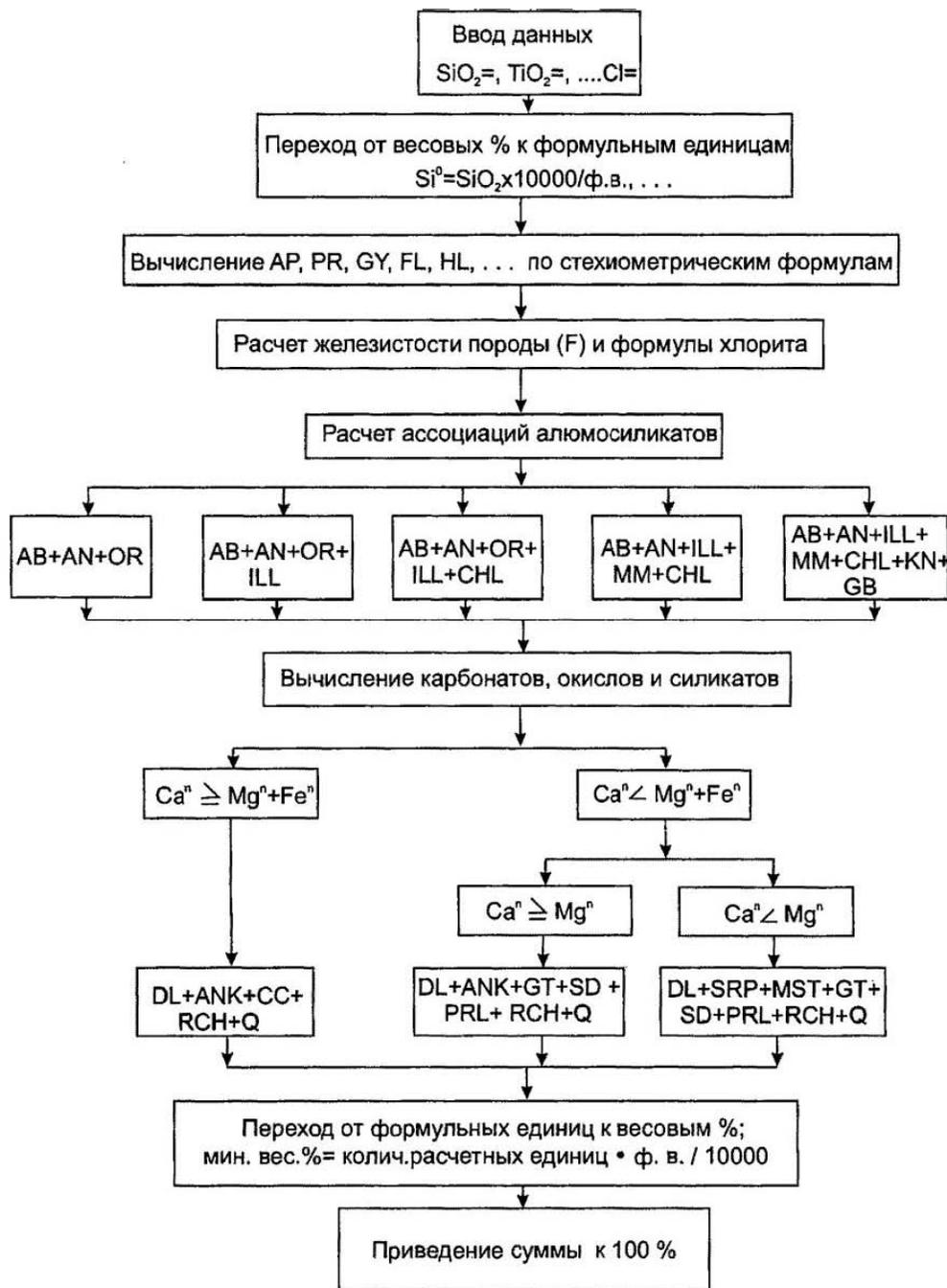


Рис. 1.4.7 Блок-схема программы MINLITH

Последовательность расчета карбонатных, силикатных и окисных минералов

Этап 1. Обозначения расчетных минералов и остаточных окислов		Этап 2. Установление соотношений остаточных окислов для определения системы последующих вычислений	
Минералы	Компоненты	Соотношения остаточных окислов	
DL	Mg^n, Mg^{n+1}, Ca^n	Типы	Соотношения
CC	Ca^n	I.	$Ca^n \geq Mg^{n+}Fe^n$
ANK	Fe^n, Ca^{n+1}	II.	$Ca^n < Mg^{n+}Fe^n$
RCH	Mn^0	I.	$Ca^n > Mg^n$
SD	Fe^n, Fe^{n+1}	II. Ia	$Ca^{n+2} \leq 250$
PRL	Mn^0	II. Ib	$Ca^{n+2} > 250$
GT	$Fe^n/2, Fe^{n+2}/2$ 1)	2.	$Ca^n < Mg^n$
SRP	$Si^n/2, Mg^{n+1}/3$	II. 2a	$Si^n \geq 2/3 (Mg^n - Ca^n)$
MST	$Mg^{n+1}, Mg^{n+1} - 3MgSRP$	II. 2b	$0 < Si^n < 2/3 (Mg^n - Ca^n)$
Q	Si^n	II. 2c	$Si^n = 0$

Этап 3. Расчет нормативных карбонатных, силикатных и окисных минералов				
Соотношения остаточных окислов	доломит	магнетит, анкерит и серпентин	кальцит, сидерит и гетит	родохрозит, пиролюзит, кварц
	1) 2)	2	3	4
I.	$Mg^n + Ca^{n+1} (=Mg^n) \rightarrow DL^{3)}$	$Ca^{n+2} (=Fe^n) + Fe^n \rightarrow ANK$	$Ca^{n+3} (=Ca^n - Ca^{n+1} - Ca^{n+2}) \rightarrow CC$	$Mn^0 \rightarrow RCH, Si^n \rightarrow Q$
II. Ia	$Mg^n + Ca^{n+1} (=Mg^n) \rightarrow DL$	$Ca^{n+2} (=Ca^n - Ca^{n+1}) + Fe^{n+1} (=Ca^{n+2}) \rightarrow ANK$	$Fe^{n+2} (=Fe^n - Fe^{n+1}) \rightarrow GT$	$Mn^0 \rightarrow PRL, Si^n \rightarrow Q$
II. Ib	$Mg^n + Ca^{n+1} (=Mg^n) \rightarrow DL$	$Ca^{n+2} (=Ca^n - Ca^{n+1}) + Fe^{n+1} (=Ca^{n+2}) \rightarrow ANK$	$Fe^{n+2} (=Fe^n - Fe^{n+1}) \rightarrow SD$	$Mn^0 \rightarrow RCH, Si^n \rightarrow Q$
II. 2a	$Ca^n + Mg^{n+1} (=Ca^n) \rightarrow DL$	$Mg^{n+2} (=Mg^n - Mg^{n+1}) + Si (=2/3 Mg^{n+2}) \rightarrow SRP$	$Fe^n \rightarrow GT$	$Mn^0 \rightarrow PRL$ $Si^{n+2} (=Si^n - Si^{n+1}) \rightarrow Q$
II. 2b	$Ca^n + Mg^{n+1} (=Ca^n) \rightarrow DL$	$Si^n + Mg^{n+2} (=1 - 1/2 Si^n) \rightarrow SRP$ $Mg^{n+3} (=Mg^n - Mg^{n+1} - Mg^{n+2}) \rightarrow MST$	$Fe^n \rightarrow GT$	$Mn^0 \rightarrow PRL$ $Si^{n+2} (=Si^n - Si^{n+1}) \rightarrow Q$
II. 2c	$Ca^n + Mg^{n+1} (=Ca^n) \rightarrow DL$	$Mg^{n+2} (=Mg^n - Mg^{n+1}) \rightarrow MST$	$Fe^n \rightarrow SD$	$Mn^0 \rightarrow RCH$

Все содержания элементов выражены в молекулярных количествах окислов.

Рассчитываются остатки химических компонентов после вычисления алюмосиликатов (табл. 1.2.3).

1) Обозначение типа Fe/2 является расчетной формульной единицей, например, для гетита, $Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$, при пересчете на весовые проценты используется величина $1/2 \cdot Fe_2O_3$; для серпентина $3MgO \cdot 2SiO_2 - 1/3 MgO$ и $1/2 SiO_2$; для магнетита $MgO \cdot CO_3 - 1MgO$ и т.д.

2) 1–4: последовательные операции вычисления минералов.

3) Подстрочный индекс "(=Mgn)", отнесенный к Ca^{n+1} , показывает, что величина Ca, равная молекулярному количеству Mg^n , вычитается из предыдущей величины Ca^n , и образуется следующая величина Ca^{n+1} , используемая в дальнейших расчетах. Стрелка обозначает, что оба компонента образуют доломит. Расчетные формульные единицы доломита одинаковы, Mg^n или Ca^{n+1} , в соответствии с формулой $1CaO \cdot 1MgO \cdot 2CO_2$. Остальные расчеты (операции 1–4) проводятся подобным образом в соответствии с расчетными формульными единицами этапа 1.

3) Остающиеся Si, Fe, Mg, и Mn, после того, как исполнены расчеты стадий 1 и 2, распределяются на силикаты, окислы или карбонаты, согласно избытку или недостатку оставшегося Ca. Остаток Ca, составляющий 250 единиц молекулярного количества (соответствует 1.40% мас. CaO), представляет собой идентификационный уровень содержаний, определяющий дальнейшие операции. Если $Ca^{n+2} \leq 250$, то последующие расчеты распределения Fe и Mn проводятся в форме окислов, а если $Ca^{n+2} > 250$, то рассчитываются их карбонатные минеральные формы (табл. 1.4.4).

Каждая вычислительная операция создает остаток, используемый в следующей операции. Окислы, оставшиеся в избытке и не вошедшие в вычисленные минералы, переводятся в соответствующие простые минералы, и на этом заканчивается расчет, проводившийся в молекулярных количествах. На последующей стадии осуществляется пересчет формульных количеств алюмосиликатов, карбонатов, силикатов и окислов в весовые проценты и приведение суммы к 100%. На этом вычислительные операции программы MINLITH заканчиваются.

H₂O (в любой форме) и CO₂, если определены анализом, не учитываются при вычислениях. Они могут быть рассчитаны по нормативному составу согласно формулам, приведенным выше. Эти рассчитанные летучие показывают хорошее соответствие при сравнении с содержаниями в химических анализах неметаморфизованных пород.

Точность результатов и пример вычислений. *Статистическое сравнение нормативных и модальных составов.* Центральным моментом в разработке универсального (общего для всех осадочных пород) метода является установление соответствия между расчетным (нормативным) и наблюдаемым (модальным) минеральными составами. Любой метод количественного исследования вещества характеризуется двумя главными параметрами: 1) достоверностью (надежностью, правильностью) и 2) точностью (воспроизводимостью). И химико-аналитические методы, и методы прямого определения минерального состава (петрографический, рентгеновской дифракции и др.) имеют свои собственные пределы достоверности (правильности), влияющие на результаты вычислений минерального состава. Например, при низком содержании щелочных металлов незначительные лабораторные ошибки воспроизводимости валового силикатного анализа приводят к существенным ошибкам в расчетном содержании минералов, достигающих десятков процентов отн. [Shaw, 1964].

Коэффициенты корреляции между нормативным и модальным содержаниями в основном выше 0.70 (рис. 1.4.8). Для прямой статистической оценки достоверности (надежности) определения нормативных содержаний минералов (независимо от их валового содержания) величина относительной среднеквадратичной ошибки – Vd (коэффициент вариации) была оценена в % отн. , согласно уравнению [Аксаментова, 1975; Налимов, 1960]:

$$Vd = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{i=n} \left(\frac{d_i}{\bar{x}_i} \cdot 100 \right)^2}{2n}}$$

где n – количество параллельных нормативных и модальных значений (весовые содержания, в % мас.), $d_i = |x_{i1} - x_{i2}|$ – абсолютная разность между нормативными и модальными значениями для i -той пары, и $\bar{x}_i = (x_{i1} + x_{i2})/2$ – среднее арифметическое для этих значений. Были использованы модальные минеральные составы, сопровождаемые валовыми силикатными анализами, отложений Австралийской [Mumme et al., 1996], Русской [Ронов и др., 1972б; Ронов и др., 1990а] и Сибирской платформ [Розен и др., 1999]. Всего использовано 115 образцов. Соответствие между нормативным и наблюдаемым содержаниями минералов и компонентов показаны на рис. 1.4.9. Лучшая сходимость для большей части минералов (относительная погрешность $Vd = \pm 5$ –15% отн. при максимальной ошибке $Vd = (\pm 40$ –50% отн. для Or, Fsp) наблюдается при сравнении нормативных составов с наиболее достоверными модальными данными по осадочным породам этих платформ. Хорошая сходимость между модальными [Mumme et al., 1996] и расчетными минеральными составами выявлена для отложений Австралийской платформы. Относительная погрешность оценена как $Vd = \pm 5$ –14% отн., а для полевых шпатов – до 50–60%. Удовлетворительная сходимость при ошибке $Vd = \pm 13$ –40% отн. установлена для большей части компонентов в отложениях Русской платформы, проанализированных в Центре Геологических Исследований (Потсдам, Германия) [Ронов и др., 1972а; 1990а]. Подобные результаты получены для большей части компонентов в выборках (образцах) рифея Сибирской платформы. Исключение – полевые шпаты и глинистые минералы, для которых получено самое высокое значение $Vd = \pm 53$ –59% отн. (определения ВИМС, Москва).

Важным критерием высокой достоверности нормативного расчета является хорошая сходимость по тем компонентам, которые рассчитаны на заключительной стадии, когда используется лишь конечный остаток от предыдущих вычислений. Такая сходимость обнаружена для кварца ($Vd = \pm 5$ –15% отн., во всех случаях), а также для суммы кальцита и доломита. Содержания CO_2 , рассчитанные по нормативным минералам для контроля, удовлетворительно соответствуют результатам валового химического анализа (рис. 1.4.8). Максимальные ошибки $Vd = 60$ –70% отн. обнаружены для самого низкого содержания полевых шпатов (меньше, чем 5% мас.).

Пример вычисления нормативного минерального состава и определения правильности расчетной формулы хлорита. Все операции алгоритма представлены в табл. 1.4.5 для образца аргиллита, изученного В. Мамме с соавторами, где химический анализ и модальный минеральный состав, оцененный микроскопическим и рентгено-дифрактометрическим методами, были сбалансированы специальным петрохимическим расчетом [Mumme et al., 1996]. В таблице 1.4.5 последовательность операций 1–11 и примечания показывают детали рабочего процесса алгоритма MINLITH. Точность результатов вполне удовлетворительна: содержание иллита в нормативном составе рассчитано как 44.05% мас, а его эквиваленты в модальном составе установлены в 45.3% мас.; кварца – 40.58 и 45.1 соответственно; хлорита – 9.48 и 5.6; альбита – 3.68 и 3.8. Нормативный пиролюзит (0.92%), рутил (0.73%) и углеродистое вещество (0.11%) отсутствуют среди модальных минералов, возможно, из-за низкого предела чувствительности микроанализатора

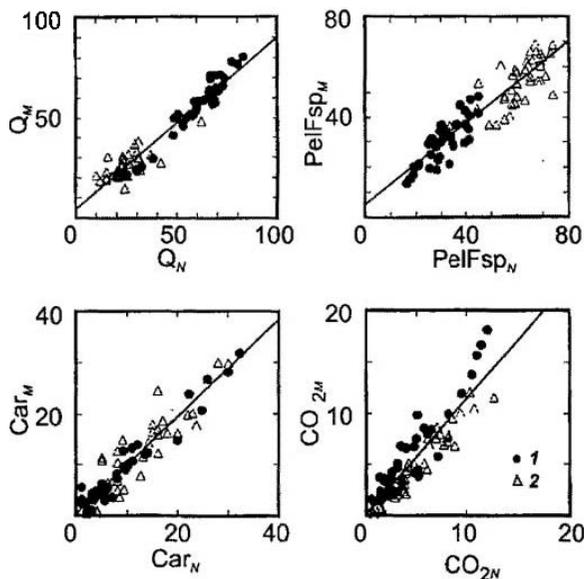


Рис. 1.4.8 Дваграммы корреляции расчетных (N, данная работа) и наблюдаемых (M) содержаний минеральных компонентов

1 – алевропесчаные породы (данные по [Ронов и др., 1995]); 2 – глинистые породы [Ронов и др., 1990]. Сокращения: Car – сумма кальцита, доломита, анкерита и родохрозита; PelFsp – сумма Pel (сумма иллита, хлорита, монтмориллонита и каслинита) и Fsp (сумма альбита, анорита и ортоклаза)

или рассеяния этих компонентов в преобладающих хлорите и иллите. Нормативный серпентин (0.01%), по-видимому, указывает на избышек Mg в хлорите.

По результатам компьютерного расчета (см. табл. 1.4.5, пункт 1) была получена следующая формула хлорита в окислах: $2.72\text{MgO} \cdot 1.98\text{FeO} \cdot 1.28\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2.75\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Специальная команда приводит ее к традиционному виду $(\text{Mg}_{2.72} \text{Fe}_{1.28})_4 (\text{Fe}_{0.70} \text{Al}_{1.30})_2 (\text{Al}_{1.26} \text{Si}_{2.75})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$, который можно прямо сопоставить с модальной формулой [Mumme et al., 1996, table 2, sample S3]: $(\text{Mg}_{2.64} \text{Fe}^{2+}_{1.36})_4 (\text{Fe}^{3+}_{0.38} \text{Al}_{1.58})_2 (\text{Al}_{1.3} \text{Si}_{2.7})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$. Обе формулы приблизительно совпадают.

Результаты оказываются хуже, когда модальный хлорит содержит значительную долю смешанослойного компонента и сорбированных катионов. В образце граувакки [Mumme et al., 1996, table 2, sample S5] с модальным содержанием хлорит в 11.2% мас., количество нормативного хлорита было рассчитано как 13.19% мас. Сравнение обеих формул иллюстрирует только грубое подобие:

нормативная формула хлорита: $(\text{Mg}_{2.08} \text{Fe}_{1.92})_4 (\text{Fe}_{0.77} \text{Al}_{1.23})_2 (\text{Al}_{1.29} \text{Si}_{2.71}) \text{O}_{10} (\text{OH})_8$;

модальная формула хлорита: $[\text{K}_{0.03} \text{Na}_{0.02} \text{Ca}_{0.07}]_{0.12} (\text{Mg}_{1.6} \text{Mn}_{0.01} \text{Fe}_{2.36})_{3.97} (\text{Al}_{1.17})_{1.17} (\text{Al}_{0.88} \text{Si}_{3.12})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$.

Статистическое сравнение модальных и нормативных формул хлорита пока невозможно из-за редкости публикаций, в которых валовый химический анализ и количественные минеральные составы приводятся вместе с формулой хлорита для одного и того же образца. Данные, представленные выше, позволяют рас-

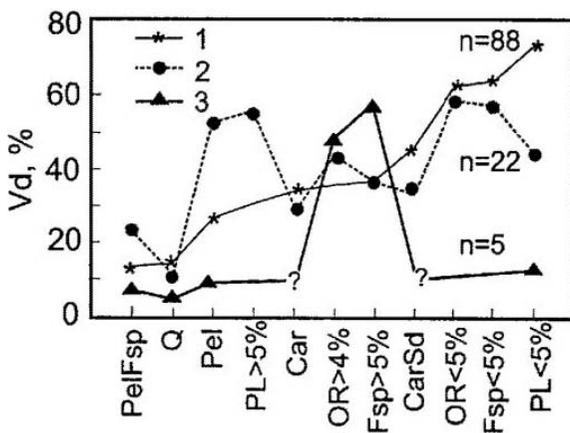
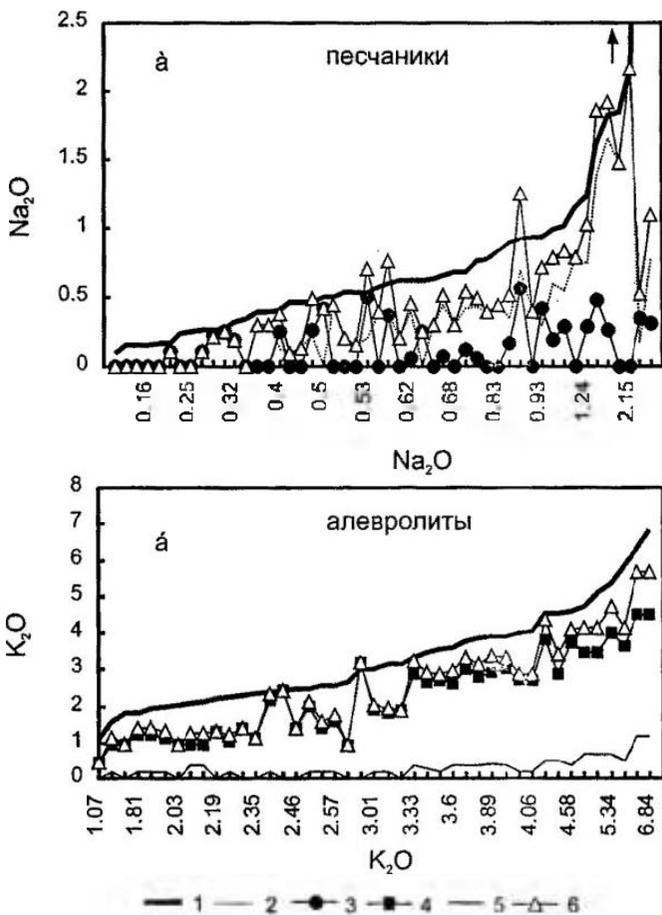


Рис. 1.4.9. Сравнительная диаграмма расхождений между наблюдаемым (модальным) и расчетным (нормативным) количественным минеральным составом (Vd, % отн.): 1 – Русская платформа [Ронов и др., 1990а; Ронов и др., 1995]; 2 – Сибирская платформа [Розен и др., 1999]; 3 – Австралийская платформа [Митшпе et al., 1996]. Сокращения: CarSd – сумма кальцита, доломита, анкерита, родохрозита и сидерита; Pl – сумма альбита и авортита, остальные обозначения компонентов см. на рис. 1.4.8

смагивать нормативные формулы хлорита как удовлетворительную аппроксимацию.

Необходимо еще остановиться на сопоставлении достоверности (правильности) результатов нормативного расчета, статистическая оценка которой дана выше, и точности тех определений, которые использованы для контроля в качестве стандартов (эталонов) модальных минеральных составов. Оценка достоверности (правильности) вычислений, указанная выше, вполне сопоставима с воспроизводимостью (точностью) результатов обычного рентгенофазового анализа, оцениваемой величиной относительной погрешности в 5–20%. Эта точность получена для стандартов, собранных из чистых минералов их простых смесей. Осадочные породы сложнее по составу, и достоверность (правильность) в 5–20%, очевидно не достигается при использовании рентгенофазового метода. Действительно, выявляются серьезные расхождения между распределением химических элементов по минералам, установленным количественным рентгенофазовым анализом, и содержанием этих элементов в валовом составе породы. Если, например, распределить Na_2O и K_2O согласно количествам соответствующих минералов, определенных методом рентгеновской порошковой дифракции (рис. 1.4.10), то 10–30% отн. этих окислов оказываются избыточными, что свидетельствует о неточности рентгенофазового количественного анализа, в частности, вполне вероятно недооценка содержаний в породе полевых шпатов. Эта особенность, по-видимому, является причиной значительных ошибок, полученных при оценке достоверности результатов расчета содержаний полевых шпатов по программе MINLITH.

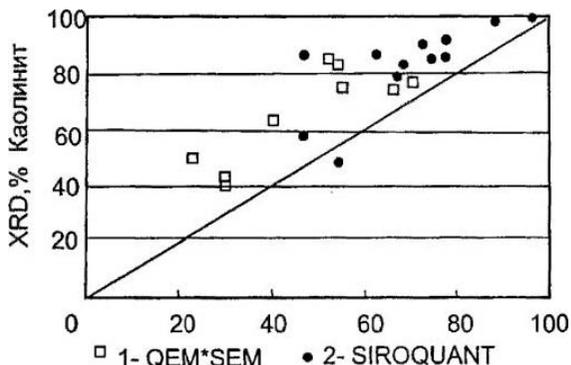
Другие методы также выявляют существенные ошибки рентгеновской порошковой дифракции. Использован метод QEM*SEM («Quantitative Evaluation of



1 – содержания по химическому анализу, 2–3 – расчетное содержание Na₂O в минералах: 2 – в плагиоклазе (диаграмма а), 3 – в монтмориллоните (диаграмма а); 4–5 – расчетное содержание K₂O в минералах: 4 – в иллите (диаграмма б), 5 – в калишпате (диаграмма б); 6 – суммарное содержание окислов в минералах.

Данные 50 анализов песчаников [Ронов и др., 1995] и 42 анализов глинистых пород [Ронов и др., 1990а] расположены по шкале абсцисс в порядке нарастания валовых содержаний, вне масштаба

Рис. 1.4.10. Диаграмма сопоставления содержаний Na₂O (а) и K₂O (б), установленных при валовом химическом анализе породы и рассчитанных по составам соответствующих минеральных фаз, количество которых определено рентген-дифрактометрическим фазовым анализом



XRD-рентгено-дифрактометрический фазовый анализ; 1 – метод позлементного сканирования под электронным микроскопом QEM*SEM [Creelman, Ward, 1996], 2 – рентгено-дифрактометрический Reitveld-метод количественно-фазового анализа с химическим контролем SIROQUANT [Ward, Taylor, 1996]

Рис. 1.4.11. Диаграмма сопоставления результатов определения количества каолинита

**Пример расчета по алгоритму программы MINLITH: вычисление нормативных минералов
алевролита и сопоставление с модальным составом**

Компо- ненты	Валовый состав, %мас	Последовательность операций и нормативные минералы ¹⁾										
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
		Молекулярные количества	Coq	RT	PR	AB	CHL	ILL	OR	SRP	PRL	Q
SiO ₂	66.57	11078				416.22	422.79	3453.16	40.705	79.89		6665.21
TiO ₂	0.73			-								
Al ₂ O ₃	17.9	1676				69.37	196.99	1402.85	6.78			
Fe ₂ O ₃	0.85											
FeO	3.01											
FeOt	3.78	525			4.055		305.12	215.82				
MnO	0.01	1.41									1.41	
MgO	3.04	754					418.34	215.82		119.84		
CaO	0	0										
Na ₂ O	0.43	69.37				69.37						
K ₂ O	4.13	438.4						431.65	6.78			
P ₂ O ₅	0.01	0										
C	0.11		-									
S	0.026	8.11			8.11							
Значение расчетной формульной единицы					4.055	69.37	154.02	215.82	6.78	39.94	1.41	6665.21
Расчетные весовые проценты			0.11	0.73	0.05	3.64	9.36	43.48	0.38	0.01	0.91	40.05
Расчетные весовые проценты, приведенные к 100%			0.11	0.74	0.05	3.68	9.48	44.05	0.38	0.01	0.92	40.58
Модальный состав (Mumme et al., 1996), % мас. ²⁾						3.8	5.8	45.3				45.1

¹⁾ Пояснения к операциям:

1. Подготовка: расчет суммы FeOt, вычисление молекулярных количеств (вес. процент оксида/мол. вес) x10000.

2,3,4. Расчет аксессуарных компонентов. Переход TiO₂ в RT; Coq - в C; вычисление PR по расчетной формульной единице S⁰/2 и остатка (Fe¹-Fe⁰-FePR).
5,6,7,8. Вычисление алюмосиликатов. Расчет коэффициентов (F=0.41 и A=0.72) и определение формулы хлорита: 2.72MgO•1.98FeO•1.28Al₂O₃•2.75SiO₂•4H₂O. Подбор минеральной ассоциации (табл. 1.4.3, этап 2, градиция 3); AB, OR, ILL, CHL. 5. Расчет AB по расчетной формульной единице (Na⁰), содержание глинозема уменьшается: Al¹-Al⁰-Al_{AB}. 6. Решение системы уравнений: Al¹=Al_{OR}+Al_{ILL}+Al_{CHL}; Mg⁰=Mg_{ILL}+Mg_{CHL}; K⁰=K_{OR}+K_{ILL} (табл. 1.2.3, этап 3, градиция 3) и определение расчетной формульной единицы хлорита через содержание Mg: CHL=(K⁰+4.5Mg⁰-Al¹)/(4.5k1-k3). Проверка достаточности K₂O, Al₂O₃, FeO для других указанных минералов. Выявлен дефицит железа для последующих расчетов, соответственно расчетная формульная единица хлорита пересчитывается по Fe: CHL=(K⁰+4.5Fe¹-Al¹)/(4.5k2-k3), что соответствует 154.02, и лишний оказывается в избытке. 7. Определяется расчетная формульная единица иллита по остатку Fe: ILL=Fe²-Fe_{CHL}=215.82. 8. Ортоклаз - по остатку K: OR=K⁰-K_{ILL}=6.78.

9,10,11. Расчет остаточных компонентов. По соотношениям они соответствуют группе "1 2n" (табл. 1.2.4). 9. Остаток Mg относится к серпентину: SRP=Mg_n/3=39.94. 10. Mn пересчитывается по шпинеллю: PRL=MnO=1.41. 11. Остаток Si определяется как кварц: Q=Si_n-Si_{SRP}=6665.21.

²⁾ Показаны как П.Л.: мусковит = 41.0, каолинит = 2.4, флогопит = 1.9; как С.П.Л.: хлорит = 5.6 и титит = 0.2 (все в % мас.)

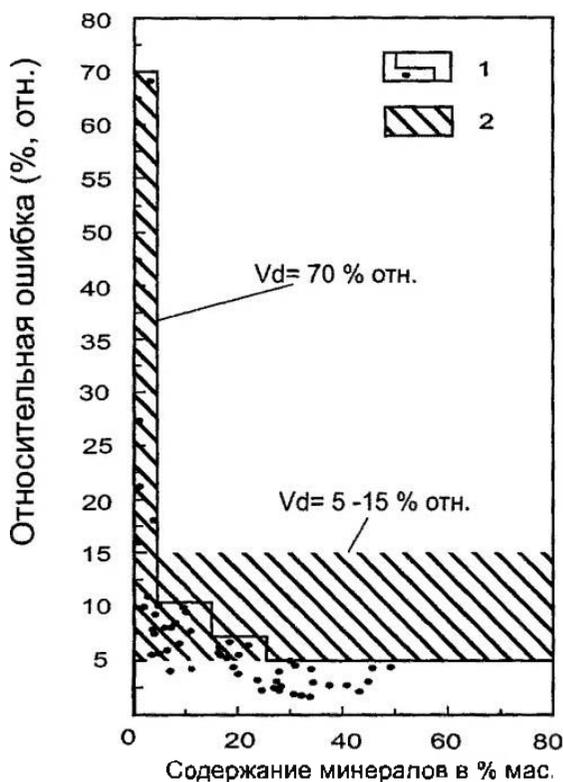


Рис. 1.4.12. Зависимость относительных ошибок от валовых содержания минеральных фаз

the Mineral matter * Scanning Electron Microscope») – автоматизированная система сканирования в отраженных электронах, которая создает цифровое изображение в концентрациях элементов по поверхности образца [Creelman, Ward, 1996]. Также уточненные результаты получают при помощи метода SIROQUANT, который использует результаты рентгенофазового анализа, статистически обработанные по методу наименьших квадратов (Reitveld – метод) в комбинации с петрохимическим контролем по программе SEDNORM [Cohen, Ward, 1991; Ward, Taylor, 1996]. Использование результатов указанных двух высокоточных методов показывает, что для хорошо раскристаллизованных фаз, таких, как каолинит, завышение содержаний при рентгенофазовом анализе достигает 100% отн. (рис. 1.4.11).

С учетом сделанных замечаний можно принять величину относительной ошибки при расчете минерального состава по программе MINLITH в 5–15% отн., и лишь для минералов-примесей, при их содержаниях меньше 5% мас. – до 60–70% отн. Сопоставим эти цифры с результатами специальных исследований достоверности оценок количественно-минерального состава в петрологии [Hill et al., 1993]. Такие исследования были предприняты на примерах наиболее простых

1 – ошибки, оцененные как разность повторных оценок, полученных при комплексном использовании количественного рентгенофрактометрического фазового анализа (Reitveld-метод) в сочетании с микроаналитическим изучением состава фаз [Hill et al., 1993] и контролем по валовому химическому анализу;

2 – область относительных ошибок нормативного расчета MINLITH (величина Vd), принятых на основании статистических сопоставлений нормативных и модальных содержаний минералов

минеральных составов гранитов и габбро путем сравнения величин повторных измерений (оценка воспроизводимости). Для каждого измерения использовались рентгенофазовый (Reitveld) метод и микронзондовый анализ по профилям с оценкой состава присутствующих фаз, которые контролировались балансом по валовому химическому анализу [Hill et al., 1993]. Относительная ошибка воспроизводимости в 1–5% установлена для содержаний минералов в 25–50% мас. и, соответственно, 7% отн. – для 15–25% мас.; 10% отн. для 5–15% мас. и до 67% отн. для $\leq 5\%$ мас. Принятые выше оценки ошибок MINLITH составляют 5–15% отн., что вполне сопоставимо, хотя и существенно выше, чем в исследованиях высокой точности, проведенных для гранитов и габбро. Значительные ошибки для малых содержаний аксессуарных фаз ($\leq 5\%$ мас.) оказываются сходными и составляют 60–70 % отн. Сопоставление относительных ошибок определения количественно-минерального состава показано на рис. 1.4.12.

Выводы. Программа MINLITH позволяет на основе валового химического анализа вычислять минеральный состав осадочных пород и их метаморфизованных разновидностей. Это универсальный метод, применимый для большинства типов осадочных отложений: обломочных, глинистых и карбонатных. Использован ограниченный набор минералов и упрощенные их составы. Программа включает множество арифметических операций, объединенных в алгоритм. Каждая операция представляет собой решение уравнений распределения петрогенных окислов между вероятными (ожидаемыми) нормативными минералами. Последовательность операций определяется на основе эмпирических закономерностей, выявленных при изучении большого числа образцов, принятых в качестве эталонов.

Точность вычислений по программе MINLITH была статистически определена на основе сопоставлений с прецизионными исследованиями наблюдаемых минеральных составов. Ошибка в большинстве случаев находится в пределах 5–15% отн., и только при содержаниях минерала менее 5% мас. она достигает 60–70% отн. Очевидно, что для приближенных оценок минерального состава осадочных пород в литологии описанная программа представляет собой достаточно простой, удобный и полезный инструмент.

Глава 2

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПАЛЕОБАССЕЙНЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

2.1. Анабарский щит

Описаны карбонатодержащие толщи раннего протерозоя, участвовавшие в строении палеопротерозойских бассейнов осадконакопления, формировавшихся на континентальной коре древних террейнов. Изучение последовательности напластования проводилось на профилях, сопровождалось геологическим картированием с использованием аэрофотоснимков и корреляцией разрезов карбонатсодержащих толщ. На основании петрографического изучения шлифов образцы, имеющие признаки вторичных изменений (окварцевание, мигматизация, скарнирование, гипергенная переработка и т.д.), исключались из дальнейшего рассмотрения. В результате из коллекции более чем 200 проб раннепротерозойских метаседиментогенных пород в выборку были включены 70 образцов. Для вюрбюрской серии изучено 17 образцов (10 – гранатовые гнейсы, 7 – кальцифиры); для хапчанской – 53 образца (гранатовые гнейсы – 17, известково-силикатные породы – 15, кальцифиры – 12, мраморы – 9). Были отбракованы известково-силикатные породы вюрбюрской серии, поскольку все они в той или иной мере обнаружили признаки скарнирования. Петрогенные оксиды, Na_2O и K_2O , определены методом фотометрии пламени, остальные – рентгеноспектральным методом, все в Нарофоминский Комплексной экспедиции ВИМСа Мингео СССР. Эти анализы использованы для вычисления нормативного, предположительно исходного, минерального состава метаседиментогенных пород по методу MINLITH.

Геологическая ситуация

В пределах северо-восточной части Сибирского кратона с запада на восток выделены террейны (микроконтиненты) Маганский, Далдынский гранулитогнейсовый и Биректинский гранит-зеленокаменный, которые пришли в соприкос-

новение по коллизионным (сутурным) зонам – Котуйканской и Билляхской соответственно [Rosen et al, 1994]. От западной части кратона этот регион отделен Саяно-Таймырской разломной зоной, от юго-восточной – Аkitканским складчатым поясом (рис.2.1.1).

Образования этих террейнов выходят на поверхность в пределах Анабарского щита. Маганский террейн сложен преимущественно плагиогнейсами, эндебитами и чарнокитами верхнеанабарской серии и метакарбонатами, метабазитами и плагиогнейсами вюрбюрской серии, распространенной в самой восточной части террейна, в составе Вюрбюрского складчатого пояса. Далдынский террейн сложен преимущественно метабазитами и плагиогнейсами далдынской серии. Слоистое строение толщ и геохимические признаки показывают, что ассоциация плагиогнейсов и метабазитов обоих террейнов сформировалась при гранулитовом метаморфизме вулканогенных толщ, сложенных базальтами, андезитами и дацитами [Архей ..., 1988]. В отдельных прослоях присутствуют также и седиментогенные породы, которые здесь не рассматриваются. Это метаграувакки – гранатовые гнейсы, метакарбонаты – кальцифиры и ортопироксеновые кварциты. Породы смяты в изоклинальные складки, с размахом крыльев в первые километры, часто срезанные разломами вдоль простирания и имеющие вергентность ВСВ вследствие надвигания при коллизии [Rosen, 1995]. По Котуйканской разломной зоне Далдынский террейн надвинут на Маганский.

Гранит-зеленокаменный Биректинский террейн расположен в бассейнах рек Попигай, Анабар, Биректе и Оленек и большей частью перекрыт рифей фанерозойскими отложениями платформенного чехла. По Билляхской разломной коллизионной зоне Биректинский террейн надвинут на Далдынский. Интерпретация данных магнитных и гравитационных полей показывает, что в его структуре присутствуют крупные погребенные гранитные массивы и основные (ультраосновные) интрузии и/или зеленокаменные пояса [Карта..., 1987]. Эти структуры перекрыты раннепротерозойскими образованиями складчатых поясов. Во фронтальной части, обнажающейся в пределах Анабарского щита, выделен Хапчанский пояс [Розен и др., 2000б], сложенный гранулитовыми метаграувакками (гранатовые гнейсы) и метакарбонатными породами (известково-силикатные породы, кальцифиры и мраморы) хапчанской серии. Доля метавулканитов в разрезах данной серии не превышает 10% [Архей..., 1988]. На востоке, в тылу Биректинского террейна, на Оленекском поднятии прослежен Экицкий пояс, породы которого здесь не рассматриваются. Они представлены кислыми вулканитами, терригенными и углеродистыми породами, которые прорваны гранитоидами (см. рис. 2.1.1). Метаморфизм этих образований не превышал условий зеленосланцевой фации [Rosen et al., 1994].

Изотопный возраст

Породы Далдынского террейна имеют наиболее древний возраст, определенный при изучении метавулканитов U-Pb методом по цирконам из плагиогнейсов, 3.0 ± 0.02 млрд лет [Архей..., 1988] и Sm-Nd изохронным методом по породам, плагиогнейсам и метабазитам, 3.1 ± 0.08 млрд лет при $\epsilon Nd(T) = +3.1 \pm 1.5$ [Спи-

ридонов и др., 1993]. Модельное значение возраста $T(DM)Nd$ метавулканитов составляет 3.16 млрд.лет, а ассоциирующих с ними метаосадочных пород (кварциты, метаграуваки и кальцифиры) – 3.00-3.19 млрд.лет, что свидетельствует о синхронном накоплении магматогенных и седиментогенных пород. Возраст формирования вулканогенно осадочных протолитов Далдынского террейна 3.0–3.1 млрд лет [Розен и др., 2000б]

Породы Маганского террейна датированы U-Pb методом по цирконам из метаандезита (бескварцевый двупироксеновый плагиогнейс, сходный по петрографическим и петрологическим характеристикам с аналогичными породами Далдынского террейна – Архей ..., 1988]. Значения возраста составляют 2.42 ± 0.02 млрд.лет. Кроме этого, была изучена Sm-Nd изотопная систематика метавулканитов (плагиогнейсы и кристаллические сланцы) и метаседиментогенных пород (гранатовые гнейсы и кальцифиры) вюрбюрской серии. Значения модельного возраста $T(DM)Nd$ этих пород лежат в интервале 2.8–3.09 млрд.лет [Злобин и др. 1999; Розен и др., 2000б]. Принимая во внимание данные U-Pb возраста, можно утверждать, что мантийный расплав, формировавшийся в нижнем протерозое, в значительной мере был контаминирован веществом архейской нижней коры. Величины $T(DM)Nd$ для метаседиментогенных пород, скорее всего, отражают усредненный возраст пород древнего основания. Значения $\epsilon Nd = -0.9 - -4.2$ ($T = 2.4$ млрд.лет) для изученных пород свидетельствуют о значительной изотопной эволюции основания к моменту накопления вулканогенно-осадочного протолита Вюрбюрского пояса.

Нижний предел возраста ($T(DM)Nd = 2.32 - 2.44$) гранит-зеленокаменного основания Биректинского террейна определен по модельному возрасту продуктов его размыва в терригенно-карбонатном комплексе Хапчанского пояса [Журавлев, Розен, 1991]. На этот момент основание было представлено зрелой континентальной корой с отношением $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.11$. Эти образования в непосредственной близости от Биляхской зоны были метаморфизованы 1.97 млрд. лет назад [Архей ..., 1988], затем они подверглись ареальному гранулитовому метаморфизму, пик которого приходится на интервал 1.91–1.92 млрд. лет [Розен и др., 2000]. Для Экитского складчатого пояса датирование проведено только K-Ar методом. Значения возраста составляют 1.98 млрд. лет для метаморфических слюд из зеленосланцевых вулканитов [Крылов и др., 1963] и 1.85–2.08 млрд.лет для прорывающих гранитов [Мокшанцев, 1979]. Исходя из вышеизложенного, можно предположить, что седиментогенные отложения Хапчанского и Экитского складчатых поясов формировались примерно 2.1 млрд.лет назад [Розен и др., 2000].

Метаседиментогенные голци

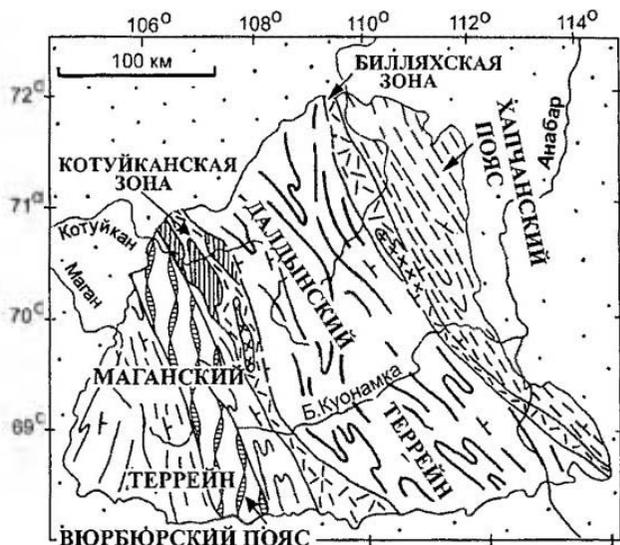
Метаседиментогенные породы в раннем докембрии Анабарского щита сосредоточены преимущественно в пределах Маганского и Биректинского террейнов.

В структуре Маганского террейна они главным образом приурочены к **вюрбюрской серии**, которая в виде узкой полосы протягивается в север-северо-за-

ладном направлении на восточной окраине террейна (рис.2.1.2). Эта толща имеет двучленное строение: нижняя – контрастная часть, представлена чередованием метатерригенных (гранатовые гнейсы), метакарбонатных (кальцифиры – карбонаты с терригенной примесью и известково-силикатные породы – карбонатно-терригенные образования) и метавулканогенных пород (двупироксеновые плагиогнейсы и кристаллические сланцы); верхняя часть сложена преимущественно гранатовыми гнейсами, иногда с единичными порослями кальцифиров или пачек метавулканитов [Гроздилов, 1983]. На описанных разрезах соотношения пород следующие: гранатовые гнейсы – 30–45%, известково-силикатные породы – 30–40, кальцифиры – 3–7, плагиогнейсы и кристаллические сланцы (метамафиты) – 20–30%. Она практически повсеместно имеет тектонические контакты с толщей, сложенной преимущественно плагиогнейсами, сходными по петрологическим характеристикам с таковыми верхнеанабарской серии и относимой к складчатому основанию (рис. 2.1.3, 2.1.4).

Разрез по простиранию чрезвычайно изменчив. В северном и южном направлениях (разрезы 1 и 3 на рис. 2.1.3, 4, 5) отмечается значительное увеличение доли метавулканитов. Кальцифиры, представленные преимущественно кальцитовыми разновидностями, наблюдаются в виде линз мощностью от первых метров до первых десятков метров и протяженностью от первых сотен метров до первых километров, большинство которых сосредоточено в пачке, приуроченной к нижней части серии. Состав этой пачки варьирует по простиранию [Злобин, 1988]. К северу от разреза 1 существенно увеличивается доля метавулканитов преимущественно основного состава (кристаллические сланцы). Южнее преобладают метаседиментогенные породы, подавляющее большинство которых представлено известково-силикатными (карбонатно-терригенными) образованиями. К югу от разреза 2 увеличивается количество метавулканитов, преимущественно метаандезитов и метадацитов (плагиогнейсы), а также метатерригенных пород (гранатовые гнейсы). Видимая мощность разреза вюрбюрской серии превышает 3000 м.

Основание Биректинского террейна перекрыто толщей метаседиментогенных пород Хапчанского пояса, которая имеет региональное название «**хапчанская серия**». В ее составе существенно преобладают метаседиментогенные породы (гранатовые гнейсы – 45–55%, известково-силикатные породы – 30–40, мраморы и кальцифиры – 5–15). Доля метавулканитов не превышает 10% (плагиогнейсы и кристаллические сланцы). Последние залегают либо в виде тектонических линз среди метаседиментогенных пород, либо в основании разреза метаседиментогенной толщи (рис. 2.1.6, 2.1.7). Ранее эти образования относили к верхнеанабарской серии [Архей., 1988; Вишневецкий, 1978; Гроздилов, 1983]. Однако, согласно данным по Sm-Nd систематике [Розен и др., 1991, 20006; Rosen, 1995; Rosen et al., 1994, 1999] их следует выделить в самостоятельное местное стратиграфическое подразделение. Мраморы и кальцифиры образуют протяженные горизонты, мощностью от первых метров в самых низах разреза хапчанской серии до первых сотен метров в средней ее части. Корреляция разрезов хапчанской серии позволила установить, что метакарбонатные породы образуют пять маркирующих горизонтов, что, в свою очередь, дало возможность расчленить данную серию на ряд пачек (рис. 2.1.8). Четыре первые составляют нижнюю контрастную



 Неoproтерозойский платформенный чехол: кварцевые конгломераты, гравелиты, песчаники, известняки

КОМПЛЕКСЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Палеoproтерозойские



Халпчанский метаседиментогенный: известково-силикатные породы, мраморы, кальцифиры и гранатовые гнейсы



Виурбюрский метаседиментогенно-вулканогенный: двупироксеновые плагиогнейсы и сланцы, гранатовые гнейсы, известково-силикатные породы и кальцифиры

Мезоархейские



Маганский метавулканогенный: двупироксеновые плагиогнейсы и сланцы, редкие тела гранатовых плагиогнейсов, кальцифиров и кварцитов



Далдынский метавулканогенный: двупироксеновые сланцы и плагиогнейсы, метапироксениты, редкие тела гранатовых плагиогнейсов, кальцифиров, кварцитов и магнетитовых кварцитов

Палеoproтерозойский Ламуйкский комплекс разломных зон



Анортозиты, габбро-анортозиты, габбро-нориты и монцодиориты



Бiotитовые и амфиболовые граниты



Мигматизированный тектонический меланж: линзы палеoproтерозойских и верхнеархейских пород в милонитизированном мигматитовом матриксе

Рис. 2.1.2. Геологическая схема Анабарского шита [Злобин и др., 1999]

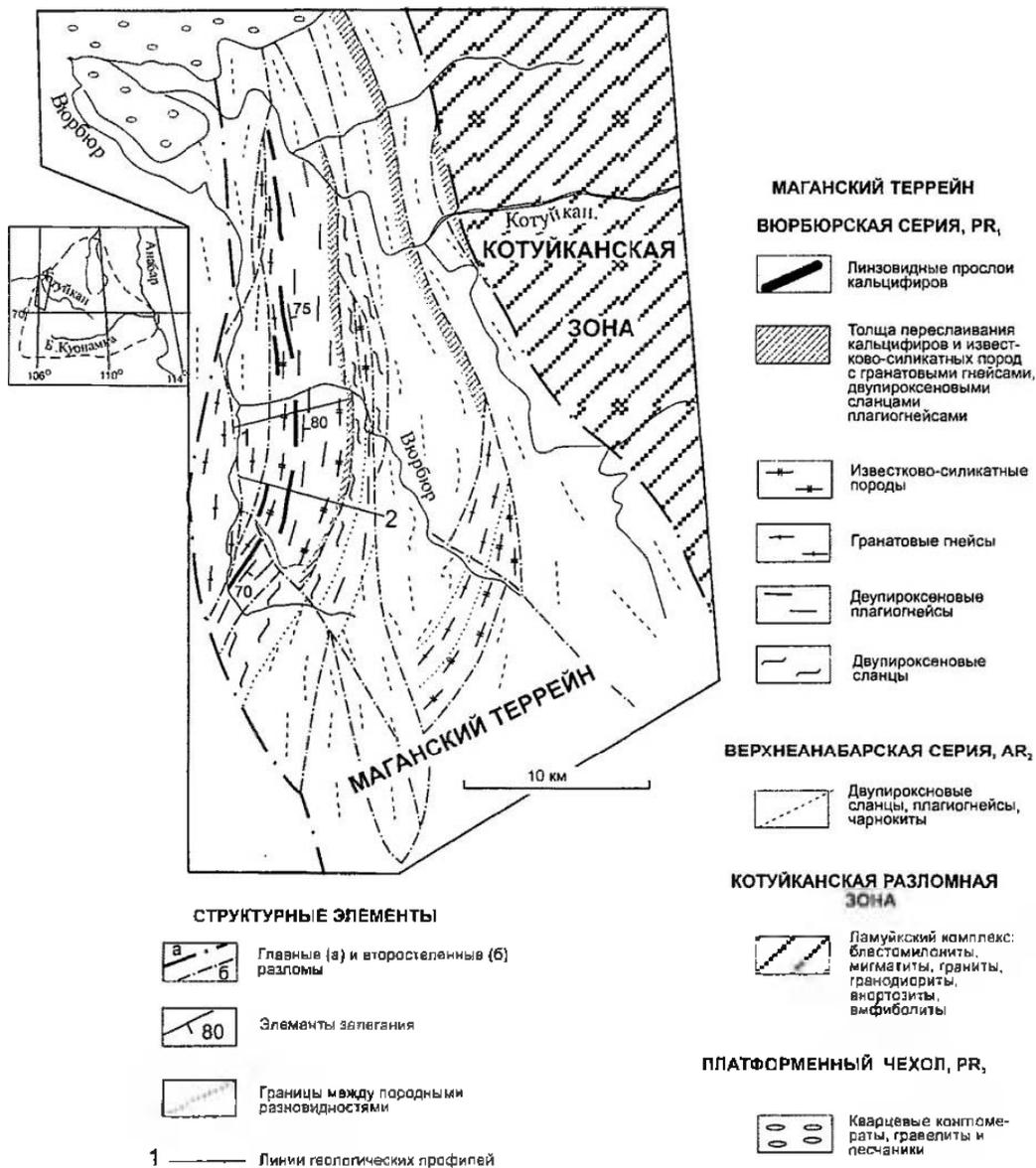


Рис. 2.1.3. Геологическая схема строения вюрбюрской серии в бассейне р. Вюрбюр

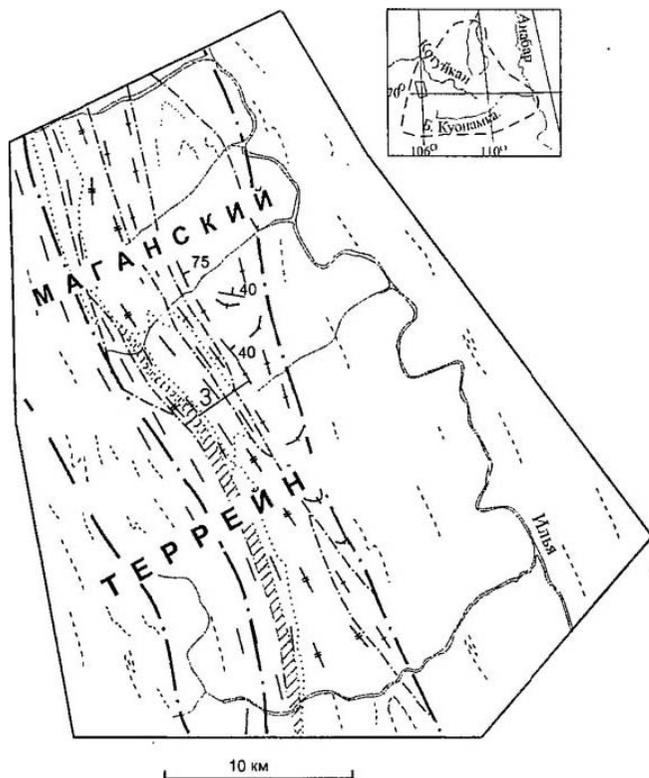


Рис. 2.1.4. Геологическая схема строения вюрборской серии в верхнем течении р. Илья. Условные обозначения те же, что и на рис. 2.1.3

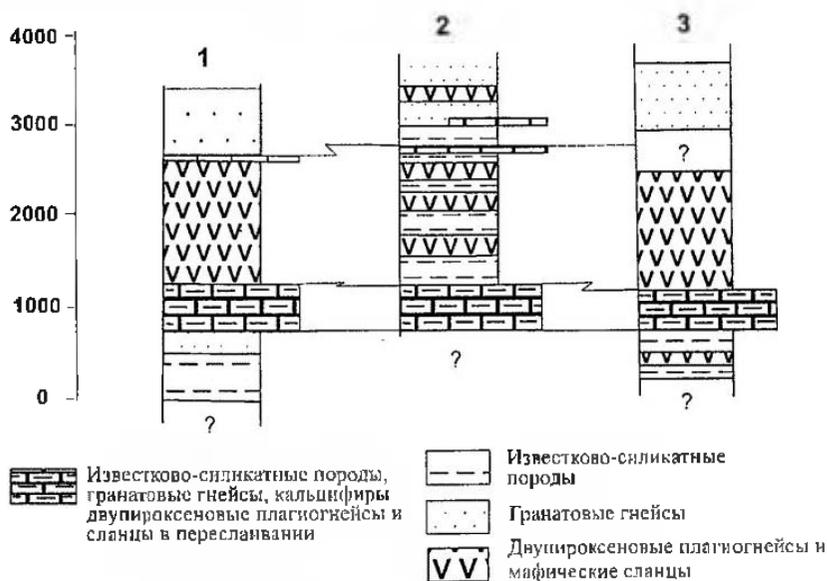


Рис. 2.1.5. Схема корреляции представителей разрезов Вюрборской серии. Цифры над колонками соответствуют номерам разрезов на рис. 2.1.3 и 2.1.4



Рис 2.1.6. Геологическая схема строения хапчанской серии на левобережье нижнего течения р. Большая Куонанька

часть хапчанской серии; пятая, представленная монотонной толщей гранатовых гнейсов с редкими прослоями метакarbonатных пород, является ее верхней частью. Суммарная видимая мощность разреза превышает 5500 м [Злобин, 1988].

Минеральные парагенезисы метаседиментогенных пород вюрбюрской и хапчанской серий отвечают условиям гранулитовой фации. Метатеригенные породы вюрбюрской серии (гранатовые гнейсы) характеризуются парагенетическими ассоциациями магнезиального граната и биотита с кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. В аналогичных породах хапчанской серии, наряду с вышеупомянутыми темноцветными минералами, присутствует гиперстен. Встречаются разновидности, в которых магнезиальный гранат является единственным темноцветным минералом. Обычно плагиоклазы преобладают среди полевых шпатов. Метакarbonатные породы вюрбюрской серии представлены парагенетическими ассоциациями диопсида и сфена с плагиоклазом или скаполитом в сланцах, и с полевыми шпатами (преобладает плагиоклаз) и кварцем в известково-силикатных породах. В кальцифирах этой серии наблюдается только парагенезис диопсида и сфена с кальцитом и скаполитом и/или плагиоклазом.

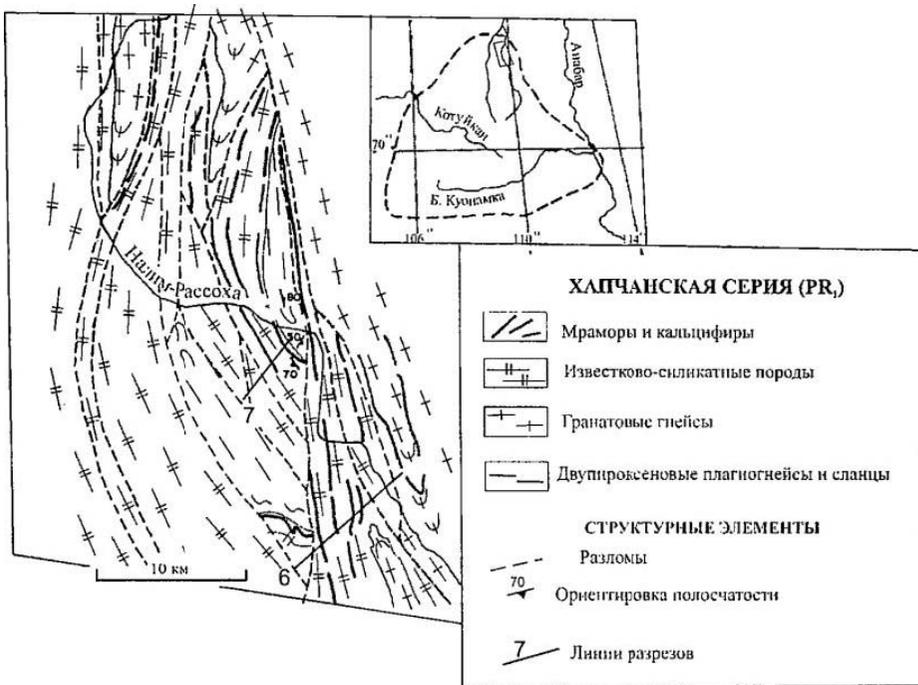


Рис. 2.1.7. Геологическая схема строения халпчанской серии на правом берегу нижнего течения р. Налим-Рассоха (Condie et al., 1991)

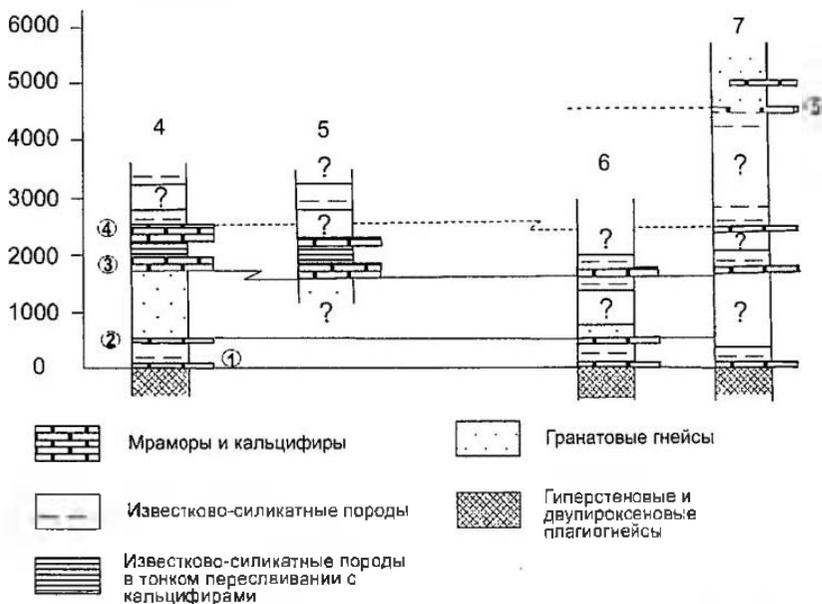


Рис. 2.1.8. Схема корреляции представителных разрезов халпчанской серии.

Цифры над колонками соответствуют номерам пересечений на рис. 2.1.6 и 2.1.7. Цифры в кружках обозначают выделенные карбонатные горизонты

Известково-силикатные породы хапчанской серии характеризуются сходными парагенезисами с вюрбюрской. Парагенезисы кальцифиров и редко встречающихся мраморов хапчанской серии более разнообразны, нежели аналогичные образования вюрбюрской. Они соответствуют практически непрерывному ряду известняк-доломит, при существенном преобладании (до 80%) низкомagneзиальных разновидностей, характерных для вюрбюрской серии [Архей..., 1988; Розен, Злобин, 1989]. Достаточно распространены парагенезисы кальцита и доломита с диопсидом, флогопитом и форстеритом. Редко встречаются ассоциации доломита и кальцита с форстеритом и шпинелью.

Первичный MINLITH-нормативный минеральный состав протолитов

Содержания петрогенных компонентов и вероятный дometаморфический нормативный состав метаседиментогенных пород для вюрбюрской и хапчанской серий приведены в таблице 2.1.1 (результаты представительных анализов 41 пробы). Предварительно по соотношению $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$ [Розен, 1993] среди метаграувакк были выделены разновидности с низким содержанием вулканического материала (граувакки) и с высоким его содержанием (вулканокластические граувакки) (рис. 2.1.9, 2.1.11).

Среди метатерригенных образований **вюрбюрской серии** распространены исключительно вулканокластические граувакки. Для них характерно повышение нормативной кластогенной составляющей (полевые шпаты и кварц) и уменьшение пелитовой составляющей (монтморрилонит, иллит, хлорит, каолин, серпентин) от низкосиликатных к высокосиликатным разновидностям. При этом в составе нормативной кластогенной составляющей происходит повышение количества кварца при примерно неизменных содержаниях полевых шпатов, среди которых существенно преобладают плагиоклазы. В пелитовой составляющей отмечается большое количество хлорита (табл.2.1.1).

Метакarbonатные породы представлены доломитистыми кальцифирами ($MgO/(MgO+CaO) < 0.2$, рис. 2.1.10). Они содержат от 50% в высокосиликатных до 70% в низкосиликатных разновидностях нормативных carbonатных минералов (кальцит, доломит, анкерит, родохрозит), среди которых доминирует кальцит. В составе терригенного компонента существенно преобладает кластогенная составляющая, преобладающей минеральной фазой которой является кварц. Среди пелитовых минералов в большинстве изученных пород преобладает хлорит (см. табл. 2.1.1).

В **хапчанской серии** распространены разновидности с низким содержанием вулканогенной примеси (рис. 2.1.11). Для них характерно сходное с метаграувакками вюрбюрской серии распределение терригенных и пелитовых компонентов, но при повышении содержания кремнезема наблюдается увеличение количества нормативного кварца, при одновременном снижении содержаний полевых шпатов. Пелитовый компонент представлен в подавляющем большинстве случаев иллитом (см. табл. 2.1.1).

Вулканокластические граувакки, имеющие в хапчанской серии незначительное распространение (см. рис. 2.1.11), характеризуются обратным соотношением

**Представительные анализы и MINLITH-нормативный состав
палеопротерозойских гранулитовых метаседиментогенных пород Апабарского щита**

Элементы	ВЮРБИОРСКАЯ СЕРИЯ								
	МЕТАГРАУВАККИ					МЕТАКАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ			
	С высоким содержанием вулканокластов					Кальцифиры			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50.1	56.66	65.89	66.84	68.95	19.73	29.49	35.44	40.72
TiO ₂	1.1	0.76	0.63	0.43	0.38	0.18	0.21	0.29	0.23
Al ₂ O ₃	23.36	18.5	15.08	15.35	15.03	4.31	4.6	7.24	6.7
Fe ₂ O ₃	8.06	8.75	7.63	3.38	3.81	2.17	2.76	2.97	2.69
FeO	но	но	но	но	но	но	но	но	но
MnO	0.1	0.13	0.1	0.03	0.05	0.05	0.04	0.13	0.04
MgO	3.72	3.77	2.59	1.22	0.78	2.32	1.85	4.74	1.77
CaO	4.29	3.55	2.59	4.08	2.85	40.47	35.67	26.54	27.19
Na ₂ O	4.22	3.22	1.7	3.92	4	0.57	0.42	0.6	1.29
K ₂ O	3.25	3.11	2.54	3.06	2.85	0.36	0.63	0.52	1.2
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.04	0.13	0.31	0.04	0.04	0.06	0.04
П.п.л.	1.31	0.95	0.6	1.06	0.59	29	23.82	20.97	17.73
Сумма	99.57	99.46	99.39	99.5	99.6	99.2	99.53	99.5	99.6
CO ₂	но	но	но	но	но	24.51	20.21	19	15.5
MINLITH- нормативный минеральный состав									
AB	34.44	26.42	13.97	31.94	33.04	4.68	3.4	4.95	10.28
AN	3.65	2.8	1.48	3.39	3.51	0.5	0.36	0.53	1.09
OR	0.57	7.93	1.83	7.38	6.86	1.55	0.94	0	0.16
Q	2.07	15.94	37.33	27.5	30.35	11.37	20.41	23.93	25.08
MM	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ILL	32.49	17.9	23.08	18.16	17.34	0.93	4.73	5.43	11.8
CHL	19.31	22.62	16.5	0	0	10.48	8.95	15.73	0
GB	0	0	0	0	0	0	0	0	0
KN	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SRP	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CC	5.78	4.73	2.94	0.32	0	69.58	60.38	42.72	39.08
DL	0	0	0	3.72	1.89	0.56	0.47	4.73	6.55
ANK	0.33	0.59	2.01	6.84	4.24	0	0	1.35	5.59
RCH	0.16	0.2	0.16	0.05	0	0.08	0.06	0.21	0.06
SD	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AP	0.14	0	0.09	0.3	0	0.09	0.09	0.14	0.09
RT	1.06	0.74	0.61	0.41	0.37	0.17	0.2	0.28	0.2
PRL	0	0	0	0	0.06	0	0	0	0
GT	0	0	0	0	1.63	0	0	0	0
Образец	#3318.1	#3Р14	#3261.1	#3262.4	#3Р16	#3344.1	#3320.3	#3Р14.3	3329.1
Порода	Вi-Grт сланец	Grт-Вi гнейс	Grт-Вi гнейс	Нр-Grт гнейс	Вi-Grт гнейс	Di-Сер кальцифир	Di-Сер кальцифир	Di-Сер кальцифир	Di-Pl. кальцифир

Элементы	ХАПЧАНСКАЯ СЕРИЯ								
	С низким содержанием вулканокластов					С высоким содержанием вулканокластов			
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	56.63	64	67.39	69.75	70.84	60.02	62.79	64.14	68.15
TiO ₂	0.77	0.76	0.75	0.34	0.59	0.69	0.78	0.36	0.45
Al ₂ O ₃	20.84	15.6	14.17	14.74	13.13	15	16.28	14.19	15.94
Fe ₂ O ₃	7.21	7.74	5.95	4.1	5.42	10.44	7.88	12.44	5.55
MnO	0.04	0.09	0.08	0.12	0.08	0.11	0.11	0.09	0.07
MgO	2.27	3.95	1.93	1.4	2.1	5.91	3.93	4.29	2.78
CaO	1.69	1.01	1.7	2.06	3.62	3.45	3.46	1.41	2.48
Na ₂ O	2.9	2.23	3	2.8	2.18	2.65	3.28	1.89	2.55
K ₂ O	7.14	4.16	2.97	3.42	1.45	1.57	2.45	1.14	1.23
P ₂ O ₅	0.15	0.13	0.09	0.04	0.18	0.08	0.09	0.09	0.11
П.п.п.	0.38	0.72	1.7	0.5	0.5	0.24	0.5	0.56	0.5
Сумма	100.02	100.39	99.73	99.27	100.09	100.16	101.55	100.6	99.81
CO ₂	по	по	по	по	по	по	по	по	по
MINLITH-нормативный минеральный состав									
AB	23.81	18.5	25.11	23.13	15.68	21.37	26.37	15.44	14.53
AN	2.53	1.96	2.66	2.45	1.66	2.27	2.8	1.64	1.54
OR	23.55	8.18	5.27	6.67	0	5.62	7.26	0.72	0
Q	6.32	27.17	33.67	35.53	41.12	26.5	24.22	37.12	29.28
MM	0	0	0	0	8.45	0	0	0	25.91
ILL	31.48	28.82	21.89	23.64	14.87	5.83	11.75	10.46	12.62
CHL	0	0	0	0	10.34	32.15	21.74	31.24	9.2
GB	0	0	0	0	0	0	0	0	0
KN	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SRP	0	5.61	1.38	0	0.57	0	0	0	0
CC	0	0	0	0	3.84	4.41	4.54	0.71	1.11
DL	3.09	0	3.38	4.08	0	0.84	0.22	0	0
ANK	0	1.41	0	0.86	2.94	0	0	1.98	5.03
RCH	0	0	0	0	0.12	0.17	0.17	0.14	0.11
SD	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AP	0.35	0	0.21	0.09	0.41	0.18	0.2	0.21	0.25
RT	0.75	0.75	0.74	0.33	0.57	0.66	0.74	0.35	0.43
PRL	0.05	0.11	0.1	0.15	0	0	0	0	0
GT	6.4	7.18	5.58	3.06	0	0	0	0	0
Образец	#80330.5	#1P1.2	#9PA61	#8355.5	#81355.3	#174.1.81	#3715	#80324.1	#80329
Порода	Grt-Ei гнейс	Hr-Grt гнейс	Grt гнейс	Bi-Grt гнейс	Hr-Grt гнейс	Bi-Grt гнейс	Bi-Grt гнейс	Bi-Grt гнейс	Grt гнейс

Элементы	ХАПЧАНСКАЯ СЕРИЯ								
	МЕТАКАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ								
	Известково-силикатные породы								
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	69.39	44.84	49.6	51.47	52.45	52.98	55.8	57.26	58.8
TiO ₂	0.51	0.45	0.33	0.98	0.28	0.53	0.65	0.23	0.58
Al ₂ O ₃	16	13.38	11.41	15.25	10.9	14.39	14.27	11.08	14.8
Fe ₂ O ₃	4.35	0.2	0.28	0.93	0.76	0.74	0.1	0.12	0.42
FeO	но	5.78	1.98	6.1	3.59	4.42	5	3.17	6.64
MnO	0.11	0.04	0.07	0.11	0.13	0.06	0.08	0.08	0.13
MgO	1.2	3.1	0.73	2.87	7.78	1.89	2.04	3.71	3.34
CaO	3.73	21.04	29.48	16.7	18.01	16.99	15.99	15.16	6.69
Na ₂ O	3.4	2.05	1.4	1.8	1.73	2	1.62	1.9	3.67
K ₂ O	1.37	1.37	0.55	0.82	1.88	3	0.67	3.28	2.65
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.04	0.1	0.05	0.04	0.12	0.1	0.24
П.п.п.	0.36	7.24	3.8	2.5	1.56	2.5	3	2.9	1.5
Сумма	100.51	99.6	100.67	99.63	99.12	99.54	99.34	98.99	99.46
CO ₂	но	6.62	2.2	1.13	0.59	2.0	2.1	1.92	0.62
MINLITH-нормативный минеральный состав									
AB	21.28	13.88	6.42	5.14	12.01	14.69	1.9	14.14	28.11
AN	2.26	1.47	0.68	0.55	1.28	1.56	0.2	1.5	2.98
OR	0	0	0	0	0	0.25	0	8.98	3.87
Q	27.27	15.25	20.92	12.9	25.6	21.98	16.45	27.2	21.21
MM	24.31	7.05	13.65	33.81	0	0	42.38	0	0
ILL	13.78	13.14	4.8	7.59	16.5	27.4	6.27	14.6	18.66
CHL	0.33	14.71	0	8.25	2.71	0	0.83	0	0
GB	0	0	0	0	0	0	0	0	0
KN	0	0	7.79	0	0	0	0	0	0
SRP	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CC	0.66	32.18	40.33	20.98	8.68	18.18	19.11	12.38	0
DL	0	0	0	0	24.94	5	0	13.58	12.11
ANK	9.92	1.61	4.97	9.57	7.78	10.33	11.94	7.1	5.73
RCH	0.17	0.06	0.09	0.15	0.17	0.08	0.11	0.11	0.19
SD	0	0	0	0	0	0	0	0	6.1
AP	0.2	0.23	0.08	0.21	0.1	0.08	0.25	0.21	0.52
RT	0.48	0.4	0.27	0.85	0.23	0.46	0.57	0.2	0.53
PRL	0	0	0	0	0	0	0	0	0
GT	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Образец	#81372.2	#80328.1	#81360.1	#81361.2б	#8036.1	#362.5	#81311.5	#81311.6	#81334.12
Порода	Вi-Гит гнейс	Di-Срп сланец	Di-Срп сланец	Di-Срп сланец	Di-Срп сланец	Di-Pl сланец	Di-Срп сланец	Di гнейс	Di плагно- гнейс

Элементы	ХАПЧАНСКАЯ СЕРИЯ								
	МЕТАКАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ								
	Кальцифилы								
	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	63.68	11.16	14.23	14.58	20.76	22.33	25.12	33.82	1.74
TiO ₂	0.55	0.14	0.09	0.17	0.54	0.33	0.46	0.31	0.04
Al ₂ O ₃	14.07	2.58	3.88	3.58	7.04	5.62	7.79	7.91	1.01
Fe ₂ O ₃	0.05	0.61	1.76	0.49	0.7	1.23	0.83	1.03	0.2
FeO	3.47	1.14	0	1.14	2.49	1.39	2.75	2.22	0
MnO	0.05	0.13	0.02	0.04	0.04	0.01	0.03	0.05	0.02
MgO	1.55	2.5	8.61	11.81	0.99	1.68	1.01	1.27	18.63
CaO	10.53	44.69	38.83	35.8	36.33	37.09	38.18	31.8	34.39
Na ₂ O	2.3	0.33	0.27	0.5	1.4	1.15	1.4	1.53	0.1
K ₂ O	1.43	0.22	0.38	0.67	1.01	1.25	1.49	1.86	0.04
P ₂ O ₅	0.16	0.02	0.11	0.09	0.02	0.02	0.04	0.04	0.06
П.п.п.	1.78	35.32	32.43	30.38	28.16	27.86	20.86	17.96	43.68
Сумма	99.62	98.84	100.61	99.25	99.48	99.96	99.96	99.8	99.91
CO ₂	по	33.8	32	29.5	26.06	26	20	17.9	по
MINLITH-нормативный минеральный состав									
AB	19.92	2.76	2.13	3.83	11.75	9.33	10.58	11.79	0.82
AN	2.11	0.29	0.23	0.41	1.25	0.99	1.12	1.25	0.09
OR	6.67	0	0	0	2.42	2.44	0.47	3.66	0
Q	22.31	6.62	8.09	7.09	5.43	8.98	7.98	14.3	0.3
MM	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ILL	26.23	2.32	3.79	6.49	6.34	8.4	13.38	11.51	0.42
CHL	0	4.52	6.66	0.75	7.8	0	0	0	2.23
GBN	0	0	0	0	0	0	0	0	0
KN	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SRP	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CC	0	73.67	47.85	30.2	63.33	56.55	55.08	45.44	16.09
DL	8.41	6.67	27.83	47.31	0	6.6	2.89	4.24	79.38
ANK	13.24	2.75	3.06	3.52	1.05	6.32	7.96	7.38	0.46
RCH	0.12	0.21	0.03	0.06	0.06	0.02	0.04	0.07	0.03
SD	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0
AP	0.34	0.05	0.24	0.19	0.05	0.05	0.09	0.09	0.14
RT	0.62	0.14	0.08	0.15	0.54	0.32	0.41	0.28	0.04
PRL	0	0	0	0	0	0	0	0	0
HT	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Образец	#80314.1b	#79321.5	#81369.1	#9P29.3	#81371.1	#81377	#81372.1	#Н7.6.81	#81382.2
Порода	Di-плагиогнейс	Di-Pi кальцифир	Di-Fr кальцифир	Di-Fr кальцифир	Di-Ser кальцифир	Di-Ser кальцифир	Di-Ser кальцифир	Di-Ser кальцифир	Ser-Fr-мрамор

Элементы	ХАПЧАНСКАЯ СЕРИЯ				
	МЕТАКАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ				
	Мраморы				
	37	38	39	40	41
SiO ₂	4.06	5.03	6.52	8.35	10.45
TiO ₂	0.1	0.18	0.12	0.14	0.1
Al ₂ O ₃	0.68	1.65	1.37	1.03	1.4
Fe ₂ O ₃	0.25	0.7	0.38	0.52	0.46
FeO	0.52	0.31	0.61	0.15	3.67
MnO	0.02	0.01	0.08	0.12	0.04
MgO	0.25	7.51	3.43	3.03	10.76
CaO	54.06	40.84	46.92	45.45	36.12
Na ₂ O	0.06	0.12	0.26	0.2	0.13
K ₂ O	0.1	0.09	0.51	0.29	0.07
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.02	0.02	0.1
П.п.п.	40.14	42.5	38.5	40	36.22
Сумма	100.26	98.95	98.72	99.3	99.52
CO ₂	38.57	41.93	37.74	38.27	33.02
MINLITН-нормативный минеральный состав					
AB	0.49	1.05	2.17	1.72	1.05
AN	0.05	0.11	0.23	0.18	0.11
OR	0	0	2.25	0.95	0
Q	2.85	2.89	2.76	5.91	7.97
MM	0	0	0	0	0
ILL	1.04	1	1.31	1.43	0.71
CHL	0.95	4	0	0	3.1
GB	0	0	0	0	0
KN	0	0	0	0	0
SRP	0	0	0	0	0
CC	92.78	69.14	72.95	73.78	32.62
DL	0.52	24.97	15.37	13.91	43.29
ANK	1.15	0.3	2.66	1.73	10.77
RCH	0.03	0.03	0.13	0.2	0.06
SD	0	0	0	0	0
AP	0.05	0.02	0.05	0.05	0.23
RT	0.1	0.05	0.12	0.14	0.1
PRL	0	0	0	0	0
GT	0	0	0	0	0
Образец	#386.1	#81369.2	#81366	#81334.9a	#81334.3
Порода	Di мрамор	Di-Fg мрамор	Di-Scp мрамор	Di-Scp мрамор	Fg мрамор



Рис. 2.1.9. Диаграмма $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [Розен, 1994] для метатерригенных пород вюрбюрской серии

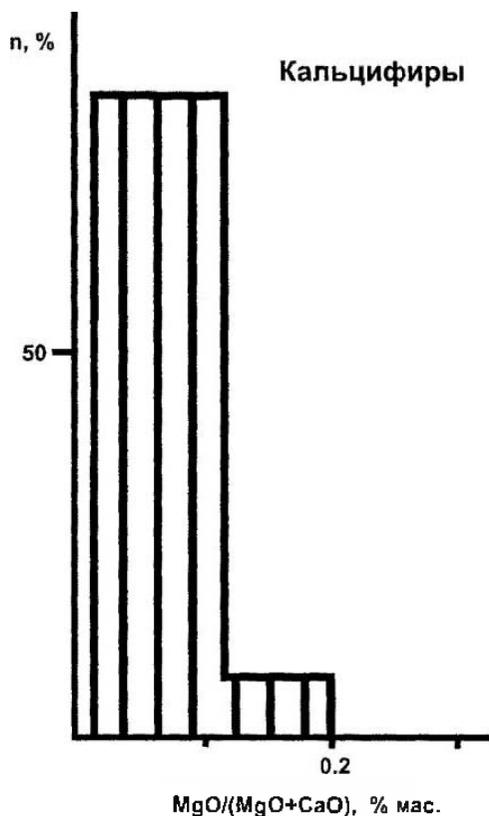


Рис. 2.1.10. Частота встречаемости кальцитовых и доломитовых метакarbonate пород в вюрбюрской серии



Рис. 2.1.11. Диаграмма $SiO_2/Al_2O_3 - K_2O/Na_2O$ [Розен, 1994] для метатерригенных пород хапчанской серии

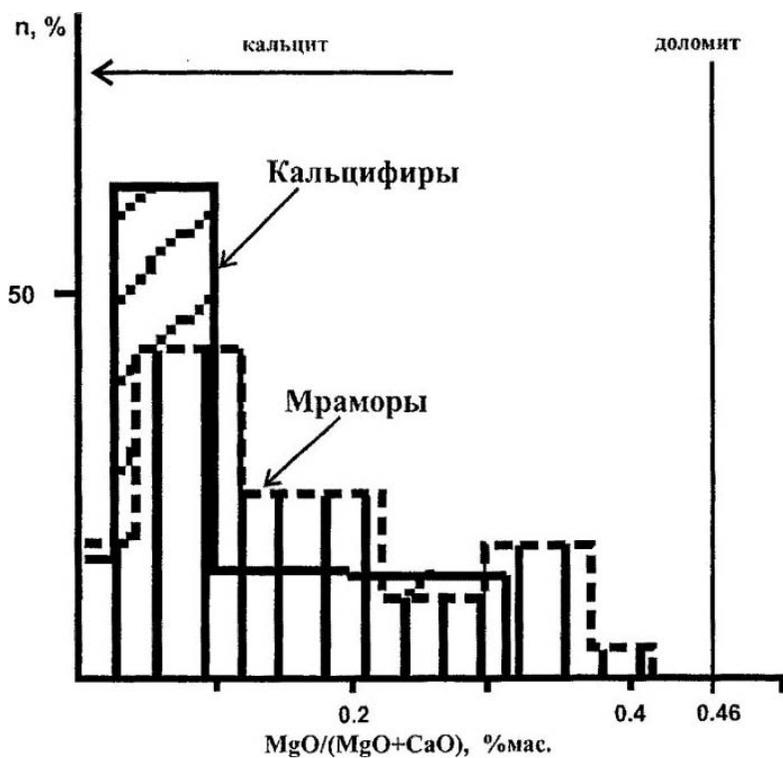


Рис. 2.1.12. Частота встречаемости кальцитовых и доломитовых метакристаллических пород в хапчанской серии

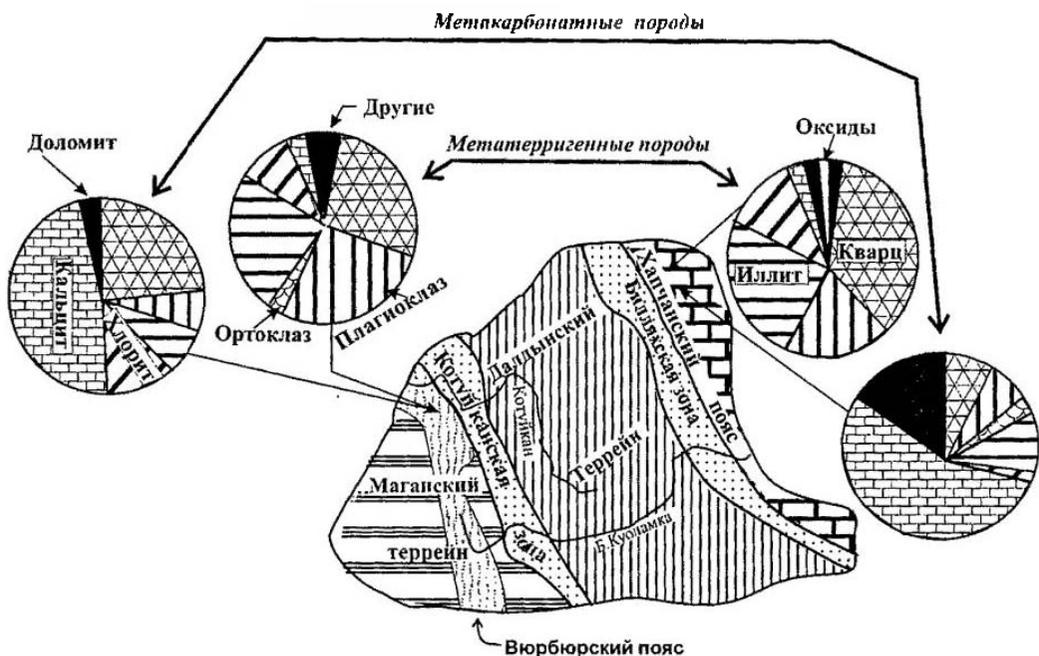


Рис. 2.1.13. Представительные MINLITH нормативные минеральные составы для палеопротерозойских метатерригенных и метакарбонатных пород Вюрбюрского и Ханчанского складчатых поясов

терригенного и пелитового компонентов. При этом в терригенной составляющей соотношение нормативных минералов сходно с таковым в граувакках, тогда как состав пелитового компонента отвечает особенностям, присущим вулканокластическим грауваккам вюрбюрской серии (см. табл. 2.1.1).

В исследуемой выборке метакарбонатные породы ханчанской серии представлены рядом мраморы – кальцифиры – известково-силикатные породы. В ряду протолитов наблюдается уменьшение карбонатной составляющей в исходных породах – от 95% в мраморах до 18% в известково-силикатных породах. Так же, как и в вюрбюрской серии, по соотношениям $MgO / (MgO + CaO)$ преобладают доломитистые разновидности. В мощных карбонатных горизонтах встречаются породы с повышенной доломитностью (рис. 2.1.12). Этот вывод подтверждается характером распределения нормативных карбонатных минералов (см. табл. 2.1.1). В большинстве разновидностей кальцит является преобладающей нормативной минеральной фазой. В каждом из членов этого ряда есть образцы, в которых доломит является доминирующим минералом. Во всех изученных породах этого ряда присутствует анкерит, содержание которого, за исключением отдельных проб, увеличивается от мраморов к известково-силикатным породам. Возможно, в исходном осадке он возникал при диагенезе, за счет распада железосодержащих обломков. Содержания нормативных кластогенных и пелитовых составляющих

щих увеличиваются от мраморов к известково-силикатным породам. В подавляющем большинстве разновидностей этого ряда нормативные содержания кварца несколько превышают концентрации полевых шпатов, а в составе пелитового компонента в основном преобладает иллит. В некоторых разновидностях известково-силикатных пород доминирующей пелитовой фазой является монтмориллонит (см. табл. 2.1.1).

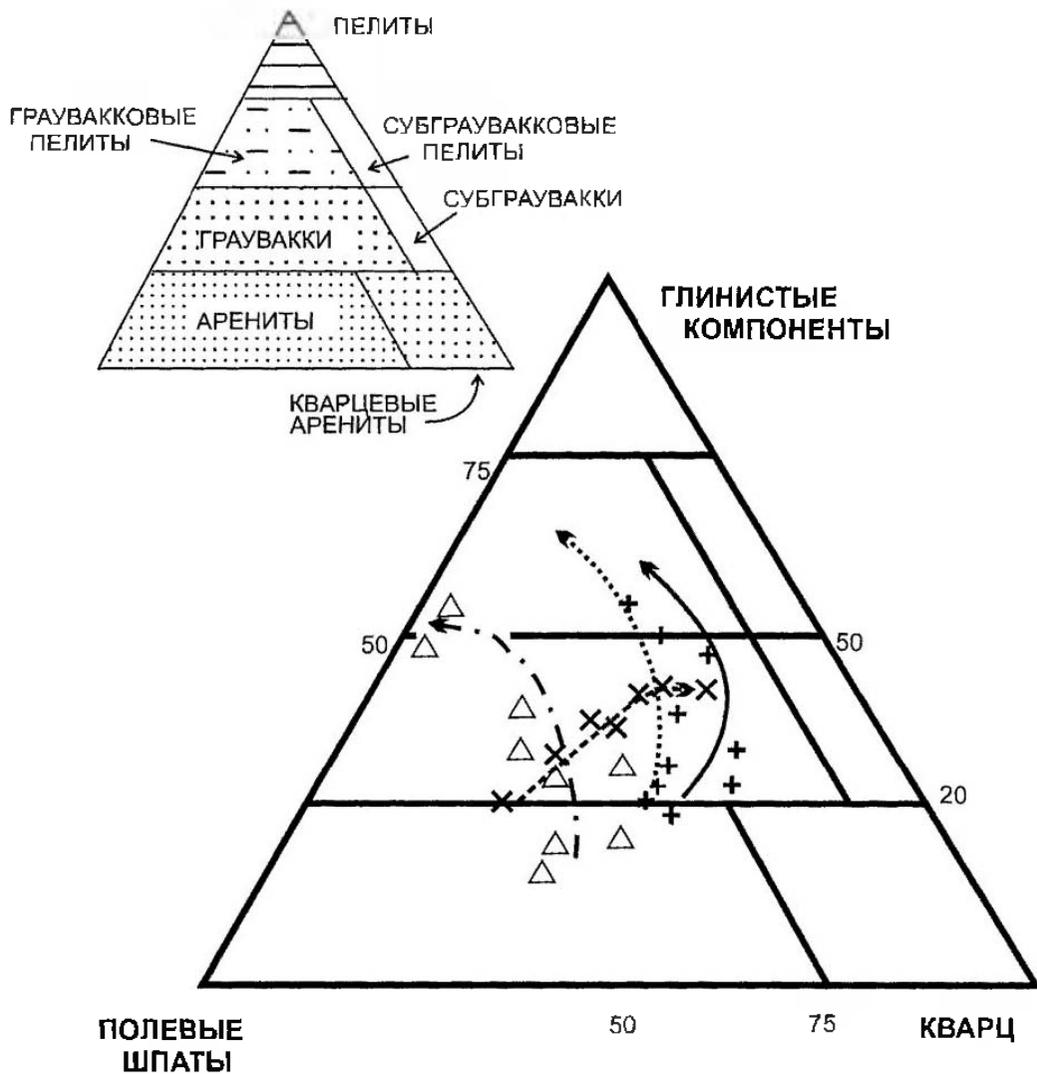
Существенное отличие средних составов метатерригенных и метакарбонатных пород вюрбюрской и хапчанской серий (рис. 2.1.13) свидетельствуют о разных источниках питания и отличающихся фациальных обстановках во время накопления исходных седиментогенных пород этих серий.

Седиментологическая интерпретация

Нанесение нормативных минеральных составов метатерригенных пород на диаграмму кварц – полевые шпаты – пелитовые минералы (рис. 2.1.14) показало, что большинство фигуративных точек попадают в поле граувакк. При этом все выделенные выше группы граувакк образуют собственные тренды. Так, граувакки хапчанской серии и вулканокластические граувакки вюрбюрской имеют тренды, примерно субпараллельные тренду граувакк генотипической местности (палеозой Верхнего Гарца), направленные в сторону уменьшения пелитовой и увеличения кластогенной составляющей. В последней относительная доля кварца постепенно возрастает от тонкозернистых (с низким содержанием SiO_2) к грубозернистым (с высоким содержанием SiO_2) разновидностям [Huckenholtz, 1963]. Тренд граувакк хапчанской серии смещен по отношению к тренду граувакк Верхнего Гарца в сторону обогащения кварцем, а тренд вулканокластических граувакк вюрбюрской – в сторону обогащения полевыми шпатами. Вулканокластические граувакки хапчанской серии образуют дискордантный тренд, отражающий уменьшение полевошпатовой составляющей по мере накопления пелитовой, при переходе от высокосиликатных к низкосиликатным составам. При постоянном отношении кварц/пелит последовательно уменьшается доля нормативного полевого шпата.

На диаграммах кластогенные – карбонатные – пелитовые компоненты (рис. 2.1.15) метатерригенные и метакарбонатные породы как вюрбюрской, так и хапчанской серии занимают обособленные области, что дает основание для выделения граувакковой и карбонатной серий.

Эти особенности могут быть объяснены следующим образом. Концентрация карбонатов в водах существовавших в раннем протерозое Вюрбюрского и Хапчанского бассейнов седиментации была достаточна для поддержания процессов карбонатакопления. Скорость накопления карбонатных осадков очень низка [Garrels, Mackenzie, 1971; Pettijohn, 1975], и, тем не менее, при спокойной тектонической обстановке в областях питания количество осаждаемого карбонатного материала превышало долю терригенной примеси, поступающей в то время из дистальных, дальних источников. Тектоническая активизация в областях питания приводила к лавинообразному поступлению в бассейны терригенного материала низкой степени зрелости (граувакк), который полностью подавлял карбо-



- + Составы граувакк Хапчанского пояса их тренд →
- × Вулканокластические граувакки Хапчанского пояса →
- △ Вулканокластические граувакки Вюрбюрского пояса →
- Тренд позднепалеозойских граувакк Верхнего Гарца [Huckenholz, 1963]

Рис. 2.1.14. Диаграмма полевые шпаты—глинистые минералы—кварц [Pettijohn et al., 1972, с изменениями по Розеп. Димрот, 1982] для MINLITH-нормативных минеральных составов метатерригенных пород палеопротерозоя Анабарского щита

натонакопление. Относительно редкая встречаемость низкосиликатных пород, отвечающих в граувакковых сериях тонкозернистым образованиям, представленным обычно внутрислоевыми аргиллит-алевролитами, свидетельствует о поступлении терригенного материала низкой степени зрелости из проксимальных, ближних источников.

В Вюрбюрском бассейне этот седиментогенез, по-видимому, сопровождался интенсивным вулканизмом мафического и фельзического составов, о чем свидетельствует смещение тренда нормативного минерального состава терригенных пород на диаграмме кварц – полевые шпаты – пелитовые минералы в полевошпатовую область (см. рис. 2.1.14), а также высокое содержание хлорита в пелитовой составляющей в граувакках и карбонатных породах (см. табл. 2.1.1). Присутствие нормативного кварца, возможно, частично обусловлено осаждением его из растворов, образование которых связано с процессами подводного вулканизма.

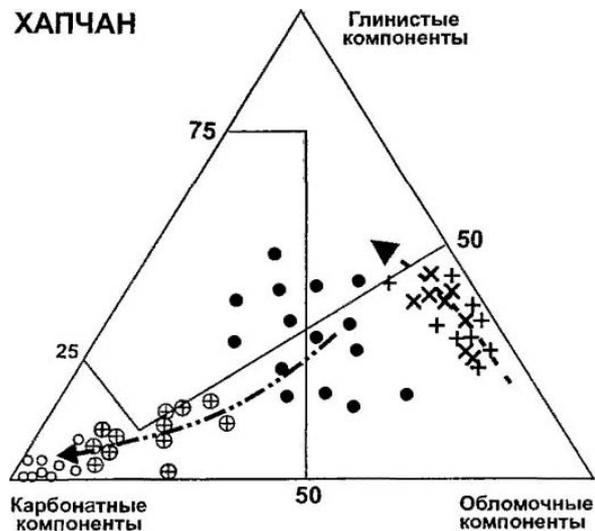
Карбонатонакопление, судя по многочисленным маломощным линзам в низах разреза вюрбюрской серии, протекало, скорее всего, в полузамкнутых бассейнах. Относительная изолированность бассейнов способствовала протеканию процессов эвапоритизации, что подтверждается аномально тяжелым изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = 7 - 10\%$, Розен и др., 1990). Набор пород и характер их чередования в разрезах позволяют предположить, что геодинамическая обстановка в Вюрбюрском бассейне была сходной с обстановками существующими на активных континентальных окраинах.

В Хапчанском бассейне осадконакопление, судя по более выдержанному характеру разрезов хапчанской серии, в составе которых присутствуют протяженные карбонатные горизонты, протекало в обстановках открытого моря на мелководном шельфе. Это подтверждается изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = -3 - 0.5\%$), сходным со значениями такового для морских карбонатов фанерозоя [Розен и др., 1990]. Присутствие оксидов железа в нормативном составе граувакк свидетельствует, скорее всего, о значительной зрелости терригенного материала, поступавшего в бассейн осадконакопления. Смещение тренда этих граувакк на диаграмме кварц – полевые шпаты – глинистые минералы в кварцевую область (см. рис. 2.1.14) подтверждает это предположение.

Вулканокластические граувакки хапчанского бассейна, имеющие ограниченное распространение, поступали из местных проксимальных источников при вулканических извержениях или эрозии вулканических построек, сложенных андезитами и дацитами, о чем свидетельствует расположение точек их низкосиликатных разновидностей в полевошпатовой области. При затухании этих вулканических процессов полевые шпаты уступают место пелитовым минералам (преимущественно монтмориллониту и хлориту, см. табл. 2.1.1) и кварцу, что отражено на положении точек высокосиликатных разновидностей (см. рис. 2.1.14).

Карбонатонакопление в Хапчанском бассейне происходило на фоне привноса в него терригенного материала большей степени зрелости из дистальных источников, что подтверждается трендом карбонатных пород на диаграмме кластогенные – пелитовые – карбонатные компоненты (см. рис. 2.1.15) и пре-

ХАПЧАН

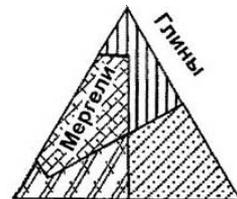


- Мраморы
- ⊕ Кальцифиры
- Известково-силикатные породы

ВЮРБЮР



- ⊕ Метаграувакки Халчанского пояса
- × Вулканокластические метаграувакки Халчанского пояса
- △ Вулканокластические метаграувакки Вюрбюрского пояса



Известняки, доломиты

Песчаники

Рис 2.1.15. Диаграмма карбонатные-глинистые-обломочные компоненты [Розен, Злобин, 1989] для MINLITH-нормативных минеральных составов палеопротерозойских отложений Анабарского щита

обладанием иллита в нормативном составе пелитовой составляющей (см. табл. 2.1.1). Большая доля исходных терригенно-карбонатных отложений (известково-силикатные породы) в разрезах хапчанской серии свидетельствует о существовании достаточно длительных периодов, связанных с относительно высоким стоянием областей питания, когда в бассейн осадконакопления поступала терригенная примесь в количестве, сопоставимом с осаждавшимися карбонатами. При нивелировании уровня областей сноса количество терригенной примеси резко сокращалось, и происходило накопление карбонатных осадков. Дистальные питающие провинции были представлены зрелой континентальной корой, которая не наблюдается на современном срезе. Это подтверждается характером распределения РЗЭ в кальцифирах [Злобин, 1988; Condie et al., 1991]. Набор пород и характер их чередования в разрезах подтверждают точку зрения о том, что формирование Хапчанского бассейна происходило в шельфовой обстановке, присущей пассивным окраинам континента [Condie et al., 1991; Zlobin et al., 2002].

Очевидно, что осадочные бассейны палеопротерозоя Анабарского щита, превращенные в складчатые пояса, формировались на континентальной коре разновозрастных террейнов в условиях мелководного шельфа в разное время и при различной тектонической активности. Наблюдаемые структуры – Вюрбюрский и Хапчанский складчатые пояса – несомненно отражают существование палеопротерозойских бассейнов седиментации, однако геометрия этих бассейнов пока не может быть восстановлена вследствие изоклинальной складчатости и шарьирования при коллизии террейнов в палеопротерозое, 2,0–1,9 млрд. лет назад.

Выводы. На основании вышеизложенного материала можно сделать следующие выводы.

1. В раннепротерозойское время в пределах фундамента северо-восточной части Сибирского кратона (в современной структуре) существовали два разобщенных во времени и в пространстве осадочных бассейна: Вюрбюрский и Хапчанский.

2. Осадконакопление в Вюрбюрском палеобассейне происходило в геодинамических обстановках, сходных с активными континентальными окраинами, на фоне интенсивного вулканизма. Области питания были представлены континентальной корой, сходной с архейской корой Далдынского террейна. Карбонатонакопление протекало в полузамкнутых эвапоритовых бассейнах.

3. В Хапчанском палеобассейне осадконакопление происходило в обстановках, отвечающих пассивным континентальным окраинам на морском шельфе. Области питания были сложены зрелой континентальной корой, не наблюдаемой на современном срезе, но вполне характерной для гранит-зеленокаменной области, залегающей в основании Биректинского террейна. При тектонической активизации накапливались граувакковые серии, при тектонических паузах происходило накопление карбонатных осадков.

4. Пространственное положение и распространение палеопротерозойских осадочных бассейнов установить полностью пока не представляется возможным вследствие деформаций при коллизии террейнов, на континентальной коре которых эти пояса залежали до начала аккреции Сибирского кратона.

2.2. Северо-восток Балтийского щита

Задачей данного раздела является выявление условий осадконакопления протолитов седиментогенных высокометаморфизованных пород ряда регионов северо-восточной части Балтийского щита. Используются петрохимические данные для MINLITH нормативных расчетов исходного (первичного) минерального состава, а также данные по распределению элементов-примесей. Рассматриваются также содержания органического вещества (ОВ) и урана в исходных отложениях изученных метаморфических толщ.

Беломорский складчатый пояс: Чупинский палеобассейн

Архейская кора в восточной части Балтийского щита представлена Карельским и Кольским тектоническими блоками и располагающимся между ними Беломорским гнейсовым поясом (БП, рис. 2.2.1А). Слагающие Беломорский пояс образования представлены беломорской серией архея, которая прослеживается на расстояние 600 км. Серия сложена высокометаморфизованными метаосадочными и метавулканогенными породами; была впервые выделена в качестве особой геологической формации В.М. Тимофеевым в 1935 году [Тимофеев, 1935]. В беломорской серии выделяются три свиты (снизу-вверх): керетская, хетоламбинская и чупинская [Геология Карелии, 1987] (рис. 2.2.1Б). Общая мощность серии, по данным разных авторов, колеблется в пределах 7–10 км [Шуркин и др., 1962].

Керетская свита, сложенная в основном лейкократовыми биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами, характеризуется сравнительной однородностью состава на больших площадях.

Вышележащая хетоламбинская свита представлена главным образом амфибол-содержащими породами: биотит-амфиболовыми, амфиболовыми, гранат-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, являющимися производными вулканогенных пород ультрамафит-мафитовой серии. Мощность свиты 2.5 км.

Чупинская свита сложена в основном гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми глиноземистыми гнейсами. Мощность свиты составляет примерно 2.5 км. Породы чупинской свиты прослеживаются в северо-западном направлении по территории Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова на расстояние 250 км (см. рис. 2.2.1). По данным Е.В. Бибиковой с коллегами [1997], ранний метаморфизм отложений чупинской свиты, с образованием глиноземистых гнейсов, проходил 2860(60 млн. лет назад, а возраст пород – источников сноса не превышал 3.00 млрд. лет, то есть исходные отложения глиноземистых гнейсов сформировались в интервале от 3.00 до 2.86 млрд. лет тому назад.

Большинство исследователей всегда считало высокометаморфизованные (амфиболитовая фация метаморфизма) глиноземистые гнейсы чупинской свиты производными первично-осадочных пород: глинистых, песчано-глинистых отложений терригенной формации [Мишарев и др., 1960; Шуркин и др., 1962 и др.]. Дальнейшие, более детальные, исследования показали, что первичными отложе-

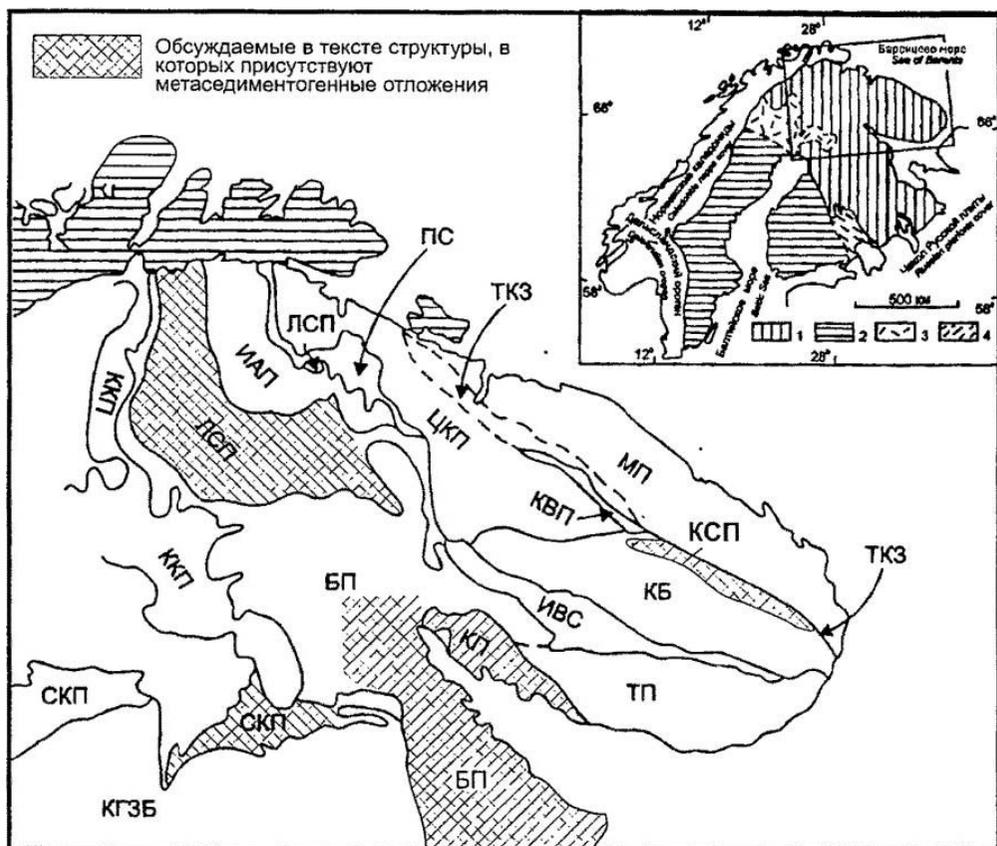


Рис. 2.2.1. Обзорные карты районов исследований

А. Схема районирования раннедокембрических структур северо-востока Балтийского щита [Минц и др., 1996].

Позднеархейские структуры: МП – Мурманский гранит-мигматитовый пояс, ЦКП – Центрально-Кольский гранулитогнейсовый пояс, КБ – Кейвский блок сложного строения, КСП – Кейвский сланцевый пояс, БП – Беломорский гнейсовый пояс, КГЗБ – Карельский гранит-зеленокаменный блок (гранит-зеленокаменная область), ТКЗ – Титовско-Кейвская зона сложного строения, КВП – зеленокаменный пояс Калмозеро-Воронья. Раннепротерозойские структуры, осадочно-вулканогенные пояса: Печенга – Имандра – Варзугский, образованный ПС – Печенгской и ИВС – Имандра-Варзугской структурами. СКП – Северо-Карельский, ККП – Карасёк-Куолаярвинский; Лапландско-Коввилький гранулитогнейсовый пояс включающий: ЛСП – Лапландско-Сальнотундровский и КП – Кандавакка-Коввилький пояса. Пояса, образованные сложным сочетанием позднеархейских амфиболито-гнейсов и раннепротерозойских гранитоидов: ИАП – Ишари-Аллареченский, ТП – Терский.

Врезка: 1 – позднеархейская кора, пераппомерно преобразованная в раннем протерозое, с включениями раннепротерозойской коры внутриконтинентальных орогенов, 2 – раннепротерозойская кора; 3–4 – позднеархейская кора, перекрытая в раннем протерозое: 3 – окраинно-континентальными вулканитами, 4 – тектоническими покровами, образованными аккреционными комплексами

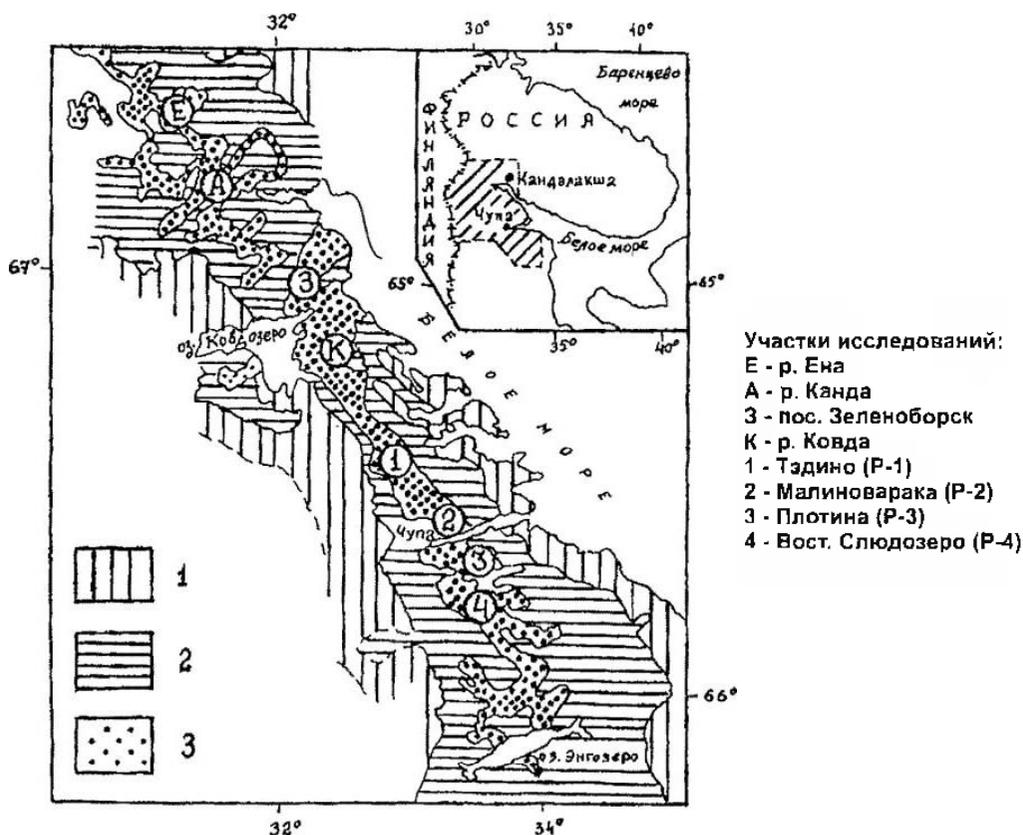


Рис. 2.2.1 (продолжение).

Б. Схематическая геологическая карта Беломорского складчатого пояса [Мишаев и др., 1960]

1–4. Свиты беломорской серии: 1 – керетская, 2 – кетоламбическая, 3 – чупинская. Е – К – участки работ автора, P-1 – P-4 [Ручьев, 2000]

ниями глиноземистых гнейсов чупинской свиты были преимущественно слабо сортированные и незрелые метаграувакки [Ручьев, 2000; Мыскова и др., 2000].

Среди первично-осадочных образований раннего докембрия метатерригенные отложения играют значимую роль, являясь важной составляющей кристаллического основания древних щитов и важным источником информации о составе, происхождении и эволюции континентальной коры. При этом терригенные породы были, по-видимому, первыми на Земле седиментогенными отложениями. Кроме того, с метатерригенными породами докембрия связан ряд крупных месторождений Au, U, Cu, Fe, Pb, Zn и других важных полезных ископаемых. С глиноземистыми гнейсами Беломорского пояса связаны месторождения абразивного сырья, керамических и слюдоносных пегматитов. Именно благодаря этим месторождениям слюдоносных пегматитов белая слюда и получила название мусковит от итальянского названия Москвы – Муска, так как раньше большие листы этой слюды под названием «московское стекло» вывозилось на запад через Москву.

В последние годы глиноземистые гнейсы чупинской свиты изучались геологами Петрозаводска и Санкт-Петербурга в южной (северо-карельской) части полосы их развития (участки 1–4 [Ручьев, 2000; Мыскова и др., 2000]), автором же были исследованы более северные (кольские) участки чупинской свиты (участки Е–К, см. рис. 2.2.1Б).

Глиноземистые гнейсы чупинской свиты. *Петрохимические данные и MINLITH-нормативный минеральный состав пород.* Глиноземистые гнейсы представляют собой ржаво-бурые с поверхности (последствия окисления сульфидов Fe) и серые в свежем сколе породы с лепидобластовой, лепидогранобластовой или порфириковой структурой. Они состоят из кварца, плагиоклаза (олигоклаз, олигоклаз-андезин), биотита, граната, реже кианита. Акцессорные минералы представлены цирконом, рутилом, апатитом, ортитом, сульфидами Fe (пирротин, пирит). Характерным минералом является графит [Шуркин и др., 1962; Сафронов, 1976 и др.]. Наиболее часто чешуйки графита (от долей мм до первых мм), ассоциируют с лейстами биотита, реже встречаются в зернах граната и кристаллах кианита, иногда наблюдаются сростания графита с сульфидами. По данным химических анализов, количество $C_{\text{орг}}$ в исследованных гнейсах колеблется в пределах 0.03–0.33% [Сафронов, 1976].

Характерной особенностью химического состава гнейсов чупинской свиты являются повышенные содержания FeO относительно Fe_2O_3 , превышение количества Na_2O над K_2O и MgO над CaO (табл. 2.2.1), что свойственно именно граувакковым отложениям.

Это подтверждается и расположением фигуративных точек исследованных пород на диагностических петрохимических диаграммах (рис. 2.2.2А, Б), где они ложатся только в поля граувакк, то есть пород невысокой степени зрелости, что согласуется с выводами предыдущих авторов [Ручьев, 2000; Мыскина и др., 2000]. О слабо дифференцированных отложениях говорят и значения некоторых индикаторных отношений (модуль: Al_2O_3/SiO_2 , Al_2O_3/Na_2O и K_2O/Na_2O) (см. табл. 2.2.2); значения алюмокремниевого модуля довольно близки к значению для граувакк, а значения величин натриевого модуля (4.7–6.6) отвечают, по данным [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], именно архейским метаграуваккам (4–6), производным химически незрелых, слабо выветрелых отложений; о низкой интенсивности химического выветривания свидетельствуют и значения величин отношения $(Na_2O+K_2O):Al_2O_3$ (всегда меньше 1), а также значения индекса выветривания CIA (см. табл. 2.2.2).

Для реконструкции исходного минерального состава глиноземистых гнейсов чупинской свиты использован пересчет по программе MINLITH. Проведенные пересчеты силикатных анализов глиноземистых гнейсов показали (табл. 2.2.3), что в обломочной части исходных отложений преобладал кварц, но и количество кислого плагиоклаза, в общем-то, не сильно отличается от количества кварца. В то же время содержания калиевого полевого шпата, по-видимому, было незначительное, а часто он вообще отсутствовал, что свидетельствует о его дефиците в породах областей сноса. Возможно, что области сноса были представлены в основном породами типа базальтов, андезитов, дацитов или тоналитов.

**Средние химические составы и пределы колебаний содержаний компонентов в глиземистых гнейсах
чупинской свиты беломорской серии (% мас.)**

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
E(8)	<u>57.42–75.35</u> 64.67	<u>0.42–0.98</u> 0.77	<u>11.99–19.12</u> 15.93	<u>1.01–3.75</u> 2.48	<u>2.21–6.30</u> 4.59	<u>0.02–0.14</u> 0.08	<u>2.13–4.43</u> 3.47	<u>1.71–2.89</u> 2.44	<u>1.77–3.03</u> 2.53	<u>1.42–2.57</u> 2.13	<u>0.03–0.07</u> 0.045
A(8)	<u>59.79–67.48</u> 63.74	<u>0.41–0.85</u> 0.71	<u>13.78–20.20</u> 16.11	<u>1.09–2.37</u> 1.71	<u>3.12–7.31</u> 5.07	<u>0.06–0.11</u> 0.08	<u>1.94–1.24</u> 3.34	<u>2.04–5.51</u> 3.10	<u>1.90–3.28</u> 2.56	<u>1.73–2.44</u> 2.12	<u>0.05–0.27</u> 0.10
З(15)	<u>57.56–67.72</u> 63.03	<u>0.63–1.02</u> 0.78	<u>13.80–18.23</u> 15.70	<u>0.44–3.10</u> 1.48	<u>3.78–8.30</u> 5.70	<u>0.05–0.11</u> 0.08	<u>3.03–5.14</u> 3.79	<u>1.73–3.79</u> 2.87	<u>2.25–3.93</u> 2.96	<u>1.36–3.15</u> 2.51	<u>0.09–0.27</u> 0.16
К(5)	<u>54.83–68.19</u> 63.05	<u>0.68–0.85</u> 0.47	<u>13.92–21.53</u> 17.11	<u>0.31–1.93</u> 1.08	<u>4.67–7.12</u> 5.42	<u>0.07–0.11</u> 0.09	<u>2.78–1.04</u> 3.32	<u>2.19–3.20</u> 2.88	<u>1.90–3.47</u> 2.76	<u>1.51–2.71</u> 2.12	<u>0.04–0.09</u> 0.07
P-1(15)	64.82	0.88	15.70	0.89	4.88	0.07	3.42	3.07	3.19	1.93	—
P-2(10)	66.69	0.58	14.98	0.68	4.94	0.09	3.01	2.28	3.21	2.04	—
P-3(10)	66.24	0.78	14.81	0.79	5.77	0.09	2.86	2.77	3.12	1.10	—
P-4(16)	65.25	0.54	14.96	1.14	6.01	0.09	2.89	2.96	3.06	1.65	—

В скобках – количество образцов, использованных для вычисления среднего.

Участки опробования: E – район р. Ева; A – район р. Канда; З – район пос. Зеленоборский; К – район р. Ковда P-1 – Тадино; P-2 – Малиноварака; P-3 – Плотина; P-4 – Восточнослюдозеро, E-К – данные В.Т. Сафронова; P-1–P-4 – данные М.А. Ручьева [2000]. В числителе – интервалы колебаний, в знаменателе – средние содержания

Индикаторные отношения в глиноземистых гнейсах чупинской свиты беломорской серии

	$Al_2O_3:SiO_2$	$TiO_2:Al_2O_3$	$(Na_2O+K_2O):Al_2O_3$	$Al_2O_3:Na_2O$	Fe+Mn:Ti	Al:(Al+Fe+Mn)	СИА	$K_2O:Na_2O$
Данные автора								
Е	0.16–0.330.25	0.035–0.0540.048	0.24–0.410.30	4.5–9.26.3	9–14	0.57–0.72	54–6559	0.84
А	0.20–0.340.25	0.029–0.0540.044	0.22–0.340.30	5.0–9.46.3	10–14	0.57–0.68	46–6757	0.83
З	0.21–0.310.25	0.042–0.0620.049	0.29–0.440.35	4.1–6.75.3	9–17	0.55–0.66	52–5955	0.85
К	0.20–0.370.27	0.039–0.0510.045	0.19–0.360.29	4.8–11.36.6	10–12	0.60–0.68	54–6959	0.77
Данные А. М. Ручьева [2000]								
Р-1	0.24	0.056	0.33	4.9	8.4	0.65	55	0.61
Р-2	0.22	0.039	0.35	4.7	12.5	0.64	56	0.64
Р-3	0.22	0.053	0.28	4.7	10.9	0.61	57	0.35
Р-4	0.23	0.036	0.31	4.9	17.3	0.59	55	0.54
	Песчаники – (0.07–0.20) Граувакки ≈ 0.23 Глины >0.27	Бз – 0.10 Ан – 0.07 Гд – 0.05 Гр – 0.02	К – связан с глинами, значение < 0.5 К – связан с калишплатом, значение > 0.5	Низкая < 30 Граувакки 4 – 6	Гидротермальный прирост: > 25 < 0.4	Неизменные породы. ≈ 50; сильно изменные ≈ 100		

В числителе – интервалы колебаний, в знаменателе – средние значения. Бз – базиты, Ан – андезиты, Гд – гранодiorиты, Гр – граниты.

Названия Е – К и Р-1 – Р-4 разъяснены в таблице 2.2.1

В глинистой составляющей исходных отложений, вероятно, преобладали щелочно-глиноземистые глины, главным образом гидрослюда, и в меньшей мере смектиты (нормативный монтмориллонит, см. табл. 2.2.3). Хлорит также иногда составлял значительную долю глинистого компонента осадка. Нормативные составы хлоритов исходных отложений, рассчитанные по методике [Розен, 1976] (при железистости пород $f=0.44-0.59$), имеют следующие формулы: при $f=0.44$ $(Mg_{0.63}Fe^{2+}_{0.37})_3(Fe^{3+}_{1.78}Al_{1.22})_3(Al_{1.26}Si_{2.74})_4O_{10}(OH)_8$, при $f=0.59$ $(Mg_{1.09}Fe^{2+}_{1.01})_3(Fe^{3+}Al_{1.27})_3(Al_{1.30}Si_{2.70})_4O_{10}(OH)_8$. Таким образом, по этим данным, нормативные хлориты относятся по классификации [Годовиков, 1975] к магнезиально-железистым разновидностям хлоритов типа рипидолита ($f=0.44$) и переходным разновидностям от прохлорита к рипидолиту ($f=0.59$), характерным для граувакк, полимиктовых песчаников и глин. Постоянное присутствие в исходных отложениях гетита, хотя и в небольших количествах, магнезиально-железистого хлорита, смектита, говорят о породах среднего-основного состава в областях сноса, поставивших материал в палеобассейн седиментации.

В виде небольшой примеси в исходных отложениях, видимо, присутствовали карбонатные минералы (кальцит, доломит, анкерит) (см. табл. 2.2.3) – характерные минералы матрикса граувакк фанерозоя.

На классификационном треугольнике терригенных пород фигуративные точки глиноземистых гнейсов почти все ложатся в поле граувакк (рис. 2.2.3). При этом в большинстве своем фигуративные точки гнейсов находятся на линии вариационного тренда граувакк палеозоя генотипической местности Верхнего Гарца Германии, или в непосредственной близости от него, и только небольшая часть точек находится на удалении от этого тренда.

Можно заметить, что значения величин двух индикаторных отношений (TiO_2/Al_2O_3 и $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$) (см. табл. 2.2.2) подтверждают данные литохимических пересчетов (см. табл. 2.2.3). Так, значения величин коэффициента Миддлтона (щелочной модуль) указывают, что калий был связан с глинистым веществом (нормативная гидрослюда табл. 2.2.3), а не с калиевыми полевыми шпатами, которых в исходных отложениях практически не было (см. табл. 2.2.3). Значения титанового модуля свидетельствуют, что области сноса были представлены в основном породами среднего состава (дицит, гранодиорит).

Одной из особенностей исследованных пород чупинской свиты является то, что значения величин двух индикаторных модулей: $(Fe+Mn)/Ti$ П.М.Страхова [1976] и $Al/(Al+Fe+Mn)$ К.Бестрёма [Bostrom, Peterson, 1969] всегда лежат в пределах «чисто» литогенных величин (см. табл. 2.2.2), то есть значения этих модулей указывают на отсутствие привноса в палеобассейн осадконакопления экзотично гидротермального материала в период формирования исходных отложений чупинской свиты. В какой-то мере это подтверждается и значениями коэффициента Миддлтона (щелочной модуль) (см. табл. 2.2.2), которые лежат в пределах, отвечающих значениям величин обычных терригенных пород фанерозоя.

Таким образом, исходными отложениями глиноземистых гнейсов чупинской свиты, по-видимому, были незрелые и слабо дифференцированные метатерригенные отложения (метаграувакки), а основными поставщиками материала в палеобассейн седиментации – мафические и средние по составу породы.

Нормативно-минеральный состав исходных отложений глиноземистых гнейсов

Компоненты		Глиноземистые гнейсы							
Минеральные группы	Минералы	Е (8)	А (8)	З(15)	К (5)	Р-1 (15)	Р-2 (10)	Р-3 (10)	Р-4 (16)
		1	2	3	4	5	6	7	8
Обломочная	Q	34.07	31.10	29.45	26.88	27.15	35.05	32.64	29.09
	PL	23.13	22.66	28.14	22.81	26.06	30.85	27.38	23.58
	OR	0.47	—	1.28	—	—	—	—	—
	Сумма	57.67	53.76	58.87	59.69	53.24	65.90	60.02	52.67
Глинистая	ILL	16.41	16.97	18.84	17.36	15.02	16.14	9.12	13.10
	MM	3.05	5.98	0.32	11.58	15.41	—	7.35	17.99
	CHL	15.39	13.55	7.65	11.22	—	9.05	17.22	—
	SRP	0.24	—	2.23	0.19	1.39	—	—	0.19
	Сумма	35.09	36.50	29.04	40.35	31.82	25.19	33.69	31.28
Оксидная	GT	1.06	0.82	4.18	1.81	5.58	2.39	—	7.19
	PRL	—	0.01	0.01	0.04	—	0.09	—	0.09
	Сумма	1.06	0.83	4.19	1.85	5.58	2.48	—	7.28
Карбонатная	CC	1.74	1.28	0.54	1.44	—	—	2.84	—
	DL	2.33	3.04	5.38	3.33	8.48	5.47	—	8.23
	ANK	1.22	3.55	0.75	2.29	—	0.36	2.54	—
	RCH	0.06	0.05	0.02	0.02	—	—	0.12	—
	Сумма	5.35	7.92	6.69	7.08	8.48	5.83	5.50	8.23
Минераль Ti, P и др.		0.83	0.99	1.21	1.03	0.88	0.60	0.79	0.54

Цифры в скобках – количество анализов. Исходные отложения: 1–2 – песчаники (граувакки) с хлорит- гидрослюдистым матриксом; 3 – песчаники (граувакки) с гидрослюдистым матриксом; 4 – песчаники (граувакки) с хлорит- монтмориллонит- гидрослюдистым матриксом; 5 – песчаники (граувакки) с гидрослюдисто - монтмориллонитовым матриксом; 6 – песчаники (граувакки) с хлорит-гидрослюдистым матриксом; 7 – песчаники (граувакки) с гидрослюдисто-хлоритовым матриксом; 8 – песчаники (граувакки) с гидрослюдисто-монтмориллонитовым матриксом

По классификации граувакк [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] метаграувакки чупинской свиты ($Q=26-35\%$, $SiO_2=54-67\%$, $K_2O/Na_2O < 1$) (см. табл. 2.2.1, 2.2.3) относятся к грауваккам с промежуточным содержанием кварца, характерным для отложений активных континентальных окраин. При этом наблюдаемые в изученных гнейсах высокие содержания $FeO_{общ}+MgO$ (8.56–10.82%) характерны именно для архейских (докембрийских) метаграувакк (всегда $> 8\%$ и обычно $> 10\%$), в то время как в фанерозойских граувакках эта сумма ($FeO_{общ}+MgO$) не превышает 7%.

Распределение элементов-примесей. Характерной особенностью глиноземистых гнейсов являются повышенные содержания ряда малых элементов сидерофильной группы: Cr , Ni , Co , Sc , V – как относительно граувакк, так и некоторых пород среднего состава (табл. 2.2.4). Особенно это относится к Cr , содержания которого превышают содержания Cr даже в магматических породах основного состава (мафитах) и, по-видимому, явно свидетельствуют о примеси материала ультраосновных пород в исходных отложениях. Что касается Ni и Co , то они также содержатся в повышенных количествах (см. табл. 2.2.4), хотя и не в таких размерах, как Cr , причем повышенные количества их в большей степени присущи глиноземистым гнейсам северо-карельской части чупинской свиты. И, судя по содержаниям этих микроэлементов, также можно предположить, что в исходных отложениях присутствовал материал ультраосновного состава.

Содержания V , Cu , Zn , Mo , Sc , Y близки к содержаниям этих микроэлементов в мафитах и андезитах (см. табл. 2.2.4), причем северо-карельские участки чупинских гнейсов более обогащены Cu , чем Кольские. По содержаниям таких элементов, как Fe , Al , Ti , глиноземистые гнейсы отвечают концентрациям этих элементов в дацитах (гранодиоритах) и андезитах, причем между содержаниями Al и Ti в гнейсах отмечается слабая корреляционная зависимость (см. рис. 2.2.2В), а сильно выраженная корреляция между этими элементами характерна, по данным А.А. Мигдисова (1960), для высокозрелых, высокодифференцированных отложений. Поэтому слабая взаимосвязь между Al и Ti в изученных гнейсах может указывать на невысокую зрелость исходного материала, подтверждая их граувакковую природу.

Галлий (Ga) – микроэлемент, который также, как и Ti , в высокозрелых осадочных породах тесно связан с Al [Борисенок, 1971], что в незначительной степени отмечается и в глиноземистых гнейсах Кольской части чупинской свиты (см. рис. 2.2.2В). Средние содержания Ga довольно близки к его содержаниям в фельзитических и средних породах и в архейских метаграувакках (см. табл. 2.2.4).

Содержания *свинца (Pb)*, как и ранее упомянутых Ni , Co , Cu , выше в гнейсах северо-карельских участков (см. табл. 2.2.4). Если в гнейсах Кольских участков количество Pb наиболее близко к содержаниям его в мафитах и андезитах (6–11 г/т), то в северо-карельских участках соответствует его содержанию в гранодиоритах (15 г/т).

Стронций (Sr) в осадочных породах тесно связан с монтмориллонитовыми (смектитовыми) глинами, а одним из концентраторов Sr являются полевые шпаты: в плагиоклазах – 1800 г/т, в калиевых полевых шпатах – 1500 г/т [Иванов, 1994]. И в изученных гнейсах наблюдается зависимость содержаний Sr от сум-

Средние содержания микроэлементов в глиноземистых гнейсах чулинской свиты беломорской серии

	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Mo	Pb	Ga	Y	Zr	Rb	Sr	Ba	Sc	Al	Fe	Ti	n
Данные автора																			
Е	225	43	12	113	33	85	0.9	10	21	12	163	57	173	403	—	8.43	5.30	0.46	8
А	325	42	17	171	26	83	1.3	8	23	13	136	66	220	490	—	8.52	5.14	0.43	8
З	321	80	22	143	41	118	1.5	8	23	17	219	117	197	410	—	8.31	5.47	0.46	15
К	341	53	18	174	27	116	1.4	8	22	14	129	80	257	423	—	9.05	4.97	0.46	5
Данные А.М. Ручьева [2000]																			
Р-1	218	—	—	99	—	—	—	13	—	15	117	75	311	482	19	8.31	4.41	0.53	15
Р-2	307	122	27	236	84	97	—	17	—	13	112	73	174	315	24	7.93	4.31	0.35	10
Р-3	261	246	51	132	168	85	—	15	—	17	199	38	182	613	40	7.84	5.04	0.47	10
Р-4	265	145	30	153	84	90	—	15	—	12	95	68	238	315	14	7.92	5.47	0.32	16
Сравнительные данные																			
I	145	59	—	116	46	72	—	—	20	17	130	50	357	418	—	8.17	4.62	0.34	—
II	50	4	23	67	45	60	—	—	14	30	450	80	200	380	10	7.15	3.86	0.38	—
Бз	180	140	48	240	92	110	1.4	6	16	23	130	37	460	290	30	8.22	8.56	1.07	—
Ал	54	41	14	140	45	74	1	11	18	25	170	80	410	410	18	8.95	5.36	0.61	—
Гд	22	16	78	90	29	59	1	15	18	36	140	120	440	560	13	8.33	3.07	0.46	—
Гр	5.6	3.5	1	38	10	39	1.5	19	18	50	180	180	150	750	6.5	7.27	1.56	0.16	—

I – I граввакки, I – архей Канады [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], II – фанерозой [Овчинников, 1990]; Бз, Ал, Гд, Гр – соответственно базиты, алдзиты, гранодиориты, граниты [Овчинников, 1990].

n – количество проанализированных проб. Содержания Cr – Sc в г/т, Al – Ti в % мас.

Названия участков опробования Е – К и Р-1 – Р-4 и другие сведения приведены в таблицах 2.2.1 и 2.2.2

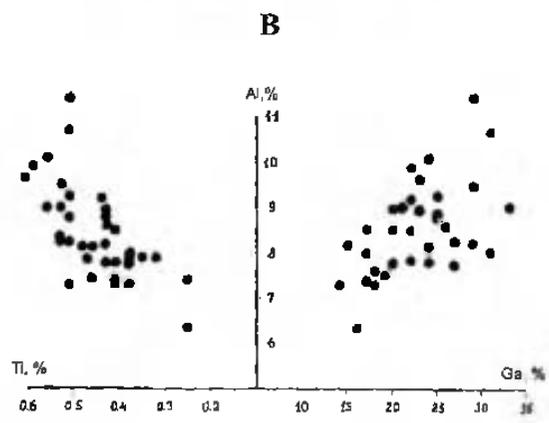
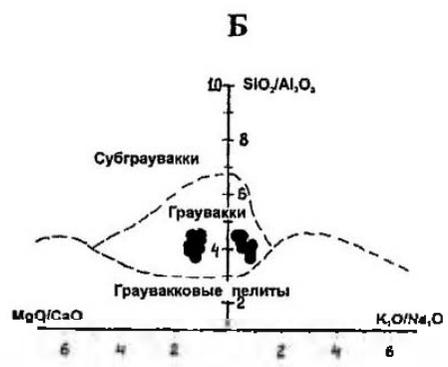
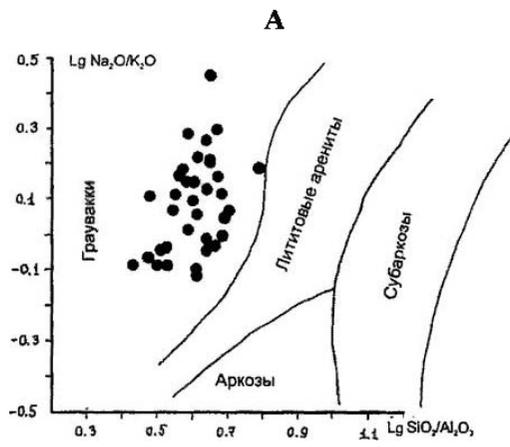


Рис. 2.2.2. Диаграммы соотношений химических элементов в глиноземистых гнейсах чушинской свиты

- А. $\lg \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \lg \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [Pettijohn et al., 1973].
- Б. $\text{MgO}/\text{CaO} - \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [Розен, 1993].
- В. Ti - Al - Ga



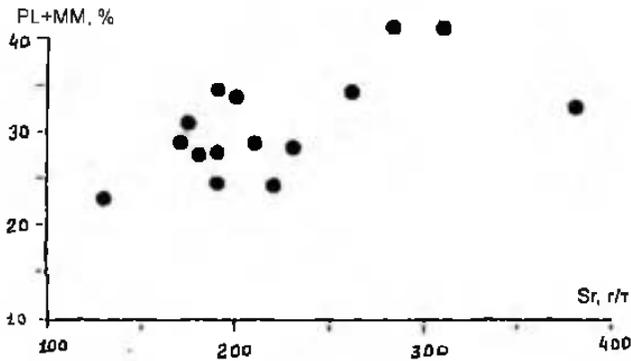
Рис. 2.2.3. Диаграмма полевошпатовые-пелитовые-кварцевые MINLITH-нормативные компоненты [Pettijohn et al., 1972, Розен, Димрот, 1982] для протолитов глиноземистых гнейсов

марного содержания нормативных монтмориллонитовых глин и плагиоклазов (см. табл. 2.2.3, 2.2.4) (рис. 2.2.4А). Средние содержания Sr в гнейсах отвечают его содержаниям в граувакках фанерозоя.

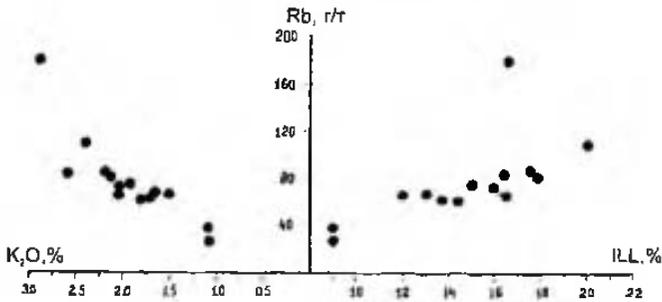
Рубидий (Rb) является микроэлементом, геохимически тесно связанным с калием и максимальные его содержания характерны для гидрослюдистых глин – 980 г/т [Кременецкий и др., 1980] и калиевых полевых шпатов. И в исследованных породах отмечается корреляция Rb с K_2O и нормативной гидрослюдой (рис. 2.2.4Б) (см. табл. 2.2.3, 2.2.4). В меньшей мере Rb сорбируется монтмориллонитовыми (сметкитовыми) глинами, а полиминеральная смесь глин также содержит значимые концентрации Rb (140 г/т) [Кременецкий и др., 1980]. Этим, по-видимому, можно объяснить значительные содержания Rb в некоторых гнейсах, где количество K_2O (и соответственно гидрослюд) сравнительно невелико (см. табл. 2.2.3, 2.2.4).

Барий (Ba), как известно, также геохимически связан с калием, то есть с гидрослюдистыми глинами и калиевыми полевыми шпатами. Максимальные содержания Ba отмечаются в калиевых полевых шпатах (5000 г/т), в меньшей мере в биотитах (1400 г/т), плагиоклазах (900 г/т) и монтмориллонитовых (сметкитовых) глинах [Иванов, 1994]. Но в изученных глиноземистых гнейсах чупинской свиты не отмечается какой-либо корреляционной зависимости Ba с K_2O , нормативной гидрослюдой и плагиоклазами (рис. 2.2.4В, табл. 2.2.1, 2.2.3, 2.2.4). Возможно, это объясняется слабой дифференцированностью исходных отложений.

А



Б



В

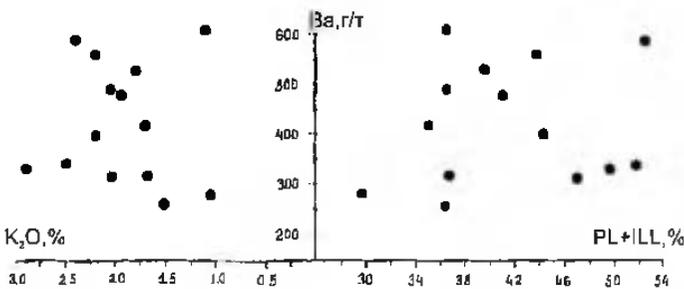


Рис. 2.2.4. Диаграммы соотношений химических элементов с MINLITH-нормативными минералами для глиноземистых гнейсов

А. PL+MM – Sr Б. K₂O – Rb – JLL

В. K₂O – Ba – PL+JLL

Содержание Li в глиноземистых гнейсах чупицкой свиты
беломорской серии и осадочных породах фанерозоя

Участки	n	Li, г/т	Al, %	Fe _{общ} , %	Fe ²⁺ , %	Mg, %
P-1	15	19	8.31	4.41	0.62	2.06
P-2	10.00	54.00	7.93	4.31	0.48	1.82
P-3	10.00	30.00	7.84	5.04	0.55	1.73
P-4	16.00	39.00	7.92	5.47	0.80	1.74
Осадочные породы фанерозоя [Олчинников, 1990]						
Граувакки		51	7.15	3.86	—	1.27
Песчаники		20	2.63	1.59	—	0.7
Глинистые сланцы		51	7.72	4.42	—	1.5

n – количество проанализированных проб, остальные разъяснения в таблицах 2.2.1, 2.2.2

Литий (Li). Характерной особенностью распределения Li в гнейсах северо-карельской части свиты являются пониженные его содержания в породах участка P-1 (Тэдино) относительно других изученных участков (табл. 2.2.5) [Ручьев, 2000]. Как известно, Li больше концентрируется в глинистых сланцах, чем в песчаных отложениях. Минералами-концентраторами Li являются амфибол, пироксен, слюды, каолинит, то есть магнезиально-железистые и алюмосиликатные минералы, что объясняется близостью ионных радиусов ряда элементов (Li – 0.68Å, Mg²⁺ – 0.74Å, Al³⁺ – 0.57Å, Fe²⁺ – 0.80Å). Но в гнейсах участка P-1 отмечается не прямая, а обратная зависимость содержаний Li от этих элементов, и в то же время наблюдается прямая корреляция Li с содержаниями Cr, V (см. табл. 2.2.4 и 5). И данные литохимических пересчетов (см. табл. 2.2.3) также не выявляют каких-либо связей содержаний Li с минералами исходных отложений. Таким образом, пока не удается объяснить характер распределения Li в изученных гнейсах чупицкой свиты. Однако можно заметить, что содержания Li в гнейсах участка P-1 (19 г/т) отвечают содержанию Li в породах верхней континентальной коры (20 г/т) и гранат биотитовых гнейсах слодянской, ольхонской и амгинской серий Прибайкалья: в среднем от 18 г/т (по 9 пробам) до 22 г/т (по 12 пробам) [Петрова, Макрыгина, 1994]. В то же время повышенные количества Li в гнейсах участка P-2 (Малиноварака) – 54 г/т, сопоставимы с содержаниями Li в граувакках фанерозоя (см. табл. 2.2.5) и относительно близки к среднему содержанию Li в верхнепротерозойских метаграувакках Хамар-Дабана – 42 г/т (по 23 пробам) [Петрова, Макрыгина, 1994].

Торий (Th), наряду с La, Zr, Sc, Nb и некоторыми другими микроэлементами, является инертным элементом при процессах литогенеза и метаморфизма, в то время как содержания U заметно снижаются при увеличении степени метаморфизма [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. В глиноземистых гнейсах чупицкой свиты северо-карельской части Беломорского пояса были определены средние содержа-

Содержания Th, Zr в глиноземистых гнейсах чупинской свиты
и U в осадочных породах фанерозоя и исходных отложениях, г/т

Участки	n	Th	Zr	Th/U*	U**
P-1	15	8	117	4.3–5.2	1.54–1.86
P-2	10	8	112		1.54–1.86
P-3	10	14	199		2.69–3.26
P-4	16	10	95		1.92–2.33
Осадочные породы фанерозоя [Тейлор и др., 1988; Овчинников, 1990].					
Граувакки		6.9–16.1	112–450	—	1.3–3.0
Песчаники		1.7–1.9	220	3.8–4.2	0.45
Глинистые сланцы		12.0	160–170	3.2	3.7

*значения отношения Th/U в фанерозойских граувакках с промежуточным содержанием кварца [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

** – возможные (рассчитанные) содержания U в исходных отложениях глиноземистых гнейсов.

n – количество проанализированных проб.

Названия участков (P-1 – P-4) и остальные разъяснения в таблицах 2.2.1, 2.2.2

ния Th для каждого изученного участка (табл. 2.2.6) [Ручьев, 2000]. При этом значительная часть Th в гнейсах, по-видимому, содержится в цирконе, о чем свидетельствует связь концентраций Th с содержанием Zr в трех исследованных участках. Отсутствие такой корреляции в породах самого южного участка (P-4), возможно, объясняется присутствием в гнейсах этого участка повышенных количеств, относительно других участков, таких концентраторов Th, как ортит и апатит, при небольших содержаниях циркона (см. табл. 2.2.6). Исходя из этих данных и значений величин отношения Th/U в фанерозойских граувакках с промежуточным содержанием кварца, получаем следующие, возможные, концентрации U в исходных отложениях (см. табл. 2.2.6). При этом полученные нами значения содержаний U соответствуют содержаниям U в граувакках фанерозоя (см. табл. 2.2.6).

Довольно часто более полную информацию об исходных отложениях и о породах областей сноса могут дать не только величины содержаний ряда элементов, но и их отношения. Так, значения отношений Cr/Ti (0.041–0.083), Cr/V (1.30–2.24) в изученных гнейсах явно указывают на обогащенность данных пород именно Cr как относительно граувакк архея (Cr/Ti=0.035–0.059; Cr/V=(1.12–1.57), так и фанерозоя (Cr/Ti 0.011–0.018; Cr/V=0.35–0.63), а также мафитов (Cr/Ti=0.017; Cr/V=0.75) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Овчинников, 1990]. Такие значения величин этих отношений указывают на примесь в исходных отложениях материала ультраосновных пород, о чем ранее уже говорилось.

Значения отношений ряда других микроэлементов – La/Sc (1.5–1.7) и La/Th (2.3–3.5), рассчитанные по данным [Ручьев, 2000] для двух участков (P-1 и P-4), точно ложатся в пределы колебаний этих отношений для фанерозойских граувакк с промежуточным содержанием кварца (La/Sc= 1.0–2.2; La/Th=2.2–3.6) [Тейлор,

Мак-Леннан, 1988]. Это касается и значения величин другого отношения Th/Sc (0.33–0.71), которые также попадают в интервал значений этого отношения для граувакк фанерозоя с промежуточным содержанием кварца (0.28–0.99). Таким образом, из рассмотрения величин индикаторных отношений (Cr/Ti , Cr/V) следует, что в исходных отложениях изученных гнейсов, по-видимому, содержалась примесь ультраосновного материала, а значения величин отношений таких инертных микроэлементов, как La, Sc, Th, подтверждают ранее сделанный вывод, что исходные отложения глиноземистых гнейсов относились к грауваккам с промежуточным содержанием кварца. Распределение элементов примесей в валовом составе метаморфической породы достаточно отчетливо согласуется с их ожидаемым распределением в первичных минералах исходной осадочной породы, определенных при MINLITH-нормативных расчетах.

Выводы. Рассмотренные глиноземистые гнейсы чупинской свиты сформировались из осадочных отложений невысокой степени зрелости (граувакк). На это указывают как расположение фигуративных точек этих гнейсов на диагностических диаграммах (см. 2.2.2А, Б), значения некоторых индикаторных отношений (см. табл. 2.2.2), так и результаты литохимических пересчетов (см. табл. 2.2.3, рис. 2.2.3), по данным которых в исходных отложениях, по-видимому, постоянно присутствовали значительные количества кислого плагиоклаза, гидрослюд, и в меньшей мере – смектит и хлорит. О слабо дифференцированных отложениях свидетельствуют и небольшие значения величин индекса интенсивности химического выветривания ($\text{CIA}=46\text{--}69$) (см. табл. 2.2.2). Все эти данные говорят о довольно быстрых темпах денудации, переноса и захоронения терригенного материала, то есть об относительно активном тектоническом режиме периода формирования исходных отложений глиноземистых гнейсов чупинской свиты беломорской серии Балтийского щита. Этот вывод подтверждается и расположением фигуративных точек изученных гнейсов в поле активных континентальных окраин на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ [Roser, Korsch, 1986].

Присутствие в составе глиноземистых гнейсов сульфидов, графита и постоянно повышенные содержания FeO относительно Fe_2O_3 (см. табл. 2.2.1), видимо, говорят о восстановительных условиях в палеобассейне в период формирования исходных отложений.

Содержания ряда элементов (Cr, Ni, Fe, Ti, Rb, Zn и др.), значения индикаторных отношений $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3=0.03\text{--}0.06$, $\text{Cr/Ti}=0.041\text{--}0.083$, $\text{Cr/V}=1.30\text{--}2.24$, данные литохимических пересчетов свидетельствуют, что терригенный материал, поступавший в палеобассейн, был производным широкого круга пород: ультрамафических (повышенные содержания Cr, Ni), мафических (о чем говорят значимые количества V, Zn, Sc и др.) и средних (Pb, Ga, Rb и др.).

Корреляционные связи некоторых микроэлементов (Rb с K_2O и гидрослюдистыми глинами; в небольшой мере Ti и Ga с Al_2O_3 ; Sr с монтмориллонитовыми (смектитовыми) глинами и плагиоклазами, характерные для осадочных пород, наблюдаются в разной степени и в исследованных позднеархейских глиноземистых гнейсах.

Характерной особенностью чупинской свиты беломорской серии является то, что на всем ее протяжении (250 км) она сложена в общем-то однотипными по-

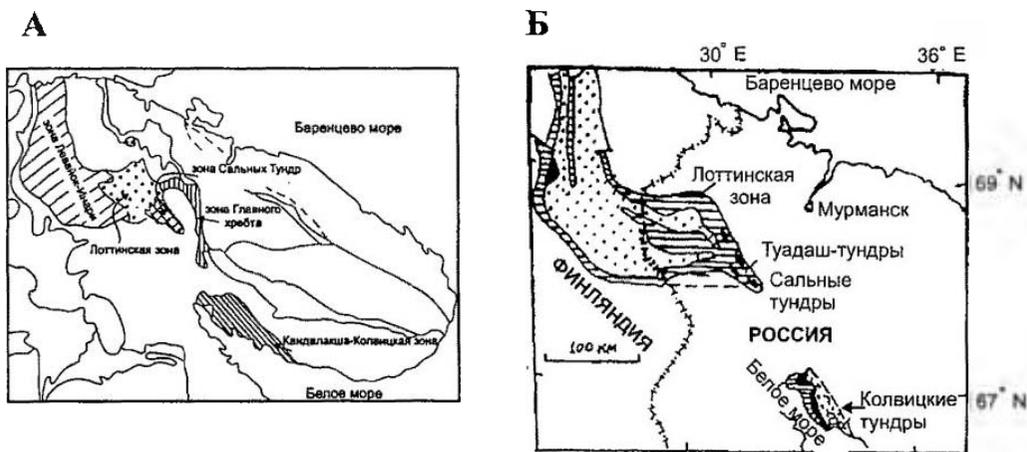
родами – метаграувакками, при почти полном отсутствии каких-либо других осадочно-метаморфических пород (метакварцитов, метапелитов, метакarbonатов).

Распределение элементов-примесей в валовом составе метаморфической породы достаточно отчетливо согласуется с их ожидаемым распределением в первичных минералах исходной осадочной породы, определенных при MINLITH-нормативных расчетах.

Таким образом, анализ MINLITH-нормативных составов и распределения элементов примесей приводит к согласованной совокупности заключений, свидетельствующей об интенсивном размыве вулканогенных образований при формировании рассмотренных отложений. Последние составляли значительную часть в низах разреза беломорской серии, среди которых были распространены отложения зеленокаменных поясов [Мицц и др., 1996]. Очевидно, что рассмотренные отложения чупинской свиты принадлежали облириному бассейну осадконакопления – Чупинскому палеобассейну, сформировавшемуся на завершающей стадии эволюции архейской гранит зеленокаменной области, развивавшейся в интервале 140 млн. лет, от 3.00 до 2.86 млрд. лет тому назад.

Лапландско-Колвицкий гранулитовый складчатый пояс

Географически и структурно реконструируемый палеобассейн соответствует Лапландско-Колвицкому гранулитовому поясу. П. Эскола, впервые представивший системное описание пояса, именовал его Гранулитовым поясом Лапландии. Пояс представляет собой дугообразную структуру в пределах Балтийского щита, длиной около 500 км. Наибольшая по протяженности часть пояса принадлежит Лапландско-Сальнотундровскому фрагменту, собственно Лапландскому поясу в наиболее распространенном понимании (см. рис. 2.2.5А). В пределах этого фрагмента по особенностям и набору ассоциаций гранулитов могут быть выделены: 1) зона Левайок-Инари в пределах Норвежско-Финской части пояса, образованная преимущественно фельзическими гранулитами, включающими количественно резко подчиненные тела основных гранулитов и эпидербитов; подошвенный комплекс представлен изолированным массивом Васкойоки; 2) Лоттинская зона, охватывающая интервал от государственной границы России до р. Нота, в строении которой приблизительно в равной степени участвуют основные и кислые гранулиты; подошвенный комплекс постоянно прослеживается в основании разреза; 3) зона Сальных Тундр (своеобразный «структурный нос», зажатый между гранито-гнейсовыми куполами), образованная метагabbро-анортозитами подошвенного комплекса и мафическими гранулитами, при крайне ограниченном участии фельзических гранулитов; 4) четвертая зона отвечает крупнейшему на Кольском полуострове массиву гabbро-анортозитов (массив Главного Хребта), сопровождаемому небольшим количеством основных и фельзических гранулитов; 5) относительно небольшой Кандалакша-Колвицкий фрагмент образует пятую зону, в строении которой участвуют крупное тело гabbро-анортозитов (Колвицкий массив), основные и кислые гранулиты [Мицц и др., 1996]. В пределах России пояс включает два разных по величине блока – Лапландский (Сальные тундры, Туадаш-тундры, Лоттинская зона) и небольшой Колвицкий блок (около



 Нижняя толща
 Верхняя толща
 Метагаббро-анортозиты

В

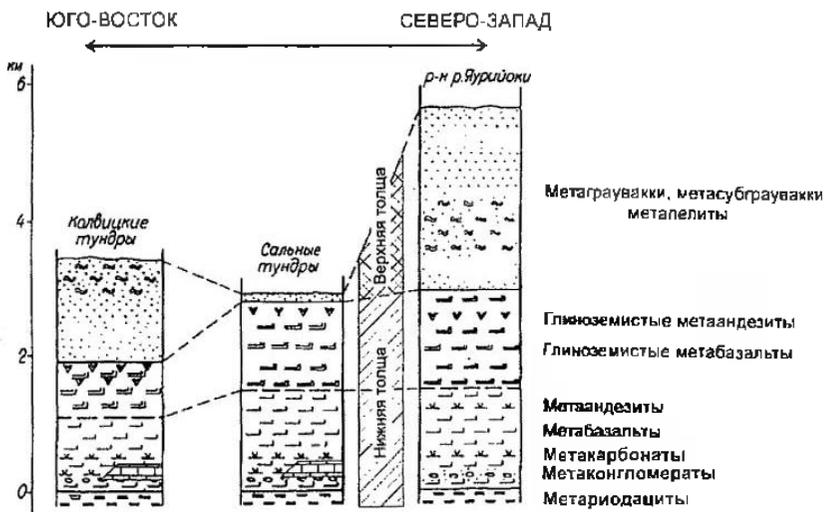


Рис. 2.2.5. Схемы географического положения и геологического строения Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса

А. Латеральная структурно-вещественная зональность пояса [Милиц и др., 1996].

Б. Схема строения пояса [Козлов и др., 1990].

В. Сопоставление обобщенных литостратиграфических колонок различных районов гранулитового пояса по [Козлов и др., 1990].

70 км) – Кандалакшские и Колвицкие тундры (см. рис. 2.2.5Б). На северо-западе породы гранулитового пояса перекрываются каледонидами Полярной Норвегии, а на юго-востоке породы комплекса прослеживаются по геофизическим данным под водами Кандалакшского залива Белого моря.

Впервые высокометаморфизованные гранатсодержащие породы северной Лапландии описал и назвал гранулитами, по аналогии с гранулитами Саксонии, И. Йернстрем в 1874 году. После этого было опубликовано много данных о первичной природе, составе, метаморфизме гранулитов Балтийского щита, а также связанных с ними полезных ископаемых [Бибикова и др., 1993; Горощенко, 1969; Крылова, 1983; Козлов и др., 1990; Минц и др., 1994, 1996; Eskola, 1952; Barbey et al., 1984 и др.]. Под термином «гранулит» понимались либо глубоко метаморфизованные магматические породы, либо осадочно-эффузивные, либо первично-осадочные отложения. В последнее время большинство исследователей [Козлов, 1988; Козлов и др., 1990; Минц и др., 1994] придерживаются мнения об осадочно-вулканогенной природе пород гранулитового комплекса. Весь комплекс подразделяется на две толщи [Козлов, 1988; Козлов и др., 1990]. Нижняя представлена преимущественно мафическими гранулитами (гранат-плагиоклаз-пироксеновыми, плагиоклаз-пироксеновыми, двупироксеновыми кристаллическими сланцами), производными базальтов, андезитов, а также дацитов. Встречаются метакarbonатные породы. Верхняя толща сложена в основном седиментогенными породами – фельзическими гранулитами (гранат кварц-полевошпатовыми, силлиманит-гранат-полевошпатовыми гнейсами и кристаллосланцами). Их мощность возрастает в западном направлении, достигая максимума на территории Финляндии (см. рис. 2.2.5В) В центральной части гранулитового пояса его породы подстилаются биотит-амфиболовыми и кианит-биотит-мусковитовыми гнейсами корватундровской и карякатундровской свит, а восточнее породы пояса залегают на гнейсах и амфиболитах беломорской серии позднего архея.

Возраст метаморфизма пород гранулитового комплекса колеблется в пределах 1925 млн. лет назад (начало метаморфизма) – 1870 млн. лет назад (его завершение) [Бибикова и др. 1993 и др.], а возраст протолита, вероятно, раннепротерозойский, хотя в последнее время появляются данные, указывающие на позднеархейский возраст протолитов метаморфических пород гранулитового комплекса [Минц и др., 1996]. Максимальные параметры, достигнутые при метаморфизме фельзических гранулитов, имеют значения: $T=825^{\circ}\text{C}$ и $P=8$ кбар [Перчук, Кротов, 1999], а температуры кристаллизации внедрившихся в это время анортозитов составляли около 900°C [Фонарев, 2004].

В данном разделе будет рассмотрена верхняя толща гранулитового пояса, то есть его осадочно-метаморфическая часть (фельзические гранулиты).

Фельзические гранулиты верхней толщи. *Петрохимические данные и MINLITH-нормативный минеральный состав пород.* Фельзические гранулиты – это высокометаморфизованные породы, кислые по химическому и лейкократовые по минеральному составу, содержащие кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, гранат, иногда небольшие количества силлиманита, кианита, биотита, кордиерита, пироксена; аксессуарные минералы – рутил, ильменит, циркон, монацит, апатит, графит, шпинель. Наиболее распространены гранат-кварц-полевошпато-

вые и силлиманит-гранат-кварц-полевошпатовые разности фельзических гранулитов. Характерным текстурным признаком этих пород является вытянутая (линзовидная) форма агрегатов зерен кварца – как его иногда называют, ленточный кварц. Многими исследователями отмечается, что фельзические гранулиты Балтийского щита по минеральному составу и структурно-текстурным признакам аналогичны классическим гранулитам Саксонии.

Судя по литературным данным [Козлов и др., 1990; Розен, 1993], большинство авторов предполагает, что фельзические гранулиты являются метаморфическими производными метаграувакковых, метасубграувакковых и, в меньшей мере, метапелитовых отложений. Это подтверждается приведенными ниже данными. Фигуративные точки исследованных пород (табл. 2.2.7) на диагностических диаграммах (рис. 2.2.6 А, Б) ложатся в поля граувакк, субграувакк, граувакковых пелитов.

Изученные породы были разбиты по содержанию SiO_2 и Al_2O_3 и минеральному составу на ряд разновидностей (см. табл. 2.2.7), причем, исходя из данных этой таблицы, можно предположить, что исходными отложениями был ряд: песчанистые (алеуритистые) глины – глинистые песчаники – существенно кварцевые песчаники (алевролиты). Характерной чертой химического состава исследованных пород является повышенное содержание K_2O относительно Na_2O и довольно частое превышение MgO над CaO , что, в целом, характерно для терригенных пород фанерозоя. Особенностью осадочно-метаморфических пород гранулитового комплекса является пониженное относительно осадочных пород содержание MnO и P_2O_5 и постоянное превышение FeO над Fe_2O_3 (см. табл. 2.2.7). В конце таблицы приведены для сопоставления химические составы хорошо изученных гранулитов Шотландии и Саксонии.

Проведенные литохимические пересчеты силикатных анализов наиболее представительных пород гранулитового пояса на MINLITH-нормативные минералы показали (табл. 2.2.8), что в обломочной части исходных отложений, вероятно, преобладал кварц, но и количество полевых шпатов (главным образом кислого плагиоклаза) иногда достигало значимых величин. В то же время содержание калиевого полевого шпата, видимо, было незначительно, и часто он полностью отсутствовал, что свидетельствует о его дефиците в породах области сноса. Возможно, что область сноса в основном была представлена породами типа базальтов, андезито-базальтов, дацитов.

В составе глинистой составляющей исходных отложений преобладали, вероятно, щелочно-глиноземистые глины, главным образом гидрослюда и в меньшей мере смектиты (нормативный монтмориллонит, см. табл. 2.2.8); магнезиально-железистые минералы встречались в небольших количествах или вообще отсутствовали. При этом нормативный хлорит, судя по железистости пород ($f=0.58-0.68$), видимо, относился к магнезиально-железистым разновидностям типа прохлорита-рипидолита, характерным для граувакк, полимиктовых и кварцевых песчаников и глин. Почти постоянное присутствие в исходных отложениях небольших количеств гетита, магнезиально-железистого хлорита, смектитов также свидетельствует о развитии в области сноса пород среднего – основного состава. В виде примеси в исходных отложениях, видимо, присутствовали карбо-

Химический состав осадочно-метаморфических пород верхней толщи гранулитового пояса, % мас.

№	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Fe+Mn Ti	Al Al+Fe+Mn	Na ₂ O+K ₂ O Al ₂ O ₃	Порода
Финляндия [Vaibey et al., 1984]																
1	27	62.22	0.84	19.03	8.84	—	0.12	3.17	0.69	1.27	3.83	—	12.5	0.62	0.27	Силлиманит-гранатовые гнейсы
2	12	68.58	0.58	15.75	4.84	—	0.08	1.82	2.47	2.83	3.02	—	10.0	0.71	0.37	Гранатовые гнейсы
3	30	76.06	0.53	11.72	4.68	—	0.06	1.57	1.00	1.69	2.71	—	10.4	0.65	0.37	Гранатовые гнейсы
4	9	84.70	0.39	7.59	2.79	—	0.04	0.73	1.36	1.55	0.86	—	8.6	0.67	0.32	Гранатовые кварциты
Лоттинская зона [данные автора]																
5	9	61.05	0.74	17.97	1.73	7.16	0.04	3.97	2.26	1.34	2.37	0.06	15.5	0.58	0.20	Силлиманит-гранатовые гранулиты
6	4	72.38	0.31	13.51	0.81	3.10	0.02	1.15	2.65	2.69	2.85	0.06	16.0	0.70	0.41	Гранатовые гранулиты
7	?	82.81	0.52	7.93	0.64	2.38	0.02	0.44	2.14	1.60	1.08	0.01	7.5	0.64	0.34	Гранатовые гранулиты
Тувадш—тундры [данные автора]																
8	2	66.46	0.65	15.01	—	6.19	0.04	2.30	2.90	2.77	2.79	0.05	12.0	0.62	0.37	Биотит-гранатовые гранулиты
9	4	76.39	0.52	11.18	0.45	3.95	0.04	1.54	2.01	1.31	1.96	0.03	11.0	0.63	0.29	Гранатовые гранулиты
10	?	80.80	0.41	7.98	—	3.99	0.04	1.02	2.19	1.50	1.10	0.03	12.5	0.57	0.33	Гранатовые гранулиты
Сальные тундры [Козлов, 1988]																
11	7	63.11	0.67	17.22	1.27	6.59	0.08	2.88	1.18	1.62	2.63	—	15.0	0.60	0.25	Биотит-гранатовые гранулиты
12	4	67.22	0.60	14.10	1.74	5.61	0.08	2.90	1.60	1.73	2.92	—	16.0	0.57	0.33	Пироксен-гранатовые гранулиты
Кольвские тундры [Козлов, 1983]																
13	7	55.29	0.98	21.76	1.56	9.54	0.08	4.48	0.71	0.98	2.95	0.08	14.5	0.57	0.18	Силлиманит-гранатовые гранулиты
14	5	58.57	0.72	18.52	2.10	7.05	0.11	3.47	1.25	1.76	4.24	0.10	16.0	0.58	0.32	Биотит-гранатовые гранулиты
15	7	78.62	0.38	10.27	0.52	3.30	0.06	1.17	1.75	2.51	1.33	0.07	13.0	0.65	0.37	Гранатовые гранулиты
Шотландия [Андерсон, 1968]																
16	2	82.92	0.31	8.32	0.54	1.26	0.01	0.27	0.78	1.79	3.16	0.10	—	—	—	Кварц-полевошпатовые гранулиты
17	1	81.89	0.06	9.10	0.17	0.16	0.26	0.02	0.64	0.11	7.11	0.07	—	—	—	Кварц-полевошпатовые гранулиты
Саксония [Нонманн и др., 1984]																
18	7	72.30	—	14.70	—	2.30	—	0.60	1.60	3.00	4.70	—	—	—	—	Гранулит

Прочерк — отсутствие данных. n — число проб. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ВИМС МГ СССР (аналитик К.А. Твердохлебова) и ГИН АН СССР (аналитик Е.В. Черкасова)

натные минералы (кальцит, доломит, анкерит) – характерные минералы матрикса граувакк фанерозоя.

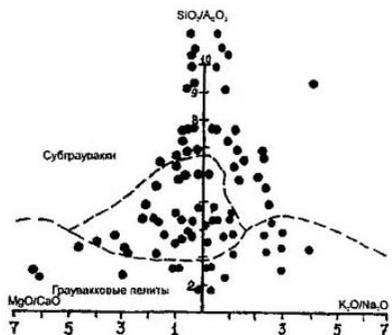
На диагностической диаграмме фигуративные точки пересчитанных пород в основном ложатся в поля граувакк, граувакковых, субграувакковых пелитов и в меньшей мере в поля пелитов и кварцевых песчаников, причем тренд изученных пород заметно отличается от тренда граувакк генотипической местности палеозоя Верхнего Гарца Германии (рис. 2.2.6 Б). Отличается он, хотя и в меньшей мере, и от тренда гранатовых гранулитов хапчанской серии верхнего архея Анабарского щита [Розен, 1993], располагаясь ближе к стороне кварцево пелитового компонента, что может свидетельствовать о большей дифференциации исходного вещества осадочно-метаморфических пород гранулитового пояса Балтийского щита, о более зрелом (как относительно гранулитов Анабарского щита, так и, особенно, граувакк Верхнего Гарца) материале, поступавшем в палеобассейн седиментации.

Результаты пересчета на нормативно-минеральный состав силикатных анализов гранулитов Шотландии и Саксонии (см. табл.2.2.8) и расположение фигуративных точек этих пород на диагностической диаграмме (см. рис. 2.2.6 Б) показывают, что наши интерпретации соответствуют выводам зарубежных авторов [Андерсон, 1968; Нойман и др., 1984], согласно которым исходными отложениями этих гранулитов являлись кварц-полевошпатовые песчаники (аркозы) с небольшим количеством глинистого цемента.

В заключение петрохимического анализа можно отметить, что характерной особенностью исследованных пород гранулитового пояса Балтийского щита является то, что величины двух индикаторных модулей: $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti}$ Н.М. Страхова и $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ К.Бестрома [Bostrom, Peterson, 1969] всегда имеют «экзогенные» значения (8–18 – модуль Н.М. Страхова и 0.5–0.8 – модуль К.Бестрома). Оба модуля указывают на отсутствие привноса в палеобассейн седиментации эксгальтивно-гидротермального материала в период образования исходных отложений гранулитового комплекса. Этот вывод подтверждают и величины модуля нормативной щелочности $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, которые в большинстве случаев лежат в пределах 0.2–0.4, то есть по этому признаку соответствуют терригенным породам фанерозоя.

В породах Гранулитового пояса под микроскопом постоянно обнаруживаются чешуйки графита (0.5–1.0 мм, изредка до 2–5 мм), обычно в пределах 0.2–0.5% объема, но иногда его количество достигает 1–2%. Еще П. Эскола [Eskola, 1952] считал графит фельзических гранулитов, так же как и пирит, метаморфизованными производными сапропеля. Проведенные химические анализы показали, что среднее содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в существенно кварц-полевошпатовых разностях равно 0.14%, а в глиноземистых разностях пород – 0.40%. Мы попытались восстановить примерное количество органического вещества (ОВ) и $\text{C}_{\text{орг}}$ в исходных отложениях гранулитового комплекса, приняв, что в процессе диагенеза количество ОВ уменьшилось на 35%, а в последующих процессах катагенеза и метаморфизма – на 80% от сохранившегося после диагенеза, и что коэффициент перехода от $\text{C}_{\text{орг}}$ к ОВ равен 1.43. В результате расчетов получаем, что в исходных отложениях, возможно, присутствовало от 1.5 до 4–4.5% ОВ и 1.1–3.1% $\text{C}_{\text{орг}}$. Такие

А



Б



В

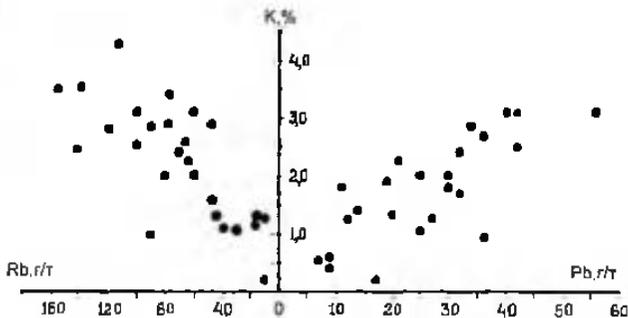


Рис. 2.2.6. Диаграммы соотношений химических элементов и **MINLITH**-нормативных минералов в породах гранулитового пояса

А. $MgO/CaO - SiO_2/Al_2O_3 - K_2O/Na_2O$ [Розен, 1993].

Б. Полевощпатовые – пелитовые – кварцевые **MINLITH**-нормативные компоненты.

В. Rb – K – Pb

содержания OB и $C_{орг}$, видимо, свидетельствуют о довольно развитой органической жизни в раннепротерозойском палеобассейне седиментации и восстановительных условиях в его придонной части.

Распределение элементов-примесей. Содержания элементов сидерофильной группы (Fe , Ti , Ni , Co , V , Sc) в исследованных породах колеблются в довольно широких пределах (Cr – 20–280 г/т, Ni – 3–140 г/т, Co – 4–72 г/т, V – 36–300 г/т), причем средние содержания этих элементов отвечают кларковым концентрациям данных элементов в широком круге пород – основных, средних и фельзитических (табл. 2.2.9). В изученных породах отмечается не очень четко выраженная корреляция ряда микроэлементов с Al и Fe , что может свидетельствовать о невысокой зрелости материала, поступавшего в палеобассейн седиментации, но для части осадочно-метаморфических пород наблюдается четкая корреляция ряда микроэлементов с Al , а Ga с Ti .

Несколько повышенные содержания Cr и V в породах гранулитового пояса Финляндии и Колвицкой зоне, видимо, можно объяснить присутствием в исходном составе гетита (см. табл. 2.2.8), а, как известно, железистые гидроксиды являются сильными концентраторами целого ряда микроэлементов, в том числе Cr , V , Ti , Sc .

Свинец (Pb) в исследованных породах довольно часто содержится в несколько повышенных количествах относительно как осадочных пород фанерозоя, так и магматических пород (см. табл. 2.2.9). По содержаниям Pb исследованные породы ближе всего к кислым разностям. В породах гранулитового пояса Pb довольно хорошо коррелируется с калием (рис. 2.2.6В), что характерно для осадочных отложений фанерозоя и обусловлено близкими размерами ионных радиусов (Pb – 1.26 Å, K – 1.33 Å) и изоморфным замещением части калия свинцом. Этим и объясняются повышенные концентрации Pb в калиевых полевых шпатах и слюдах – до 75–85 г/т [Лубченко, 1977]. Можно предположить, что повышенное содержание Pb (30–38 г/т) в части исследованных пород гранулитового пояса обусловлено присутствием в исходных отложениях калиевого полевого шпата ($\approx 5.40\%$), гидроксида Fe (гетита), являющегося сильным сорбентом Pb , а также гидрослюды (см. табл. 2.2.2 и 2.2.3).

Рубидий (Rb) является микроэлементом, еще более связанным с калием, чем Pb , причем максимальные содержания Rb (980 г/т) приурочены к гидрослюдистым глинам [Кременецкий и др., 1980]. Можно отметить, что корреляция Rb с гидрослюдой, калиевыми полевыми шпатами и K_2O хорошо прослеживается и в исследованных породах (см. рис. 2.2.6 В, табл. 2.2.8 и 2.2.9). По данным того же автора, и смектитовые глины также сорбируют Rb , а полиминеральные смеси глиен содержат в среднем 140 г/т Rb (по 688 анализам [Кременецкий и др., 1980]). Этим, по-видимому, можно объяснить повышенное количество Rb в ряде пород Лоттинской и Колвицкой зон Гранулитового пояса, в которых содержание K_2O небольшое, а концентрация Rb повышена (см. табл. 2.2.8 и 2.2.9).

Барий (Ba) в осадочных породах обычно геохимически связан с калием, то есть с гидрослюдистыми глинами и калиевыми полевыми шпатами, что объясняется близкими размерами ионных радиусов этих элементов (K – 1.33 Å, Ba – 1.38 Å). Наибольшие содержания Ba характерны для калиевых полевых шпатов (5000 г/т),

**MINLITH- нормативный минеральный состав осадочно-метаморфических пород верхней толщи
гранулитового пояса и некоторых других гранулитовых комплексов**

Компоненты исходных пород		Финляндия				Лоттинская зона			Туаш-тунды			Сальные тундры		Колванские тундры			Шотланд	
Минеральные группы	Минералы	Суприманит-гранатовые гнейсы (27)	Гранатовые гнейсы (12)	Гранатовые гнейсы (30)	Гранатовые кварциты (9)	Суприманит-гранатовые гранулиты (9)	Гранатовые гранулиты (4)	Гранатовые гранулиты (2)	Бистит-гранатовые гранулиты (2)	Гранатовые гранулиты (4)	Гранатовые гранулиты (2)	Бистит-гранатовые гранулиты (7)	Пироксен-гранатовые гранулиты (4)	Суприманит-гранатовые гранулиты (7)	Бистит-гранатовые гранулиты (5)	Гранатовые гранулиты (7)	Кварц-полевошпатовые гранулиты (2)	Саксония Гранулиты (7)
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18
Обломочная	Q	33.46	37.02	53.86	67.88	28.38	42.63	64.47	34.47	57.12	62.16	33.68	42.07	15.6	26.4	55.97	59.6	37.1
	PL	12.44	27.6	16.29	13.39	8.16	24.92	14.91	26.18	12.17	12.62	13.88	17.11	2.18	17.8	23.35	16.91	28.85
	OR	—	1.21	3.02	—	0.1	5.42	2.12	4.1	—	1.18	—	—	—	—	—	15.64	14.53
	Сумма	45.9	65.83	73.17	81.27	36.64	72.97	81.5	64.74	69.29	75.96	47.56	59.18	17.78	44.2	79.32	92.15	80.48
Глинистая	KN	—	—	—	—	0.34	0.35	4.48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	ILL	32.23	23.23	18.6	6.77	19.58	15.5	5.81	16.95	15.94	7.05	22.23	24.52	25.02	37.04	10.58	4.48	14.63
	MM	—	—	—	4.3	17.57	1.65	—	—	0.92	5.71	7.8	—	28.42	—	—	—	—
	CHL	16.89	—	—	3.81	16.21	—	—	6.98	7.59	2.92	17.4	1.92	22.47	0.61	3.46	—	—
	SRP	0.45	—	1.39	—	0.44	0.37	—	0.6	—	—	—	2.64	—	4.88	—	—	—
	Сумма	49.54	23.23	19.99	14.88	54.14	17.87	10.29	24.53	24.45	15.68	47.43	29.08	75.91	42.53	14.04	4.48	14.63
Осадочная	GT	1.97	3.45	3.88	—	2.82	2.59	1.26	2.92	0.23	1.56	0.49	6.53	2.69	7.86	1.66	1.42	0.74
	PRL	0.1	0.09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.1	—	—	—
	Сумма	2.07	3.54	3.88	—	2.82	2.59	1.26	2.92	0.23	1.56	0.49	6.53	2.69	7.96	1.66	1.42	0.74
Кристаллическая	CC	—	—	—	0.63	1.64	1.43	0.4	1.5	1.2	0.95	—	—	—	—	—	—	—
	DL	1.59	5.72	2.41	—	0.91	2.4	1.26	3.66	0.97	1.36	—	4.54	—	2.7	2.41	0.65	1.07
	ANK	—	1.08	—	2.83	3.05	2.33	4.67	1.91	3.16	3.88	3.76	—	2.54	—	2.17	0.8	3.09
	Сумма	1.59	6.8	2.41	3.46	5.6	6.16	6.33	7.07	5.33	6.19	3.76	4.54	2.54	2.7	4.58	1.45	4.16
Минералы Ti, P и др.		0.90	0.60	0.55	0.39	0.80	0.41	0.64	0.73	0.71	0.61	0.76	0.67	1.08	2.61	0.40	0.50	—

Прочерк – отсутствие минерала. Порядковые номера пород отвечают порядковым номерам таблицы 2.2.7. В скобках – число анализов.
 Вероятные типы исходных отложений: 1 – песчано-глинистые отложения (гравуакковые пелиты); 2-3 – гидрослюдисто-плагноклаз-кварцевые песчаники (гравуакки); 4 – кварцевые песчаники с глинистым цементом; 5 – песчано-глинистые отложения (субгравуакковые пелиты); 6 – полевошпато-кварцевые песчаники с гидрослюдистым цементом (аркозы); 7 – плагноклазсодержащие кварцевые песчаники; 8 – плагноклаз-кварцевые песчаники с глинистым цементом (гравуакки); 9 – глинистые существенно кварцевые песчаники (гравуакки); 10 – глинисто-плагноклаз-кварцевые песчаники; 11 – гравуакки; 12 – глинисто-плагноклаз-кварцевые песчаники с гетитом (гравуакки); 13 – кварцсодержащие глины; 14 – плагноклаз-кварцевые глины с гетитом (гравуакковые пелиты); 15 – глинисто-плагноклаз-кварцевые песчаники; 16 – «чистые» аркозовые песчаники; 18 – аркозовые песчаники с гидрослюдистым цементом

биотитов (1400 г/т), в меньших количествах он накапливается в плагиоклазах (900 г/т) и смектитовых глинах [Крылова, 1983; Иванов, 1994]. Суммой этих данных, вероятно, и объясняются содержания и характер распределения Ва в осадочно-метаморфических породах гранулитового пояса (см. табл. 2.2.8, 2.2. 9 и рис. 2.2.7).

Стронций (Sr) в терригенных осадочных породах геохимически более тесно связан со смектитовыми глинами, чем с гидрослюдистыми. Одними из концентраторов Sr являются полевые шпаты: в плагиоклазах – 1800 г/т, в калиевых полевых шпатах – 1500 г/т [Иванов, 1994]. Все это находит подтверждение и в исследованных нами осадочно-метаморфических породах гранулитового пояса – в прямой зависимости содержаний Sr от количества плагиоклаза (рис. 2.2.8), а также в соотношениях смектитовых и гидрослюдистых глин в исходных отложениях Лоттинской и Колвицкой зон (см. табл. 2.2.8 и 2.2.9).

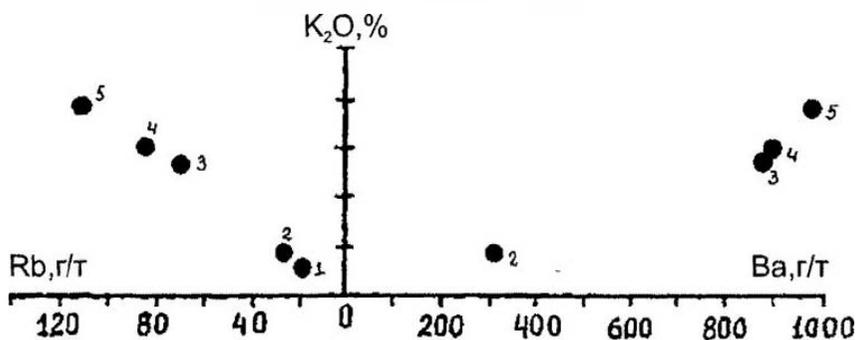


Рис. 2.2.7. Диаграмма Rb – K₂O – Ba для осадочно-метаморфических пород гранулитового пояса в Филайяцини, по данным [Barbey et al., 1984]

1 – известковистые гнейсы (2 анализа), 2 – гранатовые кварциты (3), 3 – гранатовые гнейсы (14), 4 – гранатовые гнейсы (8), 5 – сидлиманит-гранатовые гнейсы (11)

Цирконий (Zr) является весьма характерным микроэлементом исследованных пород, причем отмечается направленное повышение содержания Zr от существенно метапелитовых к метапесчаным отложениям (см. табл. 2.2.8 и 2.2.9), что характерно и для осадочных пород фанерозоя. В современных осадках эта направленность бывает выражена еще более контрастно (Баренцево море: глины содержат 131 г/т Zr, алевроитовые илы – 393 г/т Zr; залив Пария: глины – 139 г/т Zr, пески – 413 г/т Zr [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]). В некоторых случаях повышенные содержания Zr могут быть обусловлены присутствием в исходных отложениях гидроксидов Fe, которые, по данным ряда авторов [Лисицын, 1978 и др.], служат сорбентом данного элемента.

Иттрий (Y) – микроэлемент, который, подобно Zr, в осадочных породах фанерозоя концентрируется в большей степени в песчаниках, чем в глинах. И в современных осадках Баренцева моря содержание Y в глинах ниже (28 г/т), чем в алевроитовых илах (34 г/т) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Однако в исследованных

Средние содержания микроэлементов в осадочно-метаморфических породах гранулитового пояса и породах фанерозоя

Порода	№	n	Cr	Ni	Co	V	Cu	Sc	Ga	Sr	Pb	Rb	Ba
Финляндия [Barbey et al., 1984]													
Сидлиманит-гранатовые гнейсы	1	11	130	34	15	125	—	—	—	211	—	110	985
Гранатовые гнейсы	2	8	53	37	11	72	—	—	—	352	—	84	896
Гранатовые гнейсы	3	14	82	25	11	75	—	—	—	206	—	69	877
Гранатовые кварциты	4	3	50	10	10	45	—	—	—	175	—	27	314
Финляндия [Barbey et al., 1984]													
Сидлиманит-гранатовые гнейсы	5	9	167	50	25	224	158	20	15	329	32	73	553
Гранатовые гранулиты	6	4	106	16	9	60	82	7	10	407	38	47	245
Гранатовые гранулиты	7	2	69	14	5	73	10	—	13	—	12	—	—
Тувадаш—тундры [данные автора]													
Биотит-гранатовые гранулиты	8	2	77	16	11	91	15	12	22	220	11	120	—
Гранатовые гранулиты	9	4	72	8	5	59	9	—	15	—	18	—	—
Гранатовые гранулиты	10	2	48	13	7	51	15	5	13	180	7	16	—
Лапландия [Миш и др., 1994]													
Биотит-гранатовые гранулиты		6	222	36	17	203	29	14	—	352	30	—	1047
Колицинские тундры [Козлов, 1983]													
Сидлиманит-гранатовые гранулиты	13	3	145	106	35	143	18	—	—	470	—	142	1170
Биотит-гранатовые гранулиты	14	1	150	120	28	160	120	—	—	260	—	138	890
Гранатовые гранулиты	15	8	80	38	11	50	61	—	—	345	—	39	490
Осадочные породы фанерозоя [Овчинников, 1990]													
Сланцы	0		94	74	19	130	48	13	22	330	20	150	660
Песчанки	0		35	2	0.3	20	1	1	10	20	7	55	180
Магматические породы фанерозоя [Овчинников, 1990]													
Базиты	0		180	140	48	240	92	30	16	460	6	37	290
Андезиты	0		54	41	14	140	45	18	18	410	11	80	410
Граниты	0		5.6	3.5	1	38	10	6.5	18	150	19	180	750

Порода	№	n	Zr	Y	V	Al	K	Fe	Ti
Финляндия [Barbey et al., 1984]									
Силлиманит-гранатовые гнейсы	1	11	203	39	—	10.07	3.18	6.18	0.5
Гранатовые гнейсы	2	8	198	26	—	8.33	2.51	3.39	0.35
Гранатовые гнейсы	3	14	219	28	—	6.2	2.25	3.27	0.32
Гранатовые кварциты	4	3	303	15	—	4.02	0.71	1.95	0.23
Лоттинская зона [данные автора]									
Силлиманит-гранатовые гнейсы	5	9	274	—	18	9.51	1.97	6.77	0.44
Гранатовые гранулиты	6	4	322	—	20	7.15	2.37	2.76	0.19
Гранатовые гранулиты	7	2	280	—	—	4.2	0.9	2.3	0.31
Туадаш—тундыры [данные автора]									
Биотит-гранатовые гранулиты	8	2	208	—	—	7.94	2.32	4.7	0.36
Гранатовые гранулиты	9	4	401	—	—	5.92	1.63	3.38	0.31
Гранатовые гранулиты	10	2	293	—	—	4.22	0.91	3.34	0.27
Лапландия [Мвиц и др., 1994]									
Биотит-гранатовые гранулиты		6	—	30	15	8.66	1.83	5.82	0.45
Колвинские гундры [Козлов, 1983]									
Силлиманит-гранатовые гранулиты	13	3	—	—	11	11.52	2.45	8.5	0.59
Биотит-гранатовые гранулиты	14	1	—	—	9	9.8	3.52	6.95	0.43
Гранатовые гранулиты	15	8	—	—	6	5.43	1.1	2.93	0.23
Осадочные породы фанерозоя [Овчинников, 1990]									
Сланцы	0		170	30	100	7.72	2.66	4.72	0.44
Песчаники	0		220	40	35	2.63	1.15	1.59	0.2
Магматические породы фанерозоя [Овчинников, 1990]									
Базиты	0		130	23	5	8.22	0.8	8.56	1.07
Андезиты	0		170	25	12	8.95	1.71	5.36	0.61
Грапниты	0		180	50	12.5	7.27	3.97	1.56	0.16

Проверка – отсутствие данных. Порядковые номера отвечают номерам в таблицах 2.2.7 и 2.2.8. n – число проб.
 Содержания Cr-V в г/т. Al-Ti в вес. %. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ВИС МГ СССР и ГИН АН СССР

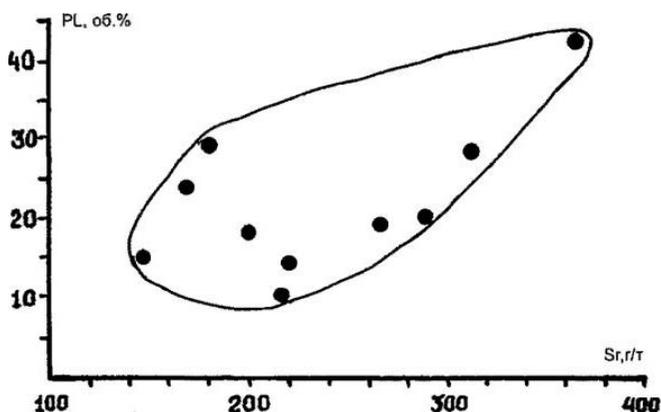


Рис. 2.2.8. Диаграмма Sr – PL для осадочно-метаморфических пород гранулитового пояса в Лоттинской зоне по данным Е. В. Бибиковой и др., 1993

породах гранулитового пояса наблюдается обратная направленность (см. табл. 2.2.9). Известно, что концентраторами Y являются монацит (до 1% Y_2O_3), рутил и циркон (десятые доли %), которые присутствуют и в осадочно-метаморфических породах Гранулитового комплекса (монацит до 178–262 г/т, рутил до 0.3–0.6%, циркон до 1200 г/т [Горощенко, 1969]). Но наиболее распространенным концентратором Y в породах пояса является гранат (до 1400 г/т, при среднем содержании иттрия 220 г/т [Крылова, 1983]), который, по данным Г.Л. Горощенко [1969], в более значительных количествах (в среднем 26%) содержится в существенно глиноземистых разностях исследованных пород, чем в кварц-полевошпатовых (в среднем 13.7%). Больше в глиноземистых породах и рутила (0.6%) по сравнению с кварц-полевошпатовыми разностями пород (0.3%). Вероятно, всеми этими обстоятельствами и обусловлен наблюдаемый характер распределения Y в осадочно-метаморфических породах гранулитового пояса Балтийского щита.

Уран и торий. В осадочно-метаморфических породах гранулитового пояса Финляндии были определены содержания радиоактивных элементов (табл. 2.2.10). Из таблицы видно, что содержание U в гранатовых кварцитах (метааренитах) выше, чем в гранатовых гнейсах (метаграувакках) и силлиманит гранатовых гнейсах. Это, по-видимому, обусловлено более значительным содержанием циркона, одного из концентраторов U в гранатовых кварцитах, о чем свидетельствуют повышенные концентрации Zr в изученных кварцитах (303 г/т) по сравнению с различными гнейсами (см. табл. 2.2.10). Относительно высокое содержание U в известковистых гнейсах (2.1 г/т), возможно, объясняется повышенной карбонатностью этих пород ($CaO=7.81\%$), а, как известно, карбонатные отложения фанерозоя содержат значительные количества U (2.2 г/т) [Turekian, Wedepohl, 1961].

Кроме циркона, в осадочно-метаморфических породах изученного комплекса присутствуют такие концентраторы радиоактивных микроэлементов, как апа-

**Содержания U, Th и Zr в осадочно-метаморфических породах верхней толщ
гранулитового пояса и осадочных породах фанерозоя, г/т**

№	Порода	n	U	Th	Th:U	Zr
Осадочно-метаморфические породы [Barbey et al., 1984]						
1	Силлиманит-гранатовые гнейсы	11	0.9	14.8	16.4	203
2	Гранатовые гнейсы	14	0.6	9.4	15.7	219
3	Гранат-плагноклазовые гнейсы	8	0.6	11.1	18.5	198
4	Гранатовые кварциты	3	1.2	14.8	12.3	303
5	Известковистые гнейсы	2	2.1	11.6	5.5	185
Осадочные породы фанерозоя [Овчинников, 1990]						
	Глинистые сланцы		3.7	12.0	3.2	160
	Песчаники		0.45	1.9	4.2	220
	Карбонатные породы		2.2	1.7	0.8	19

n – число проб

тит и монацит, причем в монаците содержание U (440–520 г/т) выше, чем в цирконе (20–420 г/т) [Тугаринов, Бибилова, 1980]. При этом известно, что апатит преобладает в существенно известковистых породах, а монацит – в песчаных, глинистых отложениях с низким содержанием СаО, где, соответственно, апатита или мало, или он практически отсутствует. Таким образом, в силлиманит гранатовых, гранатовых гнейсах, кварцитах Гранулитового комплекса основными концентраторами U и Th являются монацит и циркон, а в известковистых гнейсах – апатит.

Можно отметить, что в силлиманит-гранатовых гнейсах средние содержания Th и Zr (см. табл. 2.2.10) отвечают содержаниям этих микроэлементов в постархейских глинистых сланцах (Th – 14.6 г/т, Zr – 210 г/т [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]), в то время как количество U в изученных гнейсах более чем в три раза меньше (0.9 г/т, против 3.1 г/т в постархейских сланцах) и, соответственно, значения отношения Th/U различаются весьма значительно (16.4 – в силлиманит-гранатовых гнейсах и 4.7 – в постархейских сланцах). Если же сравнить содержания U в данных гнейсах и глинистых сланцах фанерозоя (см. табл. 2.2.6), то различия в содержаниях U будут ещё более значительными.

При сопоставлении метааренитов (гранатовых кварцитов) Гранулитового пояса с песчаниками фанерозоя (см. табл. 2.2.10) выясняется, что метаарениты докембрия относительно обогащены этими микроэлементами, особенно Th и, в меньшей мере, U и Zr, что, видимо, объясняется повышенным количеством в исследованных метааренитах монацита – главного концентратора Th, а также и U. Это предположение подтверждается данными, приведенными в работе [Горощенко, 1969], согласно которым содержание монацита в метааренитах (кварц-полевошпатовых гранулитах) достигает 262 г/т. Характерной чертой рассматриваемых пород Гранулитового пояса Финляндии являются одинаковые содержания Th как в метапелитах (силлиманит-гранатовые гнейсы), так и в метааренитах (гранатовые кварциты), равные 14.8 г/т, хотя в осадочных отложениях фанерозоя

Th больше концентрируется в глинистых сланцах, чем в песчаниках (см. табл. 2.2.10). Можно заметить, что метаграувакки докембрия (гранатовые, гранат-плагиоклазовые гнейсы) по содержаниям Th (см. табл. 2.2.4) довольно близки к фанерозойским грауваккам (7.8–12.8 г/т) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], а по концентрациям U значительно уступают им (0.6 г/т, против 1.81–3.0 г/т)

По данным ряда авторов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Ножкин, Туркина, 1993 и др.], Th, наряду с La, Ce, Sc, Zr и некоторыми другими микроэлементами, является инертным элементом при региональном метаморфизме, вплоть до ультраметаморфизма, в отличие от U, содержание которого заметно снижается по мере возрастания степени метаморфизма. На основании этих данных, с учетом величины отношения Th/U в осадочных отложениях фанерозоя, можно оценить содержание U в исходных отложениях Гранулитового пояса.

Принимаем значение отношения Th/U в глинистых сланцах (аргиллитах) равным 4.0, что отвечает значению этого отношения для аргиллитов ордовика группы Гринленд Новой Зеландии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] и является средним значением между величинами данного отношения для глинистых сланцев фанерозоя, 3.2, [Turekian, Wedepohl, 1961] и постархейских глинистых сланцев, 4.7, [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Подставив, это значение (4.0) в отношение Th/U, в котором Th=14.8 г/т (см. табл. 2.2.10), получаем, что в протолитах силлиманит гранатовых гнейсов содержание U было равно 3.7 г/т, что отвечает данным для глинистых отложений фанерозоя (3.1–3.7 г/т U) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Turekian, Wedepohl, 1961].

Приняв значения этого отношения (Th/U) для метааренитов (гранатовых кварцитов) равным 4.8 и для метаграувакк (гранатовые гнейсы) 4.3, что отвечает значениям обогащенных кварцем граувакк ($\text{SiO}_2=81.13\%$) и граувакк ($\text{SiO}_2=67.5-75.65\%$) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], получаем, что в исходных отложениях гранатовых кварцитов содержание U, вероятно, составляло 3.1 г/т, а в гранатовых гнейсах – 2.2–2.6 г/т. Эти значения, в общем, отвечают содержаниям U в песчаных отложениях фанерозоя (1.8–3.4 г/т) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Основываясь на тех же значениях величин отношения Th/U (глинистые сланцы – 4.0, граувакки – 4.3, кварцевые песчаники – 4.8), можно определить первичные содержания U в исходных отложениях осадочно-метаморфических пород Лоттинской зоны Гранулитового пояса [Бибикина и др., 1993]. В результате получаем, что в исходных отложениях глиноземистых гнейсов содержалось в среднем 4.6 г/т U, гранатовых гнейсов – 3.5 г/т U, гранатовых кварцитов – 1.5 г/т U. Таким образом, восстановленные содержания U в исходных отложениях гранулитового комплекса в большинстве случаев не выходят за пределы колебаний содержаний U в осадочных отложениях фанерозоя.

Интересно, что в осадочно-метаморфических породах Лоттинской зоны содержания Th, по данным Е.В.Бибикиной с соавторами [1993], растут с увеличением их глиноземистости: в гранатовых кварцитах – 5.8–8.7 г/т, гранатовых гнейсах – 7.7–24.3 г/т (среднее – 14.9 г/т), глиноземистых гнейсах – 13.5–24.6 г/т (среднее – 18.5 г/т). Эти данные отличаются от данных таблицы 4 и более соответствуют характеру распределения Th в осадочных отложениях фанерозоя.

Выводы. Значительная часть рассмотренных осадочно-метаморфических пород гранулитового пояса Балтийского щита сформировалась из осадочных отложений невысокой степени зрелости. На это указывают как результаты литохимических пересчетов (см. табл. 2.2.2), по данным которых в исходных отложениях постоянно присутствовали значительные количества плагиоклаза, гидрослюда, а иногда хлорита и смектитов, при практически полном отсутствии каолинита, так и значения величин индекса зрелости CIA [Nesbit, Young, 1982], колеблющиеся в пределах 50–0, а также расположение фигуративных точек изученных пород в полях граувакк, субграувакк, граувакковых пелитов на ряде диагностических диаграмм (см. рис. 2.2.2 Б и 2.2.3). Все это может указывать на довольно быстрые темпы денудации, переноса и захоронения терригенного материала, то есть на относительно активный тектонический режим в период седиментации исходных отложений гранулитового пояса. Это предположение подтверждается и расположением части фигуративных точек исследованных пород в поле отложений активных континентальных окраин на диаграмме $K_2O/Na_2O - SiO_2$ [Roser, Korsch, 1986]. Но, по-видимому, иногда существовали периоды более спокойной тектонической обстановки, и тогда формировались более зрелые, более дифференцированные отложения. На это указывают и повышенные содержания SiO_2 , Al_2O_3 (см. табл. 2.2.1), некоторые данные литохимических пересчетов (см. табл. 2.2.2), а также расположение фигуративных точек небольшой части исследованных пород в полях кварцевых песчаников и глин (см. рис. 2.2.3) и значения величин индекса зрелости (CIA), достигающие 75–78.

Присутствие в составе изученных пород углеродистого вещества (графита), постоянное превышение содержаний FeO над Fe_2O_3 , видимо, указывают на восстановительные условия седиментации. Вместе с тем, наличие графита (до 1–2%), обнаружение в нижележащей толще следов жизнедеятельности простейших организмов (биогерма строматолитов) [Ивлиев, 1971], вероятно, свидетельствуют о присутствии органической жизни в палеобассейне седиментации, чему способствовало значительное количество питательных (минеральных) веществ (Fe, Mn, K, V и др.), поступавших в этот палеобассейн.

Повышенные содержания ряда петрогенных и малых элементов (Si, Fe, K, Sr, Ni, V, Sc, Y, Pb, Zr и др.) (см. табл. 2.2.1, 2.2.3) свидетельствуют о том, что терригенный и вулканогенно-терригенный материал, поступавший в палеобассейн седиментации, был производным широкого круга пород – как ультраосновного-основного, так и среднего-кислого состава.

Проведенные исследования показали, что довольно часто корреляционные связи ряда элементов (Rb, Ba, Pb с калием; Sr с Na и Ca; Ti, V с Al; Fe, Ga с Ti и др.), свойственные осадочным отложениям фанерозоя, наблюдаются и в глубоко-метаморфизованных породах ($T=800-900^{\circ}C$, $P=6-8$ кбар) гранулитового пояса Балтийского щита.

Характер распределения ряда малых элементов и их содержания в изученных осадочно-метаморфических породах можно, с известной долей вероятности, объяснить минеральным составом исходных отложений, полученным в результате литохимических пересчетов (см. табл. 2.2.2 и 2.2.3). Очевидно, что распределение элементов примесей в валовом составе метаморфической породы доста-

точно отчетливо согласуется с их ожидаемым распределением в первичных минералах исходной осадочной породы, определенных при MINLITH – нормативных расчетах

Восстановленные содержания $C_{\text{орг}}$ (1.1–3.1%) и урана (1.5–4.6 г/т) в исходных отложениях осадочно-метаморфических пород гранулитового пояса в целом соответствуют содержаниям этих компонентов в осадочных породах фанерозоя.

Метакарбонатные породы нижней толщи. В составе нижней толщи гранулитового комплекса в небольших количествах присутствуют и метакарбонатные породы (кальцифиры, известково-силикатные породы и др.), которые характерны для Колвицкой зоны. Они выделены в юго-восточном окончании Лапландского блока (Сальные и Туадаш-тундры) и неизвестны в более западных районах (Лоттинская зона России, Финская и Норвежская Лапландия) (рис. 2.2.9 А). Известно, метакарбонатные породы докембрия несут важную информацию о ранних этапах осадконакопления, о возникновении и развитии жизни на Земле. С метакарбонатными отложениями довольно часто связаны месторождения и рудопроявления ряда полезных ископаемых (свинца, цинка, фосфора и др.), то есть изучение метакарбонатных пород докембрия имеет большое научное и практическое значение. Ниже приведены результаты изучения петрохимических и геохимических особенностей метакарбонатных пород (кальцифиров), главным образом Колвицкой зоны, реконструкция их первичного минерального состава и условий седиментации. При составлении данного раздела частично использованы материалы Сектора геологии и геохимии метаморфических пород Всесоюзного института минерального сырья за 1972 год, подготовленные Г.Б. Гиммельфарбом, Л.Б. Белоножкой, А. Г. Зайцевым.

Наибольшее количество метакарбонатных пород наблюдается в районе Порьей губы Кандалакшского залива Белого моря, где они прослеживаются на расстоянии 15 км в составе пачки пород плоскотундровской толщи. Породы карбонатсодержащей пачки (мощность 80–100 м) изучались на двух небольших участках – о. Медвежий и о. Кызымшек, где выявлены горизонты (5–10 м мощности) с прослоями кальцифиров от долей см до 50–60 см, чередующихся с пироксеновыми, гранат-пироксеновыми и другими кристаллосланцами (рис. 2.2.9 Б, В). Отдельные слои метакарбонатных пород выдержаны по мощности и хорошо прослеживаются по простиранию на десятки метров.

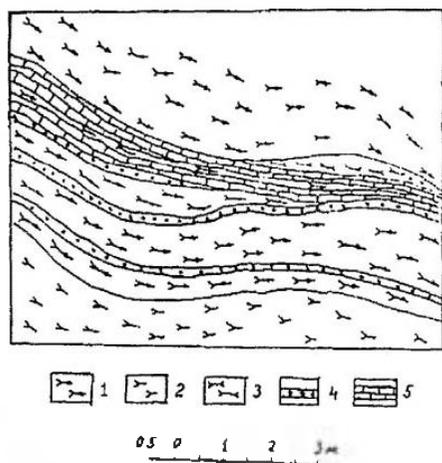
Карбонатные породы обычно обладают свойствами маркирующих горизонтов и на аэрофотоснимках имеют светлый фототон. Они быстрее, чем кварциты, кристаллические сланцы, гнейсы разрушаются при выветривании и образуют понижения в рельефе, в отличие от более крепких пород, образующих гривки и квесты. На отдельных участках, где мощность метакарбонатных прослоев значительна, рельеф имеет мягкие сглаженные формы. Выдержанность по простиранию на многие километры карбонат-содержащей пачки пород, при постоянной мощности и составе, согласное залегание пластовых тел разного состава, совместно участвующих в общей складчатости, тонкое чередование метакарбонатных пород с вмещающими кристаллическими сланцами с подобием ритмичной слоистости, по-видимому, свидетельствуют о первично-осадочном, или осадочно-вулканогенном происхождении пород данной пачки.

А



А. Положение районов исследования

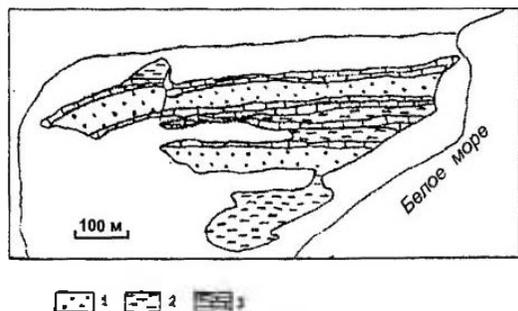
Б



Б. Схематическая геологическая карта фрагмента острова Медвежий, по Л.А. Виноградову и др., 1980:

- 1 – гранат- амфибол- диопсидовые плагиосланцы.
- 2 – гранат- двумпироксеновые плагиосланцы,
- 3 – плагноклаз- гиперстенновые кристаллосланцы.
- 4 – кварциты.
- 5 – кальцифиры

В



В. Схематическая геологическая карта участка острова Кызымшек: 1 – гранат- пироксеновые плагиосланцы, 2 – пироксен-плагноклазовые кристаллосланцы, 3 – кальцифиры

Рис. 2.2.9. Районы исследования метакарбонатных пород в Лапландско-Колвицком гранулитовом поясе

Для пород карбонатсодержащей пачки довольно характерны структуры буди-нажа, причем будинированию подвергнуты более жесткие, по сравнению с мета-карбонатными, пироксеновые кристаллосланцы и диопсидовые породы. Будины имеют линзовидную форму, в результате чего часто создается ложное впечатле-ние образования отдельных отторженцев якобы за счет привноса (метасоматоза) силикатного материала в карбонатный субстрат.

Метакарбонатные породы (кальцифиры) гранулитового комплекса – это светлосерые средне крупнозернистые породы, часто имеющие полосчатую тек-туру, обусловленную микрослоистым распределением цветных минералов, гра-нобластовую структуру. Они состоят из доломита, кальцита, кварца, полевых шпатов, диопсида, оливина, граната с примесью флогопита, апатита, скаполита, рудных минералов. *Доломит* обычно образует округлые зерна и чаще всего не сдвойникован. *Кальцит* встречается в виде крупных полисинтетических сдвой-никованных зерен размером до 4 мм, часто неправильной формы. *Диопсид* ино-гда составляет до 30–40% породы, изредко образует крупные выделения, пред-ставлен бесцветной разновидью с $n_g = 1.640$, $n_r = 1.632$, $2V = 64^\circ$. Довольно часто замещается тремолитом, реже флогопитом. Округлые зерна *оливина* чаще всего содержатся только в реликтах среди петельчатых выделений серпентина и мельчайшей вкрапленности магнетита. Оливин имеет высокое двупреломление: $n_g - n_r = 0.040$, $2V = 84^\circ$, $n_g = 1.680$, представлен магнезиальной разновидностью – форстеритом. *Гранат* образует порфиробластические выделения размером до 3–4 мм, часто имеющие четкие кристаллографические очертания. *Флогопит* обы-чно бесцветный или светлокоричневый, представлен крупными чешуйками с включениями других минералов или мелкими чешуйчатыми частицами, разви-тыми по другим минералам. В одной из проб кальцифиров (ПБ-17) были опреде-лены второстепенные и акцессорные минералы (в % на породу): ильменит – 0.02, циркон – 0.003, гранат – 0.2, бурая роговая обманка – 0.1, пирит – 0.05, муско-вит – 0.2, халькопирит – 0.0015, апатит – 0.3, сфен – 0.5.

Метакарбонатные породы (кальцифиры) встречаются, как было упомянуто выше, и в районе Сальных тундр Лапландской зоны гранулитового комплекса (табл. 2.2.11, пробы СЕ-12, СЕ-14), причем по минеральному составу данные по-роды аналогичны вышеописанным, то есть сложены кальцитом, доломитом, ди-опсидом, кварцем, амфиболом, гранатом. Кальцифиры локализованы в составе слоистой пачки (около 30 м мощности, протяженность более 1500 м) строматоли-тового биогерма, что было подтверждено определениями В.В. Любцова, И.Н. Крылова и М.А. Семихатова [Ивлиев, 1971]. В основании биогерма выступы кальцифиров облекаются строматолитовой постройкой, которая имеет вид широ-ких сопряженных куполоподобных бугорков, в средней и верхних частях биогер-ма бугорки выволаживаются, и он приобретает слабоволнистую поверхность. Строматолиты по ряду морфологических особенностей строения (преобладание пологоволнистых и плоскостных слоевищ, переслаивающихся с кварцевыми слойками) внешне сходны с постройками строматолитов Канадского щита и пе-ченгской серии Кольского полуострова [Ивлиев, 1971, 1977]. Строматолитовые постройки приурочены к наиболее мощным участкам кальцифиров белого цвета (см. табл. 2.2.11, проба № 1). В кальцифирах и гранулитах гранат кварц-полевош-

Химический состав кальцифиров гранулитового комплекса, % мас.

№ п/п	№ обр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Собщ	CO ₂	п.п.п.	Сумма	М
Кальцифировые Коввинсон зоны [Козлов и др., 1990]																	
1	283 Б	20.09	0.04	2.65	0.98	2.76	0.36	1.91	41.61	0.11	0.50	—	—	—	—	—	0.0414
2	М-514	48.98	0.40	9.85	2.31	9.24	0.26	9.65	13.54	1.97	0.85	—	—	—	—	—	0.4116
3	М-740	51.62	0.17	3.77	0.83	5.45	0.28	14.14	21.15	0.60	0.62	—	—	—	—	—	0.3984
4	М-509	57.33	0.50	12.70	3.65	4.72	0.21	2.48	12.66	1.84	0.98	—	—	—	—	—	0.1520
Пироксеновые кальцифировые биогерма строматолитов [Налив, 1971]																	
5	1	51.47	0.17	3.88	0.59	1.76	0.086	17.14	19.52	0.82	0.36	0.13	—	2.14	0.72	99.70	0.4664
6	543	54.56	0.04	0.93	0.27	1.10	0.10	17.57	24.14	0.28	0.04	0.06	—	0.37	—	100.12	0.4211
Доломитовые кальцифировые [данные автора]																	
7	ПБ-1	18.90	0.098	0.82	1.42	1.89	0.19	18.92	20.90	0.11	0.30	0.002	0.26	29.33	4.08	100.34	0.4743
8	ПБ-3	21.74	0.16	1.22	1.52	2.30	0.16	17.20	28.30	0.08	1.02	0.01	—	23.30	24.21	99.86	0.3750
9	СЕ-12	34.66	0.20	1.70	0.31	2.73	0.20	16.64	24.80	0.60	0.40	0.24	—	—	17.25	99.50	0.4000
10	143ж	35.96	0.14	2.64	1.43	2.16	0.22	16.78	20.75	0.20	0.15	0.09	0.10	16.83	1.97	99.60	0.4467
11	ПЗ-55	36.74	0.25	4.27	0.54	4.07	0.34	10.75	20.26	0.61	0.44	0.11	0.14	21.90	0.94	100.36	0.3447
Известковые кальцифировые [данные автора]																	
12	ПЗ-65	22.93	0.18	2.70	0.32	3.27	0.37	1.65	42.61	0.26	0.02	0.21	—	23.85	1.19	99.56	0.0373
13	ПБ-17	25.70	0.25	3.81	0.80	3.95	0.46	4.64	36.45	0.94	0.23	0.18	—	20.20	22.14	100.61	0.1118
14	ПЗ-59	26.94	0.22	3.23	0.94	3.42	0.41	5.74	38.30	0.24	0.04	0.18	0.10	19.70	—	99.36	0.1301
15	143а	27.76	0.14	3.42	1.83	2.41	0.43	5.97	36.78	0.60	0.08	0.14	0.12	19.73	0.32	99.97	0.1392
16	СЕ-14	29.85	0.27	2.40	0.28	1.65	0.10	9.00	32.60	0.22	0.90	0.27	—	—	21.89	—	0.2127
17	ПЗ-43	31.44	0.34	5.11	1.33	3.61	0.37	3.35	35.87	0.47	0.20	0.19	0.10	16.87	0.31	99.56	0.0845
18	ПБ-16	32.53	0.18	2.91	0.58	2.18	0.27	1.65	40.99	0.27	0.28	0.18	—	20.20	22.14	100.61	0.0373
19	143л	34.50	0.26	5.09	2.70	3.12	0.50	6.12	33.13	0.46	0.08	—	0.10	13.28	0.79	100.03	0.1555
20	ПБ-23	34.64	0.28	5.76	2.80	3.95	0.50	6.72	34.00	0.24	0.05	0.16	—	10.80	10.70	131	0.1648
21	ПЗ-73	35.74	0.16	3.72	0.16	3.74	0.31	8.56	30.74	0.93	0.16	0.11	0.20	14.53	0.49	99.56	0.2172

Прочерк — отсутствие данных. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ВМС МГ СССР М-МgO/CaO-MgO, % мас. — коэффициент доломитности [Злобин, 1988]

патового состава присутствует графитовая минерализация. В темнозеленых кальцифирах подошвы и кровли строматолитового горизонта содержание графита колеблется от единичных чешуек до 10% объема породы [Ивлиев, 1971]. Таким образом, обнаружение в кальцифирах следов жизнедеятельности микроорганизмов (цианобактерий) в виде строматолитовых построек, а также результаты изотопных определений углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от -0.8‰ до -1.8‰), отвечающие изотопному составу углерода морских водорослей [Ивлиев, 1977], возможно, свидетельствуют о биогенной природе графита изученных пород.

К западу от Сальных тундр, в Туадаш-тундрах, также отмечаются метакарбонатные породы (диопсидовые кальцифиры), представленные как протяженными слоями, так и линзовидными телами и содержащими тот же набор минералов, что и кальцифиры других районов гранулитового комплекса (Колвицкая зона, Сальные тундры).

Можно отметить, что в ряде других докембрийских регионов метакарбонатные породы (мраморы, кальцифиры) распространены более широко. Так, на Анабарском щите в разрезе хапчанской серии верхнего архея метакарбонатные породы составляют 3–10% от суммарной мощности серии, на Алданском щите подобные отложения составляют в целом около 1/4 от всего разреза метаосадочных пород, довольно широко метакарбонатные породы распространены на Украинском щите, на Памире (горанская серия) и в ряде других регионов Земли [Виноградов, 1975; Злобин, 1988; Христофорова, 1990; Макрыгина и др., 1994 и др.].

Петрохимические данные и MINLITH-нормативный минеральный состав пород. Проведенные литохимические пересчеты метакарбонатных пород на их исходный MINLITH-нормативный минеральный состав показали, что первичными отложениями, по-видимому, были в основном песчано-карбонатные осадки. При этом обломочная часть состояла, главным образом, из кварца, в меньшем количестве присутствовал кислый плагиоклаз и весьма редко – калиевый полевой шпат (табл. 2.2.12). Глинистая составляющая осадка была, вероятно, представлена небольшим количеством гидрослюда и хлорита, и практически полностью отсутствовали каолинит и смектиты (нормативный монтмориллонит в табл. 2.2.12), а карбонатный компонент состоял, в основном, из кальцита и доломита (см. табл. 2.2.12).

Таким образом, исходные карбонатные отложения представляли ряд карбонатные – песчаные (алевритовые) осадки. Это подтверждается и расположением фигуративных точек исследованных пород на диаграмме карбонатные пелитовые песчаные компоненты (рис. 2.2.10 Б), где все точки проанализированных пород лежат в поле карбонатов и вблизи поля песчаных пород и ни одна точка не попадает в поле глинисто-карбонатных отложений (мергелей). На диаграмме полевошпатовые - пелитовые - кварцевые компоненты (рис. 2.2.10 В) фигуративные точки исходных отложений ложатся в поля субграувакк и кварцевых аренитов и лишь приближаются к полю пелитов. Это, возможно, указывает на вынос тонкого материала за пределы рассматриваемого разреза, в дистальные области бассейна осадконакопления.

Для всех изученных метакарбонатных пород комплекса характерной чертой является преобладание FeO над Fe_2O_3 , иногда весьма существенное, а также увеличение содержания ряда петрогенных окислов (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O) с умень-

MINLITH-нормативный минеральный состав кальцифиров гранулитового комплекса

Компоненты исходных пород		Колвинская зона				Сальнотундровская зона																	
Минералы в группы	Минералы					биогерм		доломитовые						известковые									
		283-Б	М-514	М-740	М-509	1	543	ПБ-1	ПБ-3	СЕ-12	143Ж	ПЗ-55	ПЗ-63	ПБ-17	ПЗ-59	1433	СЕ-14	ПЗ-43	ПБ-16	143Л	ПБ-23	ПЗ-73	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
Обломочные	Q	14.98	24.03	33.45	29.67	32.69	37.94	13.41	14.91	24.23	28.25	27.29	16.92	15.58	19.27	18.51	21.79	20.55	24.07	22.62	21.93	23.48	
	PL	1.09	15.55	4.38	14.12	5.96	2.11	1.18	0.44	4.79	1.53	5.43	2.12	7.76	2	5.01	1.54	3.62	2.01	3.44	1.91	7.33	
	OR	—	—	—	—	—	—	1.04	5.23	1.64	—	—	—	—	—	—	2.67	—	—	—	—	—	
	Сумма	16.07	39.58	37.83	43.79	38.65	40.05	15.63	20.58	30.66	29.78	32.72	19.04	23.34	21.27	23.52	26	24.17	26.08	26.06	23.84	30.81	
Глинистые	KN	—	—	—	—	—	0.58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	ILL	3.55	5.67	3.4	7.68	2.38	—	0.89	—	0.27	0.99	3.1	—	1.34	—	0.65	3.07	1.34	1.95	0.64	0.3	1.01	
	MM	—	—	—	7.77	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	CHL	3.71	11.28	1.57	16.82	2.67	—	—	—	—	5.62	5.55	9.96	4.97	9.31	6.21	—	15.56	6.08	14.13	18.31	4.07	
	SRP	—	—	—	—	4.11	0.4	9.06	—	—	0.43	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Сумма	7.26	16.95	4.97	32.27	9.16	0.96	9.95	—	0.27	7.04	8.65	9.96	6.31	9.31	6.86	3.07	16.9	8.03	14.77	18.61	5.08	
Оксида	GT	—	—	—	—	1.8	1.09	3.25	—	1.17	2.92	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	PRL	—	—	—	—	0.07	0.07	0.27	—	0.21	0.23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Сумма	—	—	—	—	1.87	1.16	3.52	—	1.38	3.15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Карбонатный	CC	64.32	—	—	18.26	—	—	—	2.31	—	—	7.42	68.72	45.4	48.26	43.71	29.32	56.03	61.42	41.35	42.3	26.62	
	DL	5.16	26.85	46.75	—	49.92	57.81	70.33	67.35	62.9	59.43	39.66	0.44	14.38	13.7	17.43	36.13	1.25	1.76	10.9	9	28.5	
	ANK	6.6	1.21	6.39	4.9	—	—	—	9.42	4.31	—	10.21	0.78	9.31	6.21	7.24	4.54	0.38	1.8	5.82	5.05	7.88	
	SD	—	4.69	3.58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	RCH	0.55	0.38	0.35	0.32	—	—	—	0.2	—	—	0.54	0.53	0.71	0.59	0.6	0.11	0.52	0.4	0.68	0.66	0.39	
	Сумма	76.63	43.13	57.07	23.48	49.92	57.81	70.33	79.28	67.21	59.43	57.82	70.47	69.8	68.76	68.98	70.1	58.18	65.38	58.75	57.01	63.39	
Минералы Ti, P и др.		0.04	0.34	0.13	0.46	0.4	0.03	0.57	0.14	0.48	0.6	0.8	0.53	0.55	0.66	0.64	0.83	0.75	0.51	0.42	0.54	0.72	

Прочерк – отсутствие минерала. Порядковые номера в данной таблице отвечают номерам таблицы 2.2.11.

Вероятные типы исходных отложений: 1 – глинисто-песчанисто-известковые, 2 – глинисто-песчано-карбонатные, 3 – кварцево-карбонатные, 4 – карбонатно-глинисто-песчаные, 5 – глинисто-песчано-доломитовые, 6 – песчаные доломиты, 7 – глинисто-песчаные доломиты, 8 – песчаные доломиты, 9 – песчаные доломиты, 10 – глинисто-песчаные доломиты, 11 – глинисто-песчано-карбонатные, 12 – глинисто-песчанисто-известковые, 13–15 – глинисто-песчанисто-карбонатные (существенно известковые), 16 – песчано-карбонатные, 17 – глинисто-песчанисто-карбонатные (существенно известковые), 18 – глинисто-песчано-известковые, 19 – глинисто-песчано-карбонатные (существенно известковые), 20 – глинисто-песчанисто-карбонатные (существенно известковые), 21 – глинисто-песчано-карбонатные



Рис. 2.2.10. Диаграммы соотношений петрогенных оксидов в MINLITH-нормативных минералов и кальциферах гранулитового комплекса

А. SiO_2 –CaO–MgO.

Б. Карбонатные – пелитовые – полевошпат- кварцевые MINLITH-нормативные компоненты.

В. Полевошпатовые – пелитовые – кварцевые MINLITH-нормативные компоненты

шением количества CaO и MgO, обусловленное привнесом терригенного и вулканогенно-терригенного материала в карбонатные отложения.

Распределение элементов-примесей. Проведенное изучение содержаний ряда малых и редких элементов в кальцифирах комплекса показало, что концентрации некоторых коррелируются с SiO_2 и Al_2O_3 (рис. 2.2.11 А; табл. 2.2.13), что может свидетельствовать о поступлении этих микроэлементов в составе терригенной и вулканогенно-терригенной примеси. Также отмечается корреляция Ni с суммарным Fe. Повышенные содержания микроэлементов данной группы, а также Cu и Ba в пробе М-509 (см. табл. 2.2.11, 2.2.13), по-видимому, объясняются значительным поступлением в исходные отложения силикатного материала, с которыми и были связаны эти микроэлементы.

По небольшому количеству имеющихся определений таких микроэлементов, как Mo, Pb, Zr, Rb (см. табл. 2.2.13), все же можно предположить, что они были связаны с материалом пород фельзического и среднего состава, поступавшим в палеобассейн седиментации. При этом в исследованных породах наблюдается прямая корреляционная зависимость содержаний Rb от содержаний K_2O (рис. 2.2.11Б), характерная для осадочных отложений фанерозоя.

Содержание бора в изученных породах значительно меньше (в среднем 17 г/т в доломитовых и 12.1 г/т в известковых разностях кальцифиров), чем в осадочных породах фанерозоя Русской плиты – 61 г/т в карбонатных отложениях и 86 г/т в алевро-песчаных [Ронов, Мигдисов, 1996]. Однако, по данным ряда других авторов [Юдович, 1980; Овчинников, 1990 и др.], содержание бора в осадочных породах фанерозоя несколько меньше: 18–20 г/т в карбонатах и 35 г/т в песчаниках, что не намного превышает концентрацию В в изученных кальцифирах.

Содержание Ba в кальцифирах (см. табл. 2.2.13) иногда значительно превосходит содержание этого микроэлемента в карбонатных отложениях фанерозоя, которое, по данным разных авторов, колеблется в довольно широких пределах – 63–120 г/т [Ронов, Мигдисов, 1996; Condie et al., 1991; Юдович, 1980]. При этом для изученных метакарбонатных пород характерно сравнительно равномерное распределение Ba в различных типах кальцифиров: доломитовых – 100–360 г/т (среднее – 198 г/т), известковых – 100–380 г/т (214 г/т). Можно предположить, что в исходные отложения Ba, в основном, поступал в составе силикатного (терригенного, вулканогенно-терригенного) материала, что подтверждается корреляционной зависимостью содержаний Ba и $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 2.2.11 В).

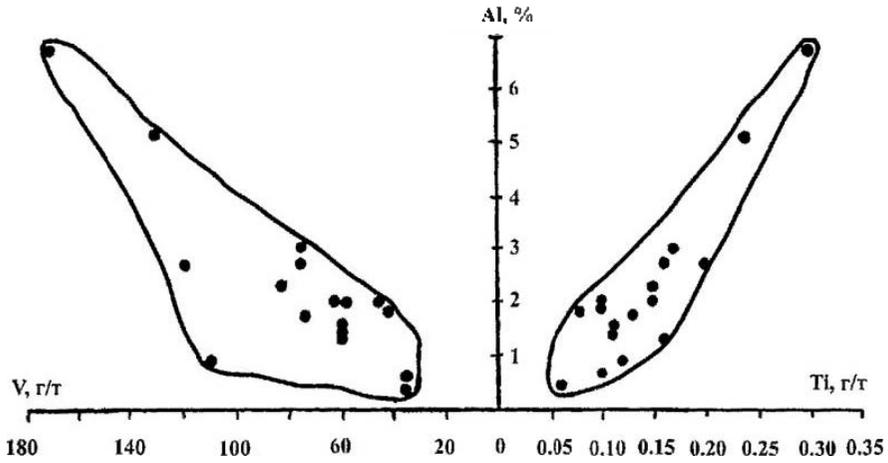
Содержания Sc в кальцифирах гранулитового комплекса (10–32 г/т, среднее по 13 пробам – 22.2 г/т) ближе к содержанию этого микроэлемента в мафитах (кларк – 30 г/т), чем в осадочных породах фанерозоя (песчаники – 9 г/т, карбонатные отложения – 2.2 г/т). При этом содержания Sc в фельзических гранулитах (существенно гранат кварц-полевошпатовых породах) комплекса колеблются в таких же пределах, как и в кальцифирах (3–35 г/т), но среднее значение несколько ниже – 15.8 г/т. Близкое значение для фельзических гранулитов получено и другими авторами [Минц и др., 1994] – 14 г/т Sc (по 6 анализам). Таким образом, оказывается, что содержание Sc в метакарбонатных породах (кальцифирах) комплекса оказывается выше, чем в силикатных породах – фельзических гранулитах, что, видимо, является характерной особенностью пород данного комплекса.

Содержание ряда элементов в кальцифирах гранулитового комплекса и породах фанерозоя

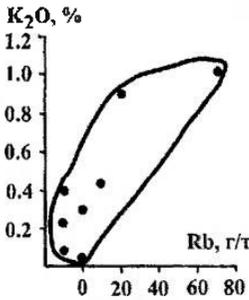
№п/п	№обр	Cr	Ni	Co	V	Cu	P	Sc	Mo	Pb	Zr	B	Ba	Sr	Rb	Li	F	Ti	Mn	Fe	Al
Кальцифиры Колыцкой зоны [Козлов и др., 1990]																					
1	М-514	140	74	26	130	11	—	—	—	—	—	10	220	180	—	—	—	0.24	0.20	8.80	5.21
2	М-740	35	41	10	46	5	—	—	—	—	—	6	160	180	—	—	—	0.10	0.22	4.82	1.99
3	М-509	170	210	43	170	170	—	—	—	—	—	—	840	310	—	—	—	0.30	0.16	6.22	6.72
Доломитовые кальцифиры [данная работа]																					
4	ПБ-1	17	—	5	36	—	9	27	—	—	—	20	100	1100	20	1.9	1500	0.06	0.15	2.46	0.43
5	ПБ-3	41	18	16	35	20	44	10	3	17	30	26	150	480	90	16.0	1800	0.10	0.12	2.85	0.65
6	СЕ-12	100	85	22	110	90	1047	32	—	51	70	32	90	1430	10	22.0	—	0.12	0.15	2.34	0.90
7	ПЗ-55	67	50	5	83	50	480	25	—	—	—	8	360	540	30	7.2	—	0.15	0.26	3.54	2.26
Известковые кальцифиры [данная работа]																					
8	ПЗ-63	57	25	5	60	—	916	20	—	—	—	7	100	680	—	1.6	—	0.11	0.29	2.77	1.43
9	ПБ-17	72	45	22	58	40	786	15	4	15	40	12	160	480	10	16.0	470	0.15	0.36	3.63	2.02
10	ПЗ-59	58	27	5	74	40	786	30	—	—	—	12	230	840	—	4.2	420	0.13	0.32	3.32	1.71
11	1433	32	—	5	42	32	611	16	—	—	—	5	250	425	10	8.6	280	0.08	0.33	3.16	1.81
12	СЕ-14	60	10	6	60	80	1178	30	1	25	70	20	380	600	40	20.0	—	0.16	0.08	1.48	1.27
13	ПЗ-43	70	17	5	120	—	829	—	—	—	—	16	300	660	—	37.0	430	0.20	0.29	3.74	2.70
14	ПБ-16	47	13	5	61	—	786	27	—	—	—	—	150	480	—	—	—	0.11	0.21	2.10	1.56
15	143Л	38	63	40	75	—	—	16	2	6	—	—	180	380	—	3.0	600	0.16	0.39	4.31	2.69
16	ПБ-23	7	52	24	75	55	698	20	2	16	40	19	200	700	20	7.8	720	0.17	0.41	5.03	3.05
17	ПЗ-73	60	60	5	63	—	480	21	—	—	100	6	190	560	—	8.2	760	0.10	0.24	3.02	1.97
Породы фанерозоя: осадочные [Ронов, Мидисов, 1996], изверженные [Отчинников, 1990]																					
Песчанки		36	23	8.6	59	23	480	9	0.07	22	196	86	455	154	76	21.0	363	0.33	0.08	2.24	4.22
Карбонаты		13	6	2.1	16	7	349	2.2	—	20	32	61	63	325	15	10.2	581	0.06	0.04	0.78	0.75
Базиты		180	140	48	240	92	1300	30	1.4	6	130	5	290	460	37	15.0	400	1.07	0.17	8.56	8.22
Андезиты		54	41	14	140	43	1350	18	1.0	11	170	12	410	410	80	27.5	500	0.61	0.12	5.36	8.95
Граниты		5.6	3.5	1	38	10	600	6.5	1.5	19	180	12.5	750	150	180	37.0	820	0.16	0.04	1.56	7.27

Прочерк – отсутствие данных. Содержание Ti, Mn, Fe, Al в процентах, остальные в г/т.
Анализы выполнены в спектральной лаборатории ВИМС МГ СССР

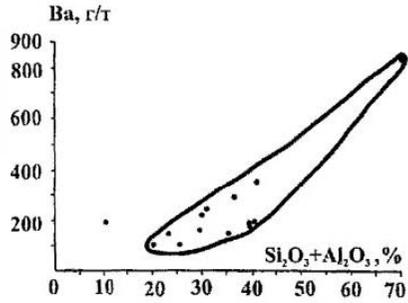
А



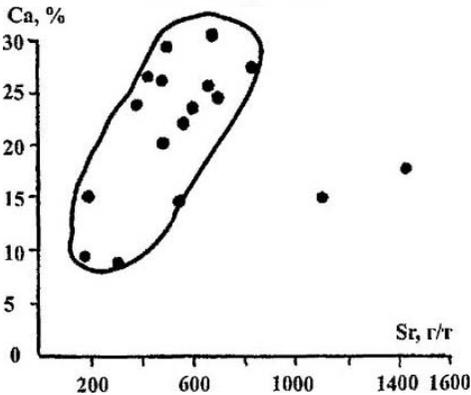
Б



В



Г



Д

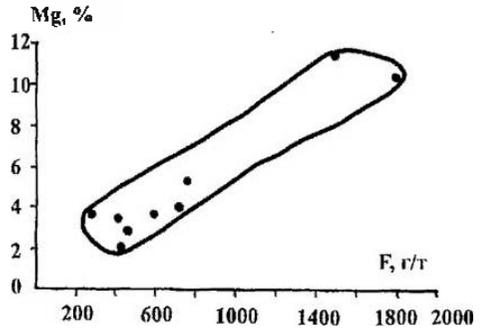


Рис. 2.2.11. Диаграммы соотношений элементов-примесей и петрогенных оксидов в кальцифирах гранулитового комплекса

А. V - Al - Ti. Б. Rb - K₂O. В. (SiO₂+Al₂O₃) - Ba. Г. Sr - Ca. Д. F - Mg

Например, в породах хапчанской серии Анабарского щита характер распределения Sc другой: в гранатовых гнейсах и гранулитах содержания Sc колеблются в пределах 2–35 г/т, среднее – 14.3 г/т, что отвечает средним содержаниям и пределам колебаний Sc в гранулитах Балтийского щита, а в метакarbonатных породах содержания Sc значительно ниже (2–15 г/т, среднее по 12 анализам – 6.8 г/т).

Из всего вышеизложенного следует, что в период формирования метакarbonатных отложений гранулитового комплекса Балтийского щита поступавший материал был более обогащен Sc, чем материал формирующихся, существенно песчанистых осадков (фельзических гранулитов), а также carbonатных осадков хапчанской серии Анабарского щита.

Mn – характерный элемент carbonатных отложений. В исследованных породах его содержание колеблется в широких пределах (0.08–0.41% Mn) (см. табл. 2.2.13), но при этом концентрация Mn всегда выше, чем в carbonатных породах фанерозоя (0.04–0.07% Mn) [Ронов, Мигдисов, 1996 и др.]. В изученных кальцифирах содержание Mn в известковых разностях (среднее 0.29%) превышает такое в доломитовых (среднее по 7 пробам – 0.18%). Можно заметить, что в фанерозойских породах доломиты, содержащие более низкие концентрации Mn, чем известняки, принято считать седиментационно-диагенетическими, сформировавшимися по исходному известковому осадку [Юдович, 1981].

По данным [Ронов, Ермишкина, 1959], повышенное количество Mn в carbonатных породах свидетельствует о гумидном климате, а пониженное – об аридном. Эта закономерность отмечается и в метакarbonатных породах (мраморы, кальцифиры) хапчанской серии Анабарского щита, сформировавшихся в палеобассейне с признаками эвапоритизации [Злобин, 1988], в которых содержание MnO колеблется в пределах 0.01–0.24% (среднее по 30 анализам – 0.038%). Таким образом, по содержанию Mn в исследованных кальцифирах гранулитового комплекса Балтийского щита можно предположить, что исходные carbonатные отложения сформировались в условиях палеоклимата гумидного типа, в палеобассейне нормальной солености.

Sr является одним из carbonатофильных микроэлементов и геохимически связан с Ca, что объясняется близостью размеров ионных радиусов этих элементов ($Ca=1.04 \text{ \AA}$, $Sr=1.20 \text{ \AA}$) и возможностью Sr замещать Ca в кристаллической решетке carbonатных минералов. В кальцифирах комплекса также отмечается корреляционная зависимость содержания Sr от количества Ca (рис. 2.2.11Г), что свидетельствует о том, что метаморфизм гранулитовой фации (750–900°C, $P=8\text{--}10$ кбар) не полностью нарушил связь Sr с Ca, весьма характерную для осадочных и слабометаморфизованных пород фанерозоя и докембрия.

Кларк Sr в carbonатных отложениях фанерозоя 540 г/т [Овчинников, 1990], а рассчитанное среднее содержание Sr в carbonатных породах фанерозоя Русской и Китайской платформ равно 325 г/т [Ронов, Мигдисов, 1996]. В публикациях других авторов средние содержания Sr в carbonатных отложениях отличаются от этих данных: 450 г/т [Юдович, 1980] и 400 г/т [Condie et al, 1991].

Таким образом, содержание Sr в кальцифирах гранулитового комплекса несколько повышено относительно всех этих значений, причем в доломитовых разностях количество Sr несколько выше (603 г/т, $Ca=14.46\%$), чем в известковых

(580.5 г/т, Са=25.84%). Такое распределение Sr, вероятно, является характерной особенностью исследованных пород гранулитового комплекса. Общее повышенное содержание Sr, а также более высокая его концентрация именно в доломитовых разностях, вероятно, указывают на относительно высокую соленость вод палеобассейна седиментации.

Содержание Li в изученных метакарбонатных породах колеблется в довольно широких пределах (1.6–37.0 г/т, среднее по 13 пробам – 11.8 г/т), причем в силикатных породах (фельзических гранулитах) этого же комплекса содержание Li несколько ниже (вариации от 4.4 г/т до 19.0 г/т, среднее по 13 пробам – 8.6 г/т). В то же время кислые гранулиты, гранатовые гнейсы хапчанской серии Анабарского щита содержат несколько больше Li, чем метакарбонатные породы [Злобин, 1988]. Силикатные породы фанерозоя также обогащены Li (глинистые сланцы 65–69 г/т, песчаники – 20–21 г/т) по сравнению с карбонатными отложениями (6.9–10.0 г/т) [Овчинников, 1990; Ронов, Мигдисов, 1996]. Это объясняется близостью размеров ионных радиусов ряда элементов (Li – 0.68 Å, Mg²⁺ – 0.74 Å, Al³⁺ – 0.57 Å, Fe²⁺ – 0.80 Å) и, соответственно, концентрацией Li в магнезиально-железистых (амфибол, биотит и др.) и алюмосиликатных (мусковит, гидрослюда и др.) минералах.

Таким образом, несколько повышенные содержания Li в кальцифирах относительно фельзических гранулитов, видимо, являются характерной особенностью пород гранулитового комплекса Балтийского щита. Возможно, это объясняется более значительным содержанием Li в материале, поступавшем в палеобассейн седиментации в период формирования пород нижней толщи, а также присутствием в кальцифирах минералов-носителей Li (пироксены, амфиболы, флогопит и др.). В эпоху же формирования осадочных отложений верхней толщи Li, по-видимому, поступал в палеобассейн в несколько меньших количествах, и минеральный состав фельзических гранулитов (существенно кварц-полевошпатовый, до 84–92%, по данным [Бибикова и др., 1993]), не способствовал (кроме биотита) концентрации данного микроэлемента.

Концентрация F в кальцифирах комплекса колеблется от 280 до 1800 г/т, причем максимальные содержания (1500–1800 г/т F) приурочены к доломитовым разностям. Можно отметить, что повышенные количества F в доломитовых кальцифирах отмечаются и в других регионах: до 1700–2000 г/т (среднее – 1300 г/т) в ангинской серии Западного Прибайкалья [Макрыгина и др., 1994], а в метакарбонатных породах Анабарского щита содержание F достигает 2200–2600 г/т, что связывается с эвапоритизацией вод палеобассейна [Злобин, 1988 и др.]. Известковые разности кальцифиров гранулитового комплекса также содержат (хотя и не в такой мере, как доломитовые) значительные количества F (см. табл. 2.2.13); среднее содержание в них F, равное 526 г/т (по 7 пробам), заметно выше кларка в карбонатах фанерозоя (330 г/т) [Овчинников, 1990], но довольно близко к количеству F в карбонатных породах Русской плиты – 581 г/т. При этом в изученных кальцифирах содержания F довольно хорошо коррелируются с Mg (рис. 2.2.11 Д), что, по данным ряда авторов [Ронов и др., 1974 и др.], характерно для карбонатных пород аридных зон.

Пределы колебания *содержаний P* в изученных метакарбонатных породах комплекса весьма широкие (9–1178 г/т), причем максимальные вариации прису-

щи доломитовым разностям (см. табл. 2.2.13). Среднее содержание Р в известковых кальцифирах, равное 786 г/т (по 9 пробам), более чем в 2 раза выше такового в карбонатных породах фанерозоя (349 г/т). Повышенное содержание Р в исследованных породах, по-видимому, указывает на то, что в составе вулканогенно-терригенного материала, поступавшего в палеобассейн седиментации, существенную часть составлял материал мафических и средних пород, в которых концентрация Р достигает 1300–1350 г/т [Овчинников, 1990].

Условия осадконакопления. Как видно из данных таблицы 2.2.11, а также проведенных литохимических пересчетов (см. табл. 2.2.12), все изученные породы, за редким исключением, первоначально были представлены песчаными, песчанистыми карбонатными (известковыми, доломитовыми) осадками, в которых глинистая компонента, в большинстве случаев, не играла существенной роли. Материал, поступавший в палеобассейн седиментации, был, по-видимому, относительно слабо дифференцирован, на что указывает постоянное присутствие в исходных отложениях гидрослюды, хлорита, а также иногда существенных количеств (до 14–15%) плагиоклаза (см. табл. 2.2.12). Можно предположить, что подобные отложения формировались в прибрежной части палеобассейна, откуда тонкозернистый глинистый материал выносился в более глубокие его части. О небольших глубинах говорит и находка биогерма строматолитов, который формировался в пределах зоны фотосинтеза [Серебряков, Семихатов, 1975].

Повышенные содержания ряда индикаторных элементов (Fe, Mn, Cr, Co, Р, Pb и др.) в кальцифирах (см. табл. 2.2.13) могут указывать, что материал, поступавший в палеобассейн седиментации, был производным широкого спектра пород (мафические–средние–фельзические), а значительные концентрации таких микроэлементов, как Cr (до 100–170 г/т), Ni (до 85–210 г/т), Co (до 40–43 г/т), присутствие иногда серпентина и гетита (см. табл. 2.2.2), видимо, могут свидетельствовать о примеси и ультраосновного материала.

Наличие графита в составе кальцифиров и других метаморфических пород Гранулитового комплекса, обнаружение следов жизнедеятельности простейших организмов (строматолитов), изотопный состав углерода, отвечающий изотопному составу углерода морских водорослей [Ивлиев, 1977] свидетельствуют о биогенной природе по крайней мере части углеродистого вещества (графита) и о существовании органической жизни в данном палеобассейне, как и во многих других палеобассейнах докембрия, где также наблюдаются углеродистое вещество (графит), биогермы строматолитов, онколиты, органические соединения, проявления битумоидов [Серебряков, Семихатов, 1975; Виноградов, 1975; Сафронов, 1981; Сафронов, Степанова, 1993; Сафронов, Ивлиев, 1995; Злобин, 1988; Христофорова, 1990; Макрыгина и др., 1994 и др.].

Отмечаемая в исследованных породах прямая корреляционная зависимость между содержаниями Ti, Cr, V и Al_2O_3 свидетельствует о поступлении данных элементов в составе терригенного и вулканогенно-терригенного материала. Наблюдаемая корреляционная связь Rb и K характерна именно для нормально-осадочных отложений, так как при процессах метасоматоза данная связь нарушается [Макрыгина, Петров, 1971], то есть изученные породы гранулитового комплекса, вероятно, не затронуты метасоматическими преобразованиями в заметных

масштабах. Это подтверждается и значительными содержаниями Sc в тех же породах комплекса (см. табл. 2.2.13), так как метасоматические породы обычно «обеднены» этим микроэлементом и содержат, например, всего 2–8 г/т (диопсидовые метасоматиты Алданского щита) [Крылова и др., 1975].

Положительная корреляция Ba с $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ (см. рис. 2.2.11В) свидетельствует о его поступлении в составе силикатного материала и условиях седиментации без проявления эвапоритизации, в последнем случае Ba был бы связан с карбонатным веществом. Повышенные содержания MnO в изученных кальцифирах (см. табл. 2.2.11, 2.2.13) указывают, по данным [Ронов, Ермишкина, 1959], на палеоклимат гумидного типа. Это подтверждается и сравнением с мстакарбонатными породами хапчанской серии Анабарского щита, являющимися производными эвапоритизированного палеобассейна [Злобин, 1988], в которых среднее содержание MnO равно 0.038% (по 30 анализам), что довольно близко к содержаниям MnO в карбонатных отложениях аридной зоны (0.041%) [Ронов, Ермишкина, 1959].

Можно предположить, что процесс седиментации проходил при гумидном-семигумидном палеоклимате в опресненном палеобассейне лагунного типа, в котором временами происходило повышение солености вод. Об этом говорят широкие вариации содержаний ряда индикаторных микроэлементов – Li, Sr, F (см. табл. 2.2.13), значение отношения Sr/Ba, а также значения величины $V^* = 8.5 \times \text{В}/\text{K}_2\text{O}$, колеблющиеся в пределах 82–680, причем значения V^* до 300 свидетельствуют о пресных водах, 300–600 – солоноватых и более 600 – нормально соленых [Walker, Price, 1963].

Выводы. Совокупность признаков, таких, как тонкое переслаивание, небольшие мощности кальцифиров, иногда линзовидная форма их нахождения, присутствие, главным образом, песчаных разновидностей кальцифиров свидетельствует о мелководности палеобассейна седиментации. На небольшие глубины указывает также обнаруженный строматолитовый биогерм, сформировавшийся в литоральной сублиторальной зоне палеобассейна [Сребряков, Семихатов, 1975] и высокие содержания MnO (до 0.50–0.53%) [Ронов, Ермишкина, 1959].

Присутствие в составе изученных отложений углеродистого вещества (графита), иногда значительных содержаний $S_{\text{обн}}$ (до 0.20–0.26%), а также постоянное превышение FeO над Fe_2O_3 свидетельствуют о восстановительных условиях осадконакопления в палеобассейне.

Наличие графита в составе пород гранулитового комплекса, находка следов жизнедеятельности микроорганизмов (строматолитов), данные изотопных определений углерода – все это свидетельствует о наличии органической жизни в палеобассейне седиментации, чему способствовало значительное количество поступивших туда биологически важных элементов (Fe, Mn, V, P и др.).

Повышенные содержания ряда петрогенных (Fe, Mn, и др.) и малых элементов (Cr, Ni, Co, P, Pb и др.) указывают на то, что терригенный и/или вулканогенно-терригенный материал, поступавший в палеобассейн, был производным широкого круга пород (ультрамафических, мафических, средних, фельзических).

Анализ данных о содержании ряда индикаторных элементов (Mn, Sr, Li, F), значение отношения Sr/Ba > 3, корреляционные зависимости между элементами,

видимо, свидетельствуют о гумидном-семигумидном палеоклимате эпохи формирования исходных отложений и лагунном типе палеобассейна.

Сравнительно высокое содержание Sc в изученных кальцифирах, положительная корреляция Rb с K_2O , Ti и V с Al указывают на первично-осадочное происхождение метакарбонатных пород гранулитового комплекса Балтийского щита, отсутствие заметных метасоматических преобразований во время метаморфизма.

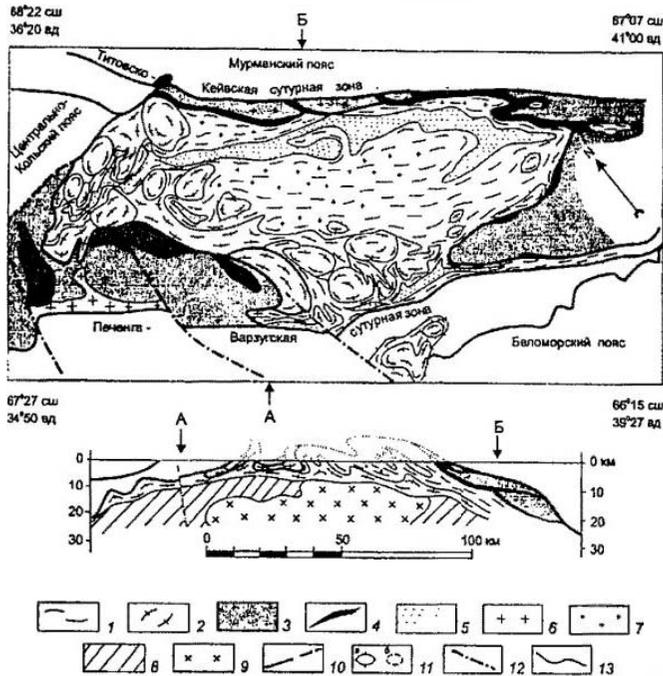
Заключение. В целом анализ осадконакопления показывает, что между Мурманским и Карельско-Беломорским древними блоками существовал обширный Лапландско Колвицкий палеобассейн, который закрылся и был метаморфизован при столкновении этих блоков. В строении бассейна участвовали гумидные карбонатные отложения лагунного типа в нижней части разреза, а подавляющую массу осадков составляли терригенные отложения, иногда с достаточно высокой степенью зрелости, источниками которых служили как мафические, так и фельзитические магматиты, залегавшие в одном разрезе с осадками, и, вероятно, формировавшиеся в единой островодужной системе.

Кейвский сланцевый пояс

В современной складчатой структуре этот палеобассейн соответствует Кейвскому сланцевому поясу. Пояс располагается в центральной части Кольского полуострова, в пределах Кейвского блока, который зажат между Мурманским гранит-мигматитовым поясом и Титовско-Кейвской сутурной зоной на севере и Печенгско-Варзугской сутурной зоной и Беломорским подвижным поясом на юге. На западе Кейвский блок граничит с Центрально-Кольским гранулитогнейсовым поясом, а на востоке выходит к Белому морю. В основании разреза Кейвского блока (рис. 2.2.12 А) залегает лебяжинская серия, в своей нижней части она образована амфибол-биотитовыми гнейсами, слюдяными сланцами, амфиболитами и двуслюдяными гнейсами, а в верхней – гранат биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, сохраняющими реликтовые структурные признаки вулканитов. Выше с несогласием и корами выветривания в основании располагаются кейвская и песцово-тундровская серии, образующие Кейвский сланцевый пояс, сложенный преимущественно метапелитами (метаморфизованными продуктами дезинтеграции и перетолжения пород подстилающего разреза или обрамления Кейвского блока). Обе серии относят к верхнему архею и включают в состав лопийского комплекса, который, в свою очередь, перекрывается раннепротерозойскими (сумийскими) породами песцово-тундровской серии (обзор в [Миц и др., 1996]). Кейвский блок почти со всех сторон обрамлен разнообразными (по мощности и форме) телами позднеархейских (2678–2659 млн. лет) габбро-анортозитов [Митрофанов, 2003].

Кейвский сланцевый пояс, сложенный одноименным сланцевым комплексом, представляет собой крупную систему изоклиналиных складок, опрокинутых к югу и прослеживающуюся на расстояние около 200 км. Общее простирание Кейвского пояса СЗ 290–300°. Северное крыло структуры почти на всем протяжении опрокинуто к югу (углы падения 60–80°). Оно имеет в плане более или менее прямолинейную границу, круто меняющую направление в районах западных

А. Геологическое строение Кейвского блока [Миш и др., 1996б]



1–4 – поздний архей: 1 – гранат-биотитовые, частично биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты (известково-щелочные металукациты) лебяжизской серии. 2 – кейвские эгирин-арфведсонитовые (реоморфизованные) гнейсы (щелочные металукациты). 3 – лейкократовые биотитсодержащие гнейсы (частично гнейсы-блестомилониты), 4 – габбро-апортозиты; 5–7 – ранний протерозой: 5 – Кейвский сланцевый комплекс, 6 – реоморфические эгирин-арфведсонитовые граниты массива Белых Тундр, 7 – гаспигитовые гнейсы-метасоматиты; 8, 9 – породы фундамента (на разрезе). 8 – высокоплотные породы (предположительно гранулиты), 9 – породы умеренной плотности (предположительно, породы мигматит-гранитного комплекса); 10 – надвиги; 11 – ограничения купольных структур, образованных Кейвскими щелочными гнейсами: а – среди гранат-биотитовых гнейсов. б – среди щелочных гнейсов; 12 – палеозойские сбросо-сдвиги; 13 – геологические границы

Б. Схематическая геологическая карта сланцевого комплекса Кейв [Бельков, 1963]



Рис. 2.2.12. Геологическое положение и строение сланцевого комплекса Кейв

и восточных частей Кейвской возвышенности. В южном крыле нормально залегающие породы имеют пологое падение под углами, близкими к 30–45° и образуют эрозионные окна, усложняющие очертания сланцевого комплекса.

Разрез Кейвского блока начинается амфибол-биотитовыми, биотитовыми гнейсами, слюдяными, кварцитовидными сланцами коловайской свиты (~1000 м мощности). Эта свита согласно перекрывается амфиболитами, биотит-амфиболовыми плагиосланцами и двуслюдяными гнейсами патчервундровской свиты (1000–1100 м), которая в свою очередь перекрывается породами лебяжинской свиты (1400 м) – гранат-биотитовыми гнейсами, являющимися в основном производными фельзических лав [Минц и др., 1996 и др.]. Эти свиты объединяются в лебяжинскую серию, породы которой имеют возраст 2900–2850 млн. лет [Митрофанов, Баянова, 2000; Митрофанов, 2003 и др.], то есть относятся к нижнелопийскому подкомплексу – AR₃, мезоархей.

Вышележащие породы кейвской серии несогласно налегают на лебяжинские гнейсы с корой выветривания в основании [Головенко, 1977; Негруца, 1984 и др.] и по данным ряда авторов [Петров, 1986; Митрофанов, Баянова, 2000; Митрофанов, 2003], относятся к позднеархейским образованиям (верхнелопийскому комплексу по региональной стратиграфической шкале, неоархей, AR₄). Другие исследователи [Негруца, 1984; Минц и др., 1996 и др.] считают породы кейвской и песчовотундровской серий нижнепротерозойскими отложениями (сумийско-сарийскими). В данной работе осадочно-метаморфические породы кейвской и песчовотундровской серий автор относит к образованиям верхнего архея (верхнелопийскому надгоризонту).

Сланцы серии кейв подразделяются на ряд пачек [Бельков, 1963 и др.] (табл. 2.2.14; рис. 2.2.13). В основании серии залегают гранат мусковитовые и ставролит-гранатовые сланцы пачки А, часто содержащие углеродистое вещество (C_{орг} до 1%), мощность пачки 5–30 м. Вышележащая пачка Б представлена темно-серыми кианитовыми, ставролит-кианитовыми сланцами, для которых характерна относительно высокая насыщенность их углеродистым веществом (C_{орг} до 2.5–3%) и кианитом (до 40 об.%). Мощность пачки Б колеблется в пределах 25–325 м, причем сланцы этой пачки, так же как и пачки А, прослеживаются непрерывно на всей площади Кейвской серии. Вышележащая пачка В сложена светлыми мусковитовыми кварцитами (0–60 м). Возмает разрез кейвской серии пачка Г – плагиоклаз-ставролитовые, плагиоклаз-кианит-ставролитовые порфиробластические сланцы (0–250 м). Вышележащие породы песчовотундровской серии (пачки Д и Е) отличаются от сланцев серии кейв как по петрографическому, так и химическому составу. Пачка Д состоит из мусковитовых и биотит-мусковитовых сланцев, иногда с гранатом и ставролитом, мощность пачки достигает 200–250 м. Пачка Е в основном сложена карбонатными породами (метапсаммитовые доломиты) и доломитсодержащими метапсаммитами (40–100 м). Еще выше лежат породы пачки Ж, представленные двуслюдяными, биотитовыми гнейсами, биотит-мусковитовыми сланцами и кварцито-гнейсами, которые отделены от пород пачки Е крупным пластовым телом метамафитов и, по-видимому, относятся к более поздним образованиям (имандра-варзугскому структурно-вещественному комплексу ?) и здесь рассматриваться не будут.

**Химический состав осадочно-метаморфических пород
Кейвского синклизиория, % мас.**

Компоненты	Пачка А Гранат- мусковитовые сланцы (5)	Пачка Б Клиновитовые сланцы (7)	Пачка В Мусковитовые кварциты (6)	Пачка Г Клиновит- ставролитовые платиосланцы (10)	Пачка Д Двуслюдяные сланцы с гра- натом и став- родитом (2)	Пачка Е Песчанистый доломит (1)
SiO ₂	77.6	62.84	93.93	62.97	67.51	25.37
TiO ₂	0.38	0.72	0.07	1.45	1.08	0.06
Al ₂ O ₃	10.47	33.53	4.09	24.56	18.69	1.55
Fe ₂ O ₃	2.12	0.87	0.41	2.46	3.89	0.87
FeO	4.63	0.56	0.71	1.39	1.73	0.35
MgO	0.63	0.12	0.21	0.81	1.1	18.62
CaO	0.88	0.17	0.38	0.88	1.01	26.03
Ni ₂ O	0.32	0.09	0.23	1.84	1.74	0.69
K ₂ O	2.06	0.34	0.85	1.65	1.79	0.67
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0.06
MnO	0.05	0.01	0.03	0.02	0.07	0.04
Π2O ⁻	—	—	—	—	—	0.4
H2O ⁺	—	—	—	—	—	1.92
CO ₂	—	—	—	—	—	23.28
Сумма	99.14	99.25	100.91	98.03	98.61	99.91

В скобках количество проб. Прочерк – отсутствие данных
По данным [Бельков, 1963]

Термодинамические условия метаморфизма исследованных пород отвечают амфиболитовой фации ($T=510-580^{\circ}\text{C}$, $P=4.1-5.4$ кбар) [Петров, 1986]. По региональной стратиграфической шкале исследованные породы серии кейв и песчовотундровская относятся к верхним частям разреза позднего архея – верхнеюпийскому надгоризонту, формирующемуся в интервале $2871\pm 15 - 2750-2650$ млн. лет назад [Митрофанов, 2003, Митрофанов, Баянова, 2000, и др.] – неорархей, AR₄.

Петрохимические данные и MINPLTН-нормативный минеральный состав пород. Литохимические пересчеты показали (табл. 2.2.15), что исходными отложениями сланцев пачки А были кварцевые песчаники с заметной примесью гидрослюдистых глин (гранат-мусковитовые сланцы) и кварцсодержащие глины (ставролит-гранатовые сланцы), в которых глинистая часть была представлена смесью каолинита, монтмориллонита и высокожелезистого хлорита. Поставщиком материала для подобного типа отложений, видимо, служила верхняя часть (кираса) существенно каолининовой коры выветривания (см. рис. 2.2.13). Высокоглиноземистые сланцы пачки Б изначально были представлены кварцсодержащими каолининовыми глинами (см. табл. 2.2.15) иногда с небольшой долей монтмориллонит гидрослюдистого компонента, а мусковитовые кварциты пачки В,

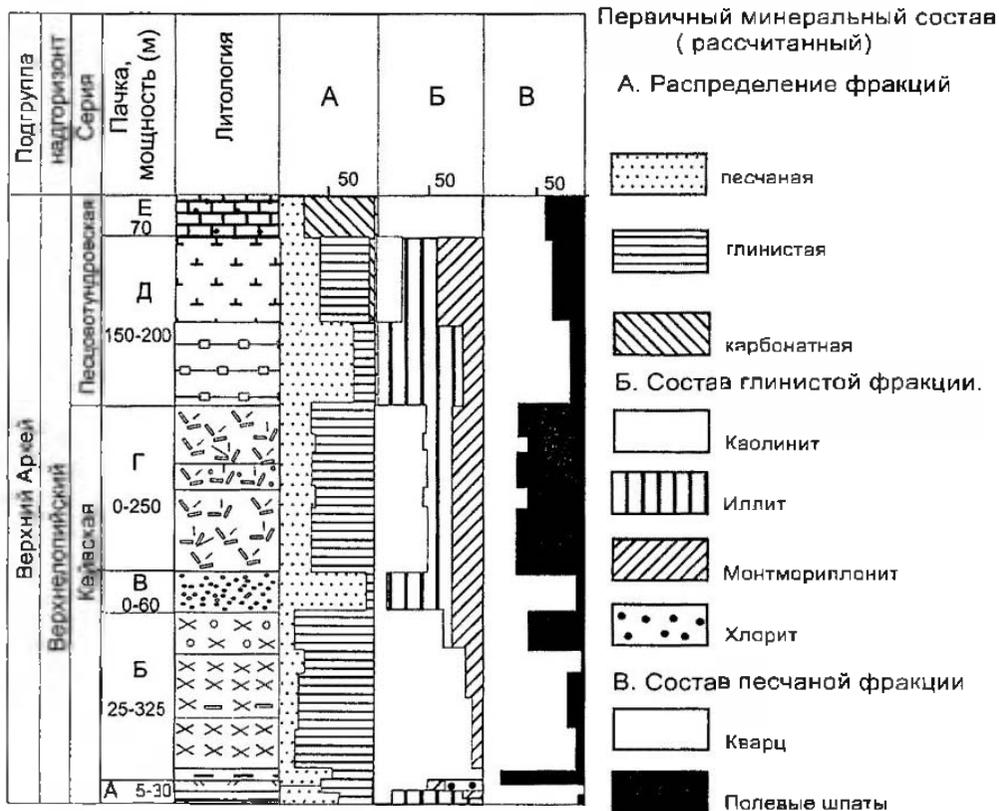


Рис. 2.2.13. Литолого-стратиграфическая колонка и восстановленный MINLITH-нормативный (до-метаморфический) разрез сланцевого комплекса Кейв

Нормативно-минеральный состав осадочно-метаморфических пород Кейвского синклинория

Компоненты исходных пород		Метаморфические породы					
		Пачка А	Пачка Б	Пачка В	Пачка Г	Пачка Д	Пачка Е
Минеральные группы	Минералы	Грават-мусковитовые сланцы (5)	Клиновитовые сланцы (7)	Мусковитовые кварциты (6)	Клиновит-ставролитовые плагио-сланцы (10)	Двусланцевые сланцы с гранатом и ставролитом (2)	Песчаный доломит (1)
Обломочная	Q	58.78	20.05	85.39	20.81	32.20	16.52
	PL	1.58	0.45	1.91	13.24	11.31	4.78
	OR	—	—	—	—	—	3.24
	Сумма	60.36	20.50	87.30	34.05	43.51	24.54
Глинистая	KN	4.13	72.74	1.27	31.11	14.22	—
	ILL	21.36	3.27	8.90	16.77	14.47	—
	MM	5.01	1.16	0.75	11.86	19.52	—
	Сумма	30.50	77.17	10.92	59.74	48.21	—
Оксидная	GT	5.59	1.12	0.32	2.58	4.05	0.98
Карбонатная	ANK	3.17	0.56	1.29	2.23	3.09	0.38
	DL	—	—	—	—	—	74.04
	Сумма	3.17	0.56	1.29	2.23	3.09	74.42
Минералы Ti, P и другие		0.37	0.65	0.11	1.40	1.13	0.06

В скобках количество проб. Прочерк – отсутствие минерала.

Вероятные типы исходных отложений: пачка А – глинистые кварцевые песчаники; пачка Б – каолинитовые глины с кварцем; пачка В – кварцевые песчаники с глинистым (существенно гидрослюдистым) цементом; пачка Г – песчаные глины; пачка Д – песчано-глинистые отложения; пачка Е – существенно кварцевый доломит

вероятно, являются производными кварцевых песчаников с гидрослюдистым цементом. Присутствие в исходных отложениях пачки Г значительных количеств полевых шпатов (главным образом кислого плагиоклаза), гидрослюды, смектита (нормативный монтмориллонит, табл. 2.2.15), свидетельствует о поступлении в палеобассейн седиментации менее выветрелого материала с области сноса. Первичными осадками пород пачки Д, возможно, были глинистые песчаники (мусковитовые сланцы) и глино песчаники (двусланцевые сланцы с гранатом и ставролитом), причем в последних глинистая часть была представлена смесью каолинита, смектита (нормативный монтмориллонит) и гидрослюды (см. табл. 15, рис. 2.2.13). И завершился процесс седиментогенеза в кейвском палеобассейне отложением существенно карбонатных осадков (пачка Е): доломиты с терригенной примесью – кварц и полевые шпаты.

Почти все породы серии кейв содержат углеродистое вещество, при наибольшей обогащенности им высокоглиноземистых кианитовых сланцев пачки Б (до 2.5–3%), причем данные изотопного анализа ($\delta^{13}\text{C}$ от -25.8 до -42.6‰) углерода кианитовых сланцев и находки следов жизнедеятельности микроорганизмов (строматолитов) в доломитах пачки Е свидетельствуют о биогенном происхождении углеродистого вещества и органической жизни (в виде цианобактерий) в палеобассейне седиментации той эпохи [Сидоренко, Сидоренко, 1975; Минц и др., 1996 и др.]. Мы рассчитали возможные количества ОВ, находящиеся в исходных отложениях пачек А и Б, взяв за основу, что в процессе диагенеза содержание ОВ уменьшилось на 35%, а последующих процессах катагенеза и метаморфизма – на 75%, от сохранившегося после диагенеза. Результаты позволяют считать, что в осадках пачки А, возможно, находилось до 9% ОВ, а в исходных отложениях пачки Б – 22–26% ОВ.

Условия осадконакопления. Можно предположить, что коры глубокого химического выветривания, поставлявшие материал в кейвский палеобассейн, были расположены на равнинном палеоконтиненте и существовали длительное время. Материал, поступающий в палеобассейн, был типично терригенным и хорошо дифференцированным (каолинитовые глины – кварцевые пески), накапливался на шельфе, а палеоклимат был жаркий, гумидного типа. Уменьшение в верхней части разреза количества кварца и каолинита и увеличение – гидрослюды, смектита (монтмориллонита), полевого шпата (главным образом кислого плагиоклаза), а также появление карбонатных отложений со строматолитами (пачка Е) – все это указывает на вовлечение в процесс седиментогенеза менее выветрелых пород, на смену гумидного палеоклимата на аридный и смену осадконакопления на открытом шельфе на седиментогенез в условиях замкнутого палеобассейна (лагуна?). Проведенная реконструкция исходного минерального состава изученных серий позволила построить продольный профиль кейвского палеобассейна (рис. 2.2.14) и восстановленный разрез обеих серий (см. рис. 2.2.13), на которых отчетливо видны ритмы седиментогенеза: нижняя часть ритма представлена песчанистыми осадками, верхняя – глинистыми отложениями (1-ый ритм – пачки А–Б, 2-ой – пачки В–ОГ, 3-ий – пачка Д).

Палеобассейн седиментации, вероятно, был вытянут в субширотном направлении и занимал более значительную площадь, чем занимают сейчас породы изу-

ченных серий, о чем говорят выходы аналогичных пород к югу и северо-западу от нынешнего распространения пород серии кейв. Характерной особенностью палеобассейна, по-видимому, был прогиб в центральной части (см. рис. 2.2.14), где накапливались мощные толщи существенно кварц-каолинитового состава. Условия седиментогенеза в восточной части палеобассейна имели свои особенности, о чем ныне свидетельствуют присутствие здесь плагиосланцев в пачке Б (первоначально песчаные глины со значительной долей полевых шпатов, гидрослюд и смектитов), наличие прослоев с галькой в пачке Д и отсутствие в разрезе пород пачек В и Г. Для кейвского палеобассейна характерна выдержанность литологического состава пород на большие расстояния, сочетание в разрезе каолинистых глин с кварцевыми песками. Эти данные, по-видимому, могут указывать на спокойный гидродинамический режим и глубины порядка 150–200 м. В палеогеодинамическом отношении рассмотренная обстановка соответствует осадко-накоплению на шельфе пассивной окраины континента. Появление мелководных строматолитовых доломитов и полимиктовых песчаников в верхней части разреза указывает на низкую степень зрелости поступавшего терригенного материала и переход к аридной седиментации в отшнурованных лагунах

Северо-Карельский осадочно-вулканогенный пояс

В современной структуре палеобассейна соответствует Северо-Карельскому осадочно-вулканогенному поясу [Миц и др., 1996]. Наиболее типичным районом развития нижнепротерозойских образований является Кукаозерская синформа (рис. 2.2.15 А), расположенная на стыке Беломорского пояса и Карельского кратона [Gorbatshev, Bogdanova, 1993]. Она представляет собой узкий прогиб, шириной до 4–6 км, прослеживающийся на расстоянии около 70 км (рис. 2.2.15 Б). Преобладающие развитие в строении синформы имеют метавулканогенные породы основного состава, и только в осевой части располагается типично седиментогенная толща (свита хирвинаволок).

В обрамлении Кукаозерской структуры развиты мигматизированные в разной степени плагиоклазовые гнейсы, гранито-гнейсы архея (см. рис. 2.2.15 А). Вдоль северного борта структуры преобладают биотитовые и амфиболовые гнейсы, гранито-гнейсы беломорской серии. Вдоль южных берегов оз. Кукас широко развиты биотитовые гнейсо-граниты (тоналиты и плагиограниты), которые рассматриваются как краевые части Карельского массива [Сыстра, 1991]. Данные образования относятся к верхнеархейским (нижнелопийским) формированиям, что подтверждается результатами абсолютных датировок, колеблющихся в пределах 3000–2850 млн. лет [Пушкарев, 1990; Бибикина и др., 1999 и др.].

В северо-восточной части структуры широко развиты позднеархейские (верхнелопийские) образования ириногорской свиты, представленные биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, гранатовыми, полевошпатовыми амфиболитами, кианит-гранат-биотитовыми гнейсами (см. рис. 2.2.15 А). В пределах их развития присутствуют небольшие линзы, тела плагиогранитов, гранодiorитов, диоритов, а также коматитов, сформировавшихся в интервале 2900–2830 млн. лет назад [Геология Карелии, 1987; Сыстра, 1991]. Архейские комплексы перекрыва-

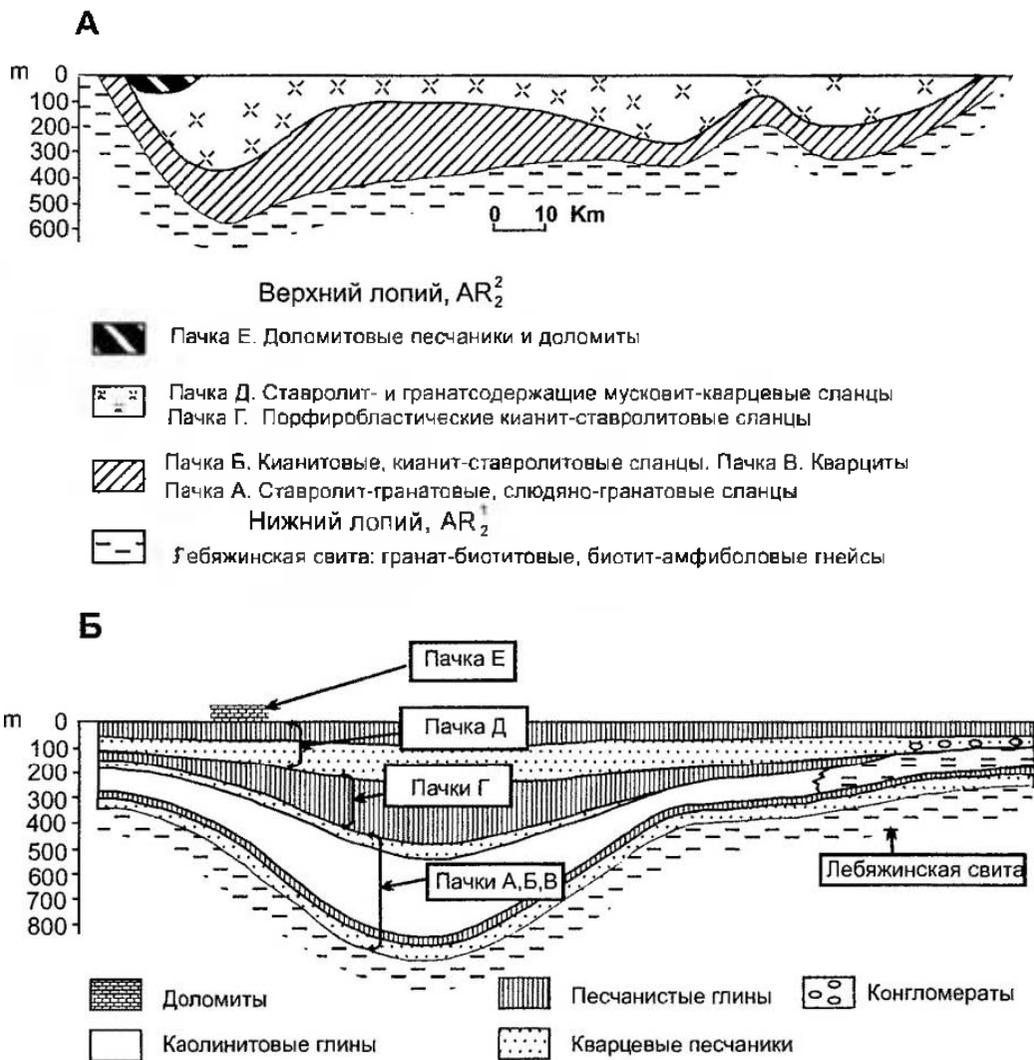


Рис. 2.2.14. Продольные профили сланцевого комплекса Кейв

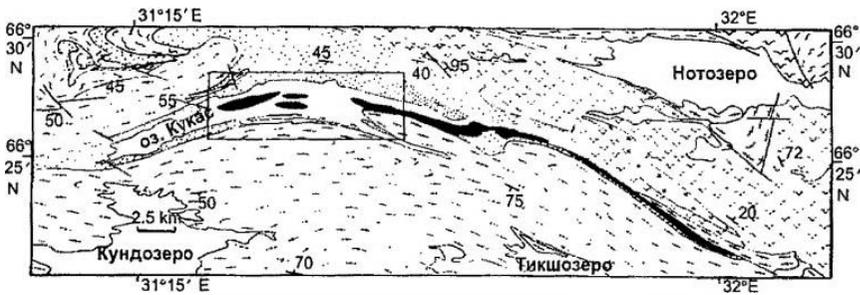
А. Наблюдаемый метаморфический комплекс [Бельков, 1963]

Б. Палеозитологический профиль – реконструкция в MINLITH- нормативных минеральных составах

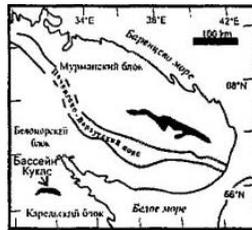
ются вулканогенно-осадочными породами нижнего протерозоя (карельский комплекс), слагающими центральную часть Кукаозерской структуры.

В исследованном районе нижнепротерозойские (сумийские) отложения (амфиболитовая свита) залегают на архейском фундаменте с корой выветривания в основании (метааркозы, кварциты, мусковит кварцевые сланцы) и представлены толщей биотит амфиболовых, амфиболовых сланцев, иногда с гранатом, и амфиболитов (см.рис. 2.2.15 А). В верхней части разреза амфиболитовая свита представлена туфобрекчиевой фацией. Максимальной мощности (до 2000 м) амфибо-

А



- Карелий PR,
- Людикий PR,² Свита хирвинаволок, карбонаты, параамфиболиты, сланцы
- Ятулий PR,¹ Свита кукасозера, кварциты и амфиболовые сланцы; Сариолий PR,¹ конгломераты; Сумий AR,¹ амфиболовые сланцы
- Лапий AR,² вулканогенно-осадочный комплекс
- Савмий AR,² низко-К граниты и тоналиты
- Беломорская серия AR,² биотитовые и амфиболовые гнейсы
- Диориты и гранодиориты, AR,
- Элементы залегания
- Разрывные нарушения



Б



- | | |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Калевий PR, конгломераты Людикий PR, Свита хирвинаволок Пачки IV-V. Карбонатные и графитистые породы. Пачка III. Переслаивание, параамфиболитов, сланцев и карбонатных пород. Пачки I-II. Переслаивание сланцев и параамфиболитов. | <ul style="list-style-type: none"> Ятулий PR., Свита Кукасозера. Кварциты и амфиболовые сланцы Сумий PR, Амфиболиты, амфиболовые сланцы (метаморфизованные андезитобазальты) Савмий AR., Низко-К граниты и тоналиты Дайки метадолеритов (ортоамфиболиты) |
|---|--|

Рис. 2.2.15. Схематические геологические карты района оз. Кукас

А. Обзорная карта [Сыстра, 1991].

Б. Карта центральной части оз. Кукас [Демидов, Крафт, 1974]

литовая свита достигает в северном крыле Кукаозерской синклинали, значительно меньше (100–200 м) ее мощность в южном крыле, а по направлению к северо-западу сумийские породы полностью выклиниваются. Отложения сариолия с размывом перекрывают нижележащие сумийские вулканиты и представлены полимиктовыми конгломератами, залегающими в виде линз мощностью до 200 м в северном крыле структуры. В гальках этих конгломератов присутствуют нижележащие породы – кварциты, плагиогранитоиды, метамафиты.

По поводу стратиграфического подразделения вышележащих надгоризонтов (ятулий, людииковий) Кукаозерской структуры единого мнения нет как в вопросах положения различных пачек, так и их геологического наполнения и взаимоотношения между ними. В данной работе автор в основном придерживается стратиграфической схемы К.О. Кратца [Демидов, Кратц, 1974], согласно которой разрез структуры наращивают породы свит кукаозеро и хирвинаволоков и венчают разрез полимиктовые конгломераты. При этом отложения кукаозерской свиты относятся к ятулийскому надгоризонту, хирвинаволоковской – к людииковскому надгоризонту, а конгломераты к калсвию (?).

Ятулийские отложения (свита кукаозера) со структурным несогласием перекрывают все нижележащие образования, то есть залегают и на породах архея и на сумийско сариолийских образованиях. Терригенно-вулканогенная кукаозерская свита подразделяется на две толщи: нижнюю (вулканогенную мощностью до 1600 м) и верхнюю (кварцитовую до 400 м) [Демидов, Кратц, 1974]. Нижняя представлена амфиболовыми, биотит-амфиболовыми сланцами, мандельштейнами, туфами, туфобрекчиями. В верхней толще массивные полевошпатовые кварциты сменяются слюдястыми кварцитами, серицитовыми, биотитовыми сланцами с карбонатами.

Метаседиментогенные породы свиты хирвинаволоков. Центральная часть синформы сложена породами хирвинаволоковской свиты, которые встречаются в основном на островах Кукаозера, полуострове Хирвинаволоков и узкой полоской прослеживаются к юго-востоку от озера (см. рис. 2.2.15 Б). В составе свиты выделяется пять пачек [Демидов, Кратц, 1974 и др.] (снизу–вверх) (табл. 2.2.16, рис. 2.2.16). 1) Пачка параамфиболитов – темно-серые массивные, крупнозернистые мономинеральные, гранатовые, полевошпатовые амфиболиты и мелкозернистые сланцеватые амфиболиты, часто переслаивающиеся между собой. В верхней части пачки появляются прослой биотитовых, амфибол-биотитовых сланцев (от нескольких см до нескольких метров мощности). Мощность пачки равна 200–250 м. 2) Пачка переслаивания параамфиболитов и различных сланцев (биотитовых, кварц-биотитовых, биотит-амфиболовых), изредка кварцитов. Мощность пачки 100–150 м. 3) Переслаивающиеся сланцы, метакарбонатные породы (кристаллические доломиты, известковыми мраморами) и крупнозернистые параамфиболиты. Мощность прослоев различных пород колеблется в пределах 5–20 см, но иногда до 1–1.5 м. Характерной чертой пачки является ритмичность, чаще двучленная, в которой метакарбонатные породы переслаиваются со сланцами или амфиболитами. В верхах пачки мощность и количество метакарбонатных пород увеличивается, и они преобладают над сланцами и параамфиболитами. Мощность пачки 50–200 м. 4) Массивные, большей частью среднезернистые кристал-

Химический состав осадочно-метаморфических пород свиты хирвинавлок

Компоненты	Пачка Полеволластовый парамифиболит (1)	Пачка II Черный кварцит (1)	Пачка III Биотит-амфиболовые сланцы (6)	Пачка IV Кальцитовые мраморы (6)	Пачка V Графитистые породы (6)
SiO ₂	47.85	87.45	57.7	9.03	43.32
TiO ₂	1.07	0.25	1.35	0.16	0.68
Al ₂ O ₃	13.6	2.48	12.49	0.49	9.14
Fe ₂ O ₃	1.58	0.7	2.71	0.53	3.67
FeO	8.04	2.01	6.85	1.42	0.71
MnO	0.11	0.02	0.08	0.23	0.02
MgO	12.09	1.12	4.73	6.82	2.28
CaO	9.74	1.15	4.28	40.15	3.46
Na ₂ O	1.13	0.89	2.18	0.66	1.49
K ₂ O	0.5	0.13	1.32	0.1	1.71
P ₂ O ₅	0.2	0.01	0.09	0.09	0.02
H ₂ O ⁺	—	0.47	1.1	0.24	1.11
H ₂ O	0.02	0.08	0.33	0.16	0.33
CO ₂	0.96	—	0.21	36.7	0.37
C _{орг}	—	2.9	4.22	2.92	30.2
S _{вал}	—	—	—	—	0.75
п.п.п.	3.11	—	—	—	1.29
SO ₃	0.37	—	—	—	—
Сумма	100.37	100.02	99.64	99.7	100.55

В скобках количество проб. Прочерк – отсутствие данных

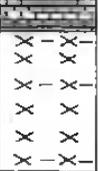
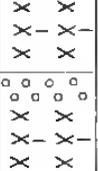
Подгруппа	Надгоризонт	Свита	Пачка, Мощность (м)	Литология	Характеристика пород
Нижний протерозой	Людиковский	Хирвинаволоцкая	V 10		Графитистые породы
			IV 50-100		Массивные кристаллические доломиты, частью известняки
			III 50-200		Переслаивание карбонатных пород, сланцев и амфиболитов. В верхней части пачки преобладают карбонатные породы
			II 100-150		Переслаивание амфиболитов, кварц-биотитовых, биотит-амфиболовых, гранат-биотит-амфиболовых и др. сланцев, изредка кварцитов
			I 200-250		Темносерые, массивные, сланцеватые разнозернистые мономинеральные гранатоплевешлатовые параамфиболиты. В верхней части пачки прослои биотитовых и др. сланцев



Рис. 2.2.16. Литолого-стратиграфическая колонка свиты хирвинаволоцкой

лические доломиты, частью известковые мраморы. Довольно часто породы имеют серый, темно-серый цвет обусловленный примесью в них углеродистого вещества. Мощность пачки 50–100 м. 5) Высокоуглеродистые (графитистые) породы, венчающие разрез свиты, согласно залегают на черных известковых мраморах. Максимальная мощность пачки – 10м.

Общая мощность известного разреза свиты хирвинаволоцкой составляет 500–700 м. Характерной чертой пород свиты является постоянное присутствие в них углеродистого вещества (см. табл. 2.2.16), количество которого увеличивается вверх по разрезу (до 30–41% в пачке 5) и обнаружение в составе метакarbonатных пород следов жизнедеятельности простейших организмов – строматолитов.

Термодинамические параметры формирования пород свиты хирвинаволоков отвечают низко-среднетемпературной фации альмандиновых амфиболитов ($T=530-600^{\circ}\text{C}$, $P=7-8$ кбар) [Московченко, Турченко, 1975]. По региональной стратиграфической шкале породы данной свиты относятся к среднему этапу нижнего протерозоя – людиковикскому надгоризонту (2100–1950 млн. лет).

Петрохимические данные и MINLITH-нормативный минеральный состав пород. Проведенные литохимические пересчеты силикатных анализов пород показали (табл. 2.2.17), что исходными отложениями пород пачек 1–3 (параамфиболиты, биотитовые, амфибол-биотитовые и другие сланцы) были карбонат-песчанистые глины, карбонат-глинистые песчаники, иногда содержащие значительные количества полевых шпатов (главным образом кислого плагиоклаза) и магнезиально-железистых хлоритов, что может свидетельствовать о присутствии в исходных отложениях примеси вулканогенного туфового материала. При этом формулы хлоритов, рассчитанные по методике [Розен, 1976] будут иметь следующий вид: для полевошпатового амфиболита пачки 1 при $f=0.31 - (\text{Mg}_{3.01}\text{Fe}^{2+}_{1.41}4\text{Al}_{1.58})_6(\text{Al}_{1.25}\text{Si}_{2.75})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, а для пород пачки 3, при средней величине железистости $f=0.52 - (\text{Mg}_{2.38}\text{Fe}^{2+}_{0.62})(\text{Fe}^{3+}_{0.93}\text{Al}_{1.07})_3(\text{Al}_{1.25}\text{Si}_{2.75})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, то есть хлориты группы рипидолита-прохлорита по классификации А.А. Годовикова [1975]. На диагностической диаграмме фигуративные точки исследованных пород ложатся в поле граувакк и субграувакк. Метакарбонатные породы пачек 3 и 4 первоначально, вероятно, были представлены иногда чистыми карбонатными осадками ($\text{CO}_2 > 40\%$), а иногда содержали заметную примесь терригенного материала (кварц, полевой шпат, глинистые минералы) (см. табл. 2.2.17). Венчающая разрез свиты пачка высокоуглеродистых пород ($C_{\text{орг}}$ до 30–41%) первоначально содержала, кроме органического вещества, значительное количество гидрослюд, полевого шпата (главным образом кислого плагиоклаза), кварца и, в меньшей мере, хлорита – $(\text{Mg}_{2.44}\text{Fe}^{2+}_{0.56})_3(\text{Fe}^{3+}_{1.95}\text{Al}_{1.05})_3(\text{Al}_{1.26}\text{Si}_{2.74})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. Эти породы по-видимому были представлены граувакками.

Как уже упоминалось выше, метаморфические породы свиты содержат заметные количества углеродистого вещества (см. табл. 2.2.16). Попытаемся восстановить возможные содержания ОВ в исходных отложениях кукаосозерского палеобассейна. Принимая, что в процессе диагенеза количество ОВ уменьшилось на 35%, а в последующих процессах катагенеза и метаморфизма – на 75% от сохранившегося после диагенеза, получаем, что в исходных отложениях пачки 3 в среднем, вероятно, содержалось ~ 37% ОВ, а в отложениях пачки 4 ~ 25%.

Условия осадконакопления. На основе проведенных литохимических пересчетов были построены восстановленный разрез и продольный литологический профиль (рис. 2.2.17) палеобассейна Кукас, на которых хорошо заметна общая последовательность осадконакопления, выражающаяся в закономерной смене (снизу-вверх) песчанистых (верхняя толща кукаосозерской свиты), глинисто-песчанистых (пачки 1 и 2 свиты хирвинаволоков), песчанисто-глинисто-карбонатных (пачка 3), карбонатных (пачка 4) отложений, соответствующих трансгрессивному циклу седиментогенеза, и завершилось осадконакопление застойными

**Нормативно-минеральный состав осадочно-метаморфических пород
свиты хирвинаволок**

Компоненты исходных пород		Метаморфические породы				
		Пачка I	Пачка II	Пачка III	Пачка IV	Пачка V
Минеральные группы	Минералы	Полевцошпатный параамфиболит (1)	Черный кварцит (1)	Биотит-амфиболовые сланцы (6)	Кальцитовые мраморы (4)	Графигистые породы (6)
Обломочная	Q	2.44	79.19	27.48	7.13	23.26
	PL	9.32	8.15	17.47	3.00	12.87
	OR	—	—	1.85	0.14	2.19
	Сумма	33.76	87.34	46.80	10.27	38.32
Глинистая	KN	—	—	—	0.31	0.17
	ILL	3.36	1.36	8.18	3.06	13.74
	MM	—	—	3.99	—	—
	CHL	35.80	1.28	21.94	—	3.52
	SRP	—	—	0.61	1.34	0.26
	Сумма	39.16	2.64	34.72	4.71	19.55
Оксидная	GT	—	2.55	2.35	0.45	1.56
Карбонатная	CC	3.40	—	1.33	54.65	1.89
	ANK	6.64	0.24	3.78	3.84	0.69
	DL	15.63	4.10	5.58	23.58	6.09
	Сумма	25.67	4.34	10.69	82.07	8.67
Углеродистое вещество		—	2.84	4.03	1.87	29.37
Минералы Ti, P и другие		1.41	0.27	1.41	0.63	2.53

В скобках количество проб. Прочерк – отсутствие минерала.

Вероятные типы исходных отложений: пачка I – карбонат-песчано-глинистая порода; пачка II – существенно кварцевый песчаник; пачка III – глинисто-песчаные отложения с карбонатной примесью; пачка IV – доломитовые известняки с терригенной примесью; пачка V – карбонат-глинисто-песчаные отложения, обогащенные органическим веществом

условиями со следами сероводородного заражения (высокоуглеродистые породы с заметным содержанием сульфидов Fe). При этом низкая степень зрелости пород, выражающаяся в широком развитии в исходных отложениях полевых шпатов (главным образом кислых плагиоклазов), гидрослюд, магнезиально-железистых хлоритов, может свидетельствовать о расчлененности рельефа области сноса, относительно низкой степени химического выветривания, довольно быстрых темпах денудации, переноса и захоронения терригенного, вулканогенно-терригенного материала.

Палеобассейн седиментации, вероятно, имел удлиненную форму, что определялось структурой Северо-Карельской зоны. Осадконакопление, по-видимому, происходило в относительно небольшом водоеме. В завершающей стадии, в период накопления обогащенного органическим веществом отложений, площадь

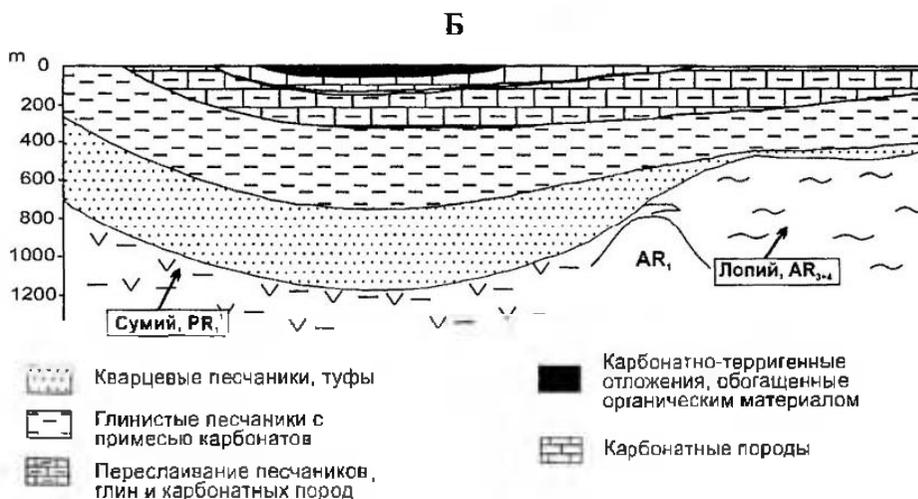


Рис. 2.2.17. Схематический продольный профиль района сз. Кукас

А. Наблюдаемый метаморфический комплекс [Демидов, Крац, 1974]

Б. Палеолитологический профиль, реконструкция в MINGEN- нормативных минеральных составах.

палеобассейна, видимо, сократилась, и он несколько сместился на запад (см. рис. 2.2.17). Палеобассейн, вероятно, был мелководного типа, а иногда глубина его не превышала 50–60 м, о чем свидетельствуют находки в метакарбонатных породах строматолитов, которые могли формироваться на глубинах, не превышающих 40–60 м. Очевидно, что этот бассейн формировался на заключительной стадии развития островодужной или рифтогенной вулканической системы, в начальных стадиях эволюции которой преобладали различные по составу вулканы.

Заключение. Таким образом, из всего вышеприведенного следует, что исходными отложениями всех (кроме пород Кейвской структуры) исследованных районов были отложения невысокой степени зрелости (граувакки, субграувакки, граувакковые пелиты), что свидетельствует о быстрых темпах денудации, переноса и захоронения терригенного, вулканогенно-терригенного материала. Это указывает на относительно активный тектонический режим периода седиментации данных отложений и, возможно, прибрежные условия осадконакопления. При этом поступавший в палеобассейны терригенный, вулканогенно-терригенный материал был производным широкого круга пород областей сноса (ультрамафические—мафические—средние—фельзические).

Первичные отложения серии кейв и в меньшей мере песчовотундровской серии сформировались в период длительного тектонического покоя, теплого, жаркого палеоклимата гумидного типа (кроме метакарбонатных пород пачки Е) и кор глубокого химического выветривания, развитых на пеплепеленизированном палеоконтиненте. Материал, поступавший в палеобассейн седиментации, был в основном терригенным и довольно хорошо дифференцированным (каолининовые глины — кварцевые пески) а породы области сноса, по-видимому, были представлены в основном фельзическими породами.

Присутствие в составе исследованных толщ графита (углеродистого вещества), сульфидов железа, превышение содержаний FeO над Fe_2O_3 , видимо, указывают на восстановительные (иногда вплоть до сероводородного заражения) условия седиментации исходных отложений. При этом постоянное присутствие углеродистого вещества в изученных породах, обнаружение следов жизнедеятельности простейших организмов (строматолитов) в метакарбонатных породах свидетельствуют о развитой органической жизни в палеобассейнах того времени. Можно отметить, что реконструированные содержания $C_{орг}$ и $ОВ$ в составе первичных отложений, в общем, соответствуют, а часто и превосходят, содержания этих компонентов в осадочных породах фанерозоя.

Проведенные исследования показали, что довольно часто корреляционные связи между элементами (Rb , Ba , Pb с K_2O ; Ti , V с Al и др.), а также их вероятное распределение между нормативными минералами (гидрослюдистыми, монтмориллонитовыми (сметитовыми), хлоритовыми глинами, плагиоклазами), характерное для осадочных толщ фанерозоя, наблюдаются и в глубокометаморфизованных (амфиболитовая граунулитовая фации метаморфизма) седиментогенных породах исследованных комплексов, то есть метаморфизм высоких ступеней не нарушил, точнее не полностью нарушил, эти корреляционные взаимозависимости.

Восстановить начальную форму бассейнов пока не удастся, поскольку это требует дополнительных исследований, и в первую очередь — петролого-структурных, для выявления изначального горизонтального распространения осадочных пород. Однако построенные палеофациальные профили показывают, что использованная методика дает убедительное объемное представление о палеобассейнах седиментации в раннем докембрии Балтийского щита.

2.3. Фундамент запада Восточно-Европейской платформы

На западе Восточно-Европейского кратона наблюдаются ассоциации метаморфизованных пород, сформировавшихся в раннедокембрийских палеобассейнах осадконакопления. Они занимают значительные площади и локализованы в пределах разных структурно-формационных зон. В их составе присутствуют как седиментогенные, так и вулканогенные первичные породы, регионально метаморфизованные в различных условиях глубинности и в той или иной степени мигматизированные и прорванные разновозрастными интрузиями габброидов и гранитов. Большинство палеобассейнов сформировалось, по-видимому, в середине архея и в настоящее время представлено гранулитовыми образованиями (бассейны Белорусско-Прибалтийский, Брагинский, Западно-Литовский, Рудьянский и др.).

Кроме них, выделяется Околовский железорудный палеобассейн, существовавший, вероятно, в конце архея – начале протерозоя и выполненный менее метаморфизованными (эпидот-амфиболитовая фация) преимущественно метаседиментогенными породами.

Архейские палеобассейны

Наиболее изученными среди архейских палеобассейнов являются Белорусско-Прибалтийский, Брагинский и Рудьянский. По аналогии с ними в кристаллическом фундаменте Западной Литвы может быть выделен Западно-Литовский палеобассейн, а на севере Латвии и севере Эстонии вдоль приграничных с Белорусско-Прибалтийским палеобассейном Стайцельской и Ульястеской зон – одноименные палеобассейны (рис. 2.3.1). Последние из-за ограниченности материала в данной работе не рассматриваются. Все названные палеобассейны сложены сходными по минеральному составу и структурным особенностям породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации, среди которых преобладают основные кристаллические сланцы и глиноземистые гнейсы; локально развиты метакarbonатные и высокожелезистые гранулиты. Ниже приводится краткая геологическая характеристика этих палеобассейнов. Описание же вещественного состава и реконструкция первичного состава слагающих их метаморфических пород, ввиду их петрографического сходства, даны совместно с указанием отличительных особенностей для каждого палеобассейна.

Геологическая характеристика. *Белорусско-Прибалтийский палеобассейн* расположен в западной части Восточно-Европейского кратона. В современном эрозионном срезе кристаллического фундамента ему соответствует Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, являющийся крупнейшей структурой линейного типа в регионе [Аксаментова и др., 1994]. Он протягивается на расстояние свыше 1000 км от юго-восточной Польши через западную часть Беларуси, восток Литвы и Латвии, юг Эстонии до акватории Балтийского моря и отчетливо выделяется в аномальном магнитном поле широкой (100–200 км) полосой знакопеременных магнитных аномалий повышенной интенсивности. В продольном нап-

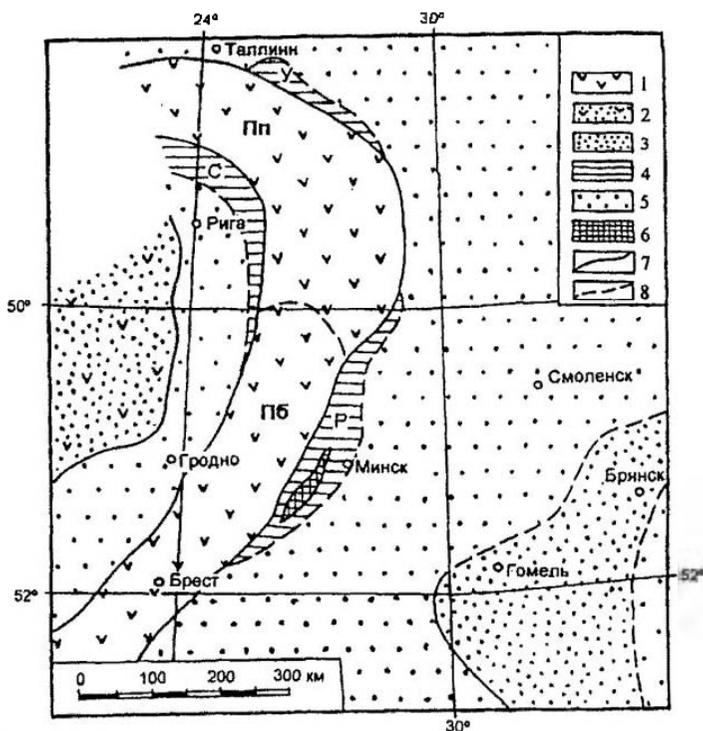


Рис. 2.3.1. Схема расположения раннепротерозойских палеобассейнов в современном эрозионном срезе кристаллического фундамента запада Восточно-Европейского кратона

1–4 – архейские палеобассейны: 1 – Белорусско-Прибалтийский, подразделяющийся на южный (Пб-Белорусский) и северный (Пп-Прибалтийский) сегменты; 2 – Западно-Литовский; 3 – Браглицкий; 4 – Руднянский (Р). Стайцельский (С), Ульявгеский (У); 5 – области распространения интенсивно мигматизированных пород амфиболито-гнейсового комплекса и гранитоидов; 6 – подпалеархейский-раннепротерозойский Околовский железорудный палеобассейн; 7, 8 – границ палеобассейнов: наблюдаемые (7) и предполагаемые (8) в современном эрозионном срезе кристаллического фундамента

равлении пояс подразделяется на два сегмента – южный (Белорусский) и северный (Прибалтийский), разделенные участком интенсивно диафторически переработанных пород с располагающимся в его центре крупным Латгальским (Восточно-Латвийским; Богатиков, Биркис, 1973) гранитоидным массивом.

В пределах *Белорусского сегмента*, охватывающего площадь около 80000 кв. км, кристаллические породы залегают на глубинах 120–300 м, а на юге – до 1300–1400 м от поверхности и вскрыты примерно 400 буровыми скважинами, концентрирующимися в основном в его центральной части. Главными структурными элементами здесь являются линзовидно-вытянутые гранулитовые блоки (чешуйчатые моноклинали, по А.С.Новиковой, 1971) – Свислочский, Щучинский, Ивьевский, Слоцимский, Барановичский) и разделяющие их зоны высокотемпературных бластомилонитов – Волковыская, Дятловская, Ивацевичская (рис. 2.3.2).

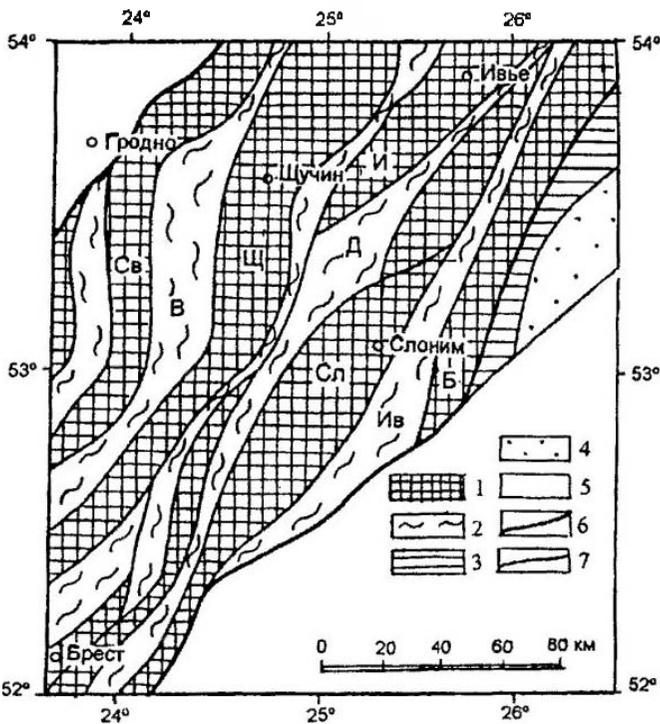


Рис. 2.3.2. Структура южного (Белорусского) сегмента Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса

1 – гранулитовые блоки (Св – Сяслочский, Щ – Щучинский, И – Ивьевский, Д – Дятловский, Сл – Слонимский, Б – Барановичский) и 2 – разделяющие их зоны бластомилонитов (В – Волковыская, Д – Дятловская, Ил – Ивацевичская); 3 – Рудьянская зона; 4 – Окаловская грабен-синклиналь; 5 – области распространения интенсивно мигматизированных пород амфиболито-гнейсового комплекса и гранитовдолов; 6 – разломы, ограничивающие гранулитовый пояс; 7 – прочие разломы

Гранулитовые блоки сложены метаморфическими породами щучинской серии, которая представляет собой мощную (не менее 5000–6000 м) интенсивно тектонизированную и сложно дислоцированную толщу, в составе которой преобладают метабазиты, представленные основными мезо- и меланократовыми кристаллическими сланцами (амфибол-лвупироксеновыми, двупироксеновыми, амфиболовыми), содержащими подчиненное количество амфиболитов, биотитовых и глиноземистых (гранат-биотитовых, гранат-силлиманит-биотитовых, иногда кордиерит- и шпинельсодержащих) гнейсов, изредка – эклогитоподобных пород. Кристаллические сланцы слагают тела пластовой или линзообразной формы мощностью от 1–2 до нескольких десятков метров. Глиноземистые и биотитовые гнейсы залегают среди кристаллических сланцев в виде редких пачек мощностью до 150–200 м, содержащих маломощные прослои амфиболитов; реже образуют отдельные тонкие слои. В центральной (осевой) части пояса количественно преобладают меланократовые кристаллические сланцы; в периферических частях возрастает роль мезократовых разностей и гранат-биотитовых гнейсов.

Все породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации умеренных давлений при температуре 750–850°C и давлении 6.8–7.6 кбар [Парфенова и др., 1992; Химический..., 1997] и в той или иной степени подверглись ультраметаморфизму с образованием пород эндербит-чарнокитового ряда, которые слагают до 50% площади гранулитовых блоков, образуя согласные пластовые и линзовидные тела, часто связанные постепенными переходами с кристаллическими сланцами и наследующие их минеральный и химический состав. Мощность таких тел варьирует от нескольких сантиметров до первых десятков метров. В зависимости от состава различаются чарнокиты, мончочарнокиты, эндербиты, мангеро- и черноэндербиты [Борковская, 1974].

Разделяющие гранулитовые блоки зоны, трассируемые по линейным магнитным минимумам, образованы линзокластическими, порфирокластическими и тонкосланцеватыми blastsмилонитами, сформировавшимися в условиях амфиболитовой фации метаморфизма ($T=550-630^{\circ}\text{C}$. $P=4.2-5.0$ кбар) преимущественно по диафторированным кристаллическим сланцам, ультраметаморфическим породам эндербит-чарнокитового ряда и ортоклазовым гранитоидам [Аксаментова и др., 1983].

Возраст щучинской серии на основании сходства с тывровской толщей Южно-Бугского гранулитового массива Украинского щита (Sm-Nd изотопный возраст 3400–3800 млн. лет; Степанюк, 2000) принимается как архейский. Изотопный возраст чарнокитизированных и милонитизированных пород равен $2580 \pm 70-80$ млн. лет [Соботович и др., 1978] и 2700 млн. лет (данные Г.Б. Мотузы для юго-восточной Литвы). Полученные более молодые изотопные датировки кристаллических сланцев 1799.7 ± 6.7 млн. лет [Bogdanova et al., 1994] и мощные эндербитов 1800 ± 10 млн. лет [Щербак и др., 1990] отражают, вероятнее всего, время интенсивной тектоно-термальной переработки пород в конце раннего – начале позднего протерозоя, на что неоднократно указывали А.А. Богданов (1967), А.М. Пап (1977, 1996), С.Б. Лобач-Жученко [Основные..., 1979] и др.

Прибалтийский сегмент занимает примерно такую же площадь, как и Белорусский. Кристаллический фундамент залегает здесь на глубинах 400–600 м от поверхности и вскрыт не более чем 30 скважинами. Этим, по-видимому, объясняется кажущееся однообразие слагающих его пород. Преобладающими среди них также являются основные двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, образующие пластовые тела и содержащие горизонты амфиболитов, биотитовых и глиноземистых гнейсов [Кристаллический..., 1983]. В отличие от Белорусского сегмента, здесь не встречены меланократовые кристаллические сланцы. Все метаморфические породы этого района объединяются в гранулитовый комплекс архея, залегающий в нижней части разреза раннего докембрия, хотя в последние годы наметилась тенденция относить их к нижнему протерозою [Bogdanova et al., 1994] на основании ранее полученных изотопных данных по основным гранулитам 2280–2530 млн лет; [Пуура и др., 1976]. Однако ни по набору пород, ни по условиям формирования и структурной эволюции они не отличаются принципиально как от метаморфических пород Белорусского сегмента, так и от гранулитов архейских комплексов остальной территории Восточно-Европейского кратона.

Западно-Литовский палеобассейн охватывает западную часть Литвы и большую часть Калининградской области. Площадь его в современном эрозионном срезе составляет 200–250 кв. км. Восточная граница, отделяющая его от Белорусско-Прибалтийского палеобассейна, проходит, по-видимому, вдоль Стайцельской зоны, сложенной разнообразными метаморфическими породами стайцельской серии [Ветренников и др., 1986], включающей глиноземистые (гранат-биотитовые, гиперстен биотитовые, силлиманит-кордиерит-биотитовые), биотит-пироксен-амфиболовые и биотитовые гнейсы, среди которых залегают пласты двупироксеновых кристаллических сланцев, бесполовошпатовых двупироксен-гранатовых гранулитов (эулизитов) и железистых кварцитов. На севере и юге он срезается рапакивигранитными плутонами (Рижским, Сувалкским и др.), а на западе распространяется в акваторию Балтийского моря.

Слагающие Западно-Литовский палеобассейн породы вскрыты 38 буровыми скважинами на глубине свыше 1000–1500 м от поверхности. Они представлены глиноземистыми и высокоглиноземистыми (гранат-силлиманит-биотитовые, кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовые, гиперстен-гранат-биотитовые) гнейсами, выделяемыми в ашваский комплекс архея [Гайлос, Чучелис, 1980]. В резко подчиненном количестве среди них присутствуют основные кристаллические сланцы и амфиболиты. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации: пик метаморфизма, по данным Г.Скридлайте [Skridlaite, Motuza, 2001], устанавливается на уровне $T=850-900^{\circ}\text{C}$ и $P=8-9$ кбар. Для этого района также характерно линейно-блоковое строение, выявляемое по полосовым магнитным аномалиям субширотного и северо-восточного простирания. Гранулитовые блоки отделены друг от друга зонами бластомилонитизации и широкого развития гранитоидов. Полученный в последние годы изотопный возраст эндербитизированных пород (2450 млн лет) некоторые исследователи склонны трактовать как время формирования исходных (дометаморфических) пород, т.е. возраст протолита [Vogdanova et al., 1994; Claesson et al., 2001].

Брагинский (Кулажинский) палеобассейн занимает юго-восточную половину территории Беларуси и распространяется на восток до Воронежского кристаллического массива (район г. Брянска). Западная граница палеобассейна проходит в меридиональном направлении примерно в центральной части Беларуси и скрыта под интенсивно мигматизированными гетерогенными образованиями амфиболито-гнейсового комплекса. Площадь палеобассейна в современном эрозионном срезе составляет свыше 30000 кв. км. Кристаллические породы в его пределах залегают на глубинах от 1200 до 5000 м от поверхности. К настоящему времени они вскрыты 140 буровыми скважинами на глубину, как правило, не более 10–20 м, редко до 50 м, и лишь 4 скважины прошли по породам фундамента 600 м (две из них вскрыли граниты).

В пределах палеобассейна преобладают метаморфизованные в условиях гранулитовой фации разнообразные глиноземистые гнейсы (гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые, биотитовые, иногда графит-, кордиерит- и гиперстенсодержащие), объединяемые в кулажинскую серию. Среди них изредка встречаются мелкозернистые плагиоклазовые и анхимономинеральные амфиболиты неизвестного возраста. Установленные для пород кулажинской серии максималь-

ные РТ-параметры метаморфизма ($T=690-720^{\circ}\text{C}$. $P=7.5-8.0$ кбар) несколько ниже, чем для пород щучинской серии и гранулитового комплекса Западной Литвы, что, по-видимому, обусловлено интенсивно проявленными здесь регрессивным метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации ($T=550-580^{\circ}\text{C}$. $P=3.5-5.2$ кбар) и ареальной мигматизацией. Из-за глубокого залегания кристаллического фундамента в этом районе и поэтому слабой информативности магнитометрических данных внутренняя структура палеобассейна остается невыясненной. Верхняя возрастная граница кулажинской серии, по данным изотопного возраста мигматизированных разностей пород, определяется на уровне 2950–2560 млн лет назад [Найденков и др., 1994; Бибилова и др., 1995].

Рудьянский палеобассейн находится в переходной зоне между Брагинским палеобассейном и Белорусским сегментом Белорусско-Прибалтийского палеобассейна. На западе он непосредственно примыкает к последнему, прослеживаясь вдоль его восточного края на 270 км. Видимая ширина палеобассейна 15–20 км. С востока слагающие его породы перекрыты более молодыми метаморфическими образованиями. Всего на территории палеобассейна пробурено около 35 скважин, вскрывших породы фундамента на глубине 120–220 м, из них 14 поисковых скважин в его центральной части прошли по породам фундамента от 200 до 550 м, что предоставило редкую для исследованного региона возможность выявить последовательность напластования и детали строения метаморфизованных в гранулитовой фации образований.

Слагающие палеобассейн метаморфические породы объединены в рудьянскую серию [Трусов, 2003]; ранее она рассматривалась в ранге толщи. Среди других гранулитовых комплексов рудьянская серия выделяется большим разнообразием пород. В ее составе, помимо типичных для остальной территории биотитовых и глиноземистых гнейсов и основных кристаллических сланцев, широко представлены разнообразные карбонатные и железистые породы. Характерно отчетливое слоистое строение разреза [Солодилова, 1998а]. Корреляция разрезов толщи, вскрытых поисковыми скважинами в районе д. Рудья, позволяет предполагать, что здесь толщина образует синклиналию складку северо-восточного простирания, с углами падения крыльев $50-70^{\circ}$ (рис. 2.3.3). Видимая мощность разреза составляет 1250 м, но истинная площадь, вероятно, больше, если исходить из предположения о более широком распространении толщи в восточном и северном направлениях.

По составу пород рудьянская серия подразделяется на две толщи [Трусов, 2003]. Нижнерудьянская толщина сложена переслаивающимися глиноземистыми графитсодержащими гранат-биотитовыми и биотитовыми плагиогнейсами, с подчиненным количеством амфибол-двупироксеновых, амфибол-клинопироксеновых и амфиболовых кристаллических сланцев. Верхнерудьянская толщина, кроме глиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев, включает различные кальцифиры, кальцитовые и доломитовые мраморы, эвлизиты, силикатно-магнетитовые и магнетитовые кварциты. По вещественному составу она подразделяется на две пачки: нижнюю железорудно-кристаллосланцевую (мощность 750 м) и верхнюю карбонатно-гнейсовую (мощность около 500 м). Строение их отображено на обобщенной литологической колонке (рис. 2.3.4), составленной по данным

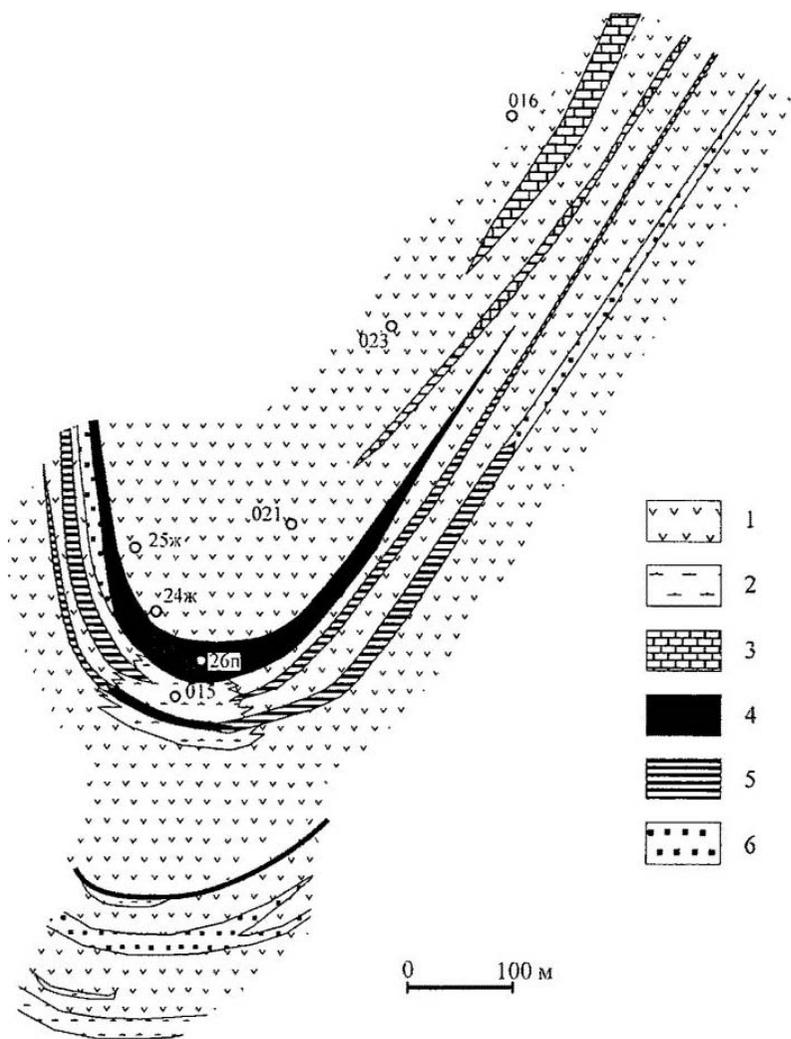


Рис. 2.3.3. Схема геологического строения центральной части Руднянского палеобассейна

1 – основные кристаллические сланцы и пироксеновые плагногнейсы, частично андербитизированные; 2 – гнейсы гранат-биотитовые, биотитовые, иногда с графитом; 3 – мраморы и кальцифиры; 4 – железистые кварциты; 5 – эвлиниты; 6 – безрудные кварциты

скважин, пробуренных в районе д. Рудьяма (см. рис. 2.3.3). Карбонатные и силикатно-карбонатные породы слагают пласты мощностью от первых метров до 60–80 м, представляющие собой частое переслаивание мраморов и кальцифиров различного состава (форстерит-, скаполит- и амфибол-диопсидовых и др.). Характерной особенностью состава глиноземистых гнейсов является присутствие в них графита, частично сульфидизированного, содержание которого иногда достигает 5–15%. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации

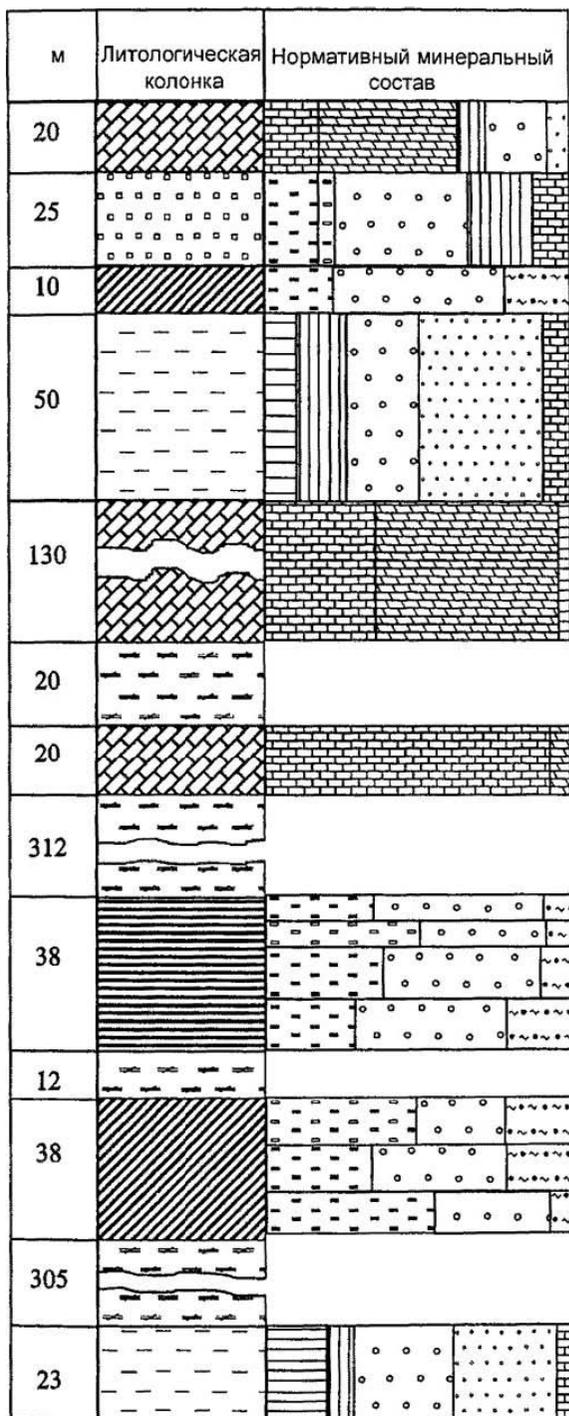
($T=750-775^{\circ}\text{C}$, $P=7.5-8.5$ кбар [Таран, 2003] и местами в значительной степени чарнокитизированы и диафторированы. По вещественному составу пород, степени их метаморфизма и характеру строения разрезов рудьянская серия коррелируются с хоцевато-завальевской свитой бугской серии Украинского щита, имеющей изотопный Sm-Nd возраст 3070–2910 млн. лет [Степанюк, 2000].

Близкие по составу метаморфические комплексы, включающие глиноземистые гнейсы, кристаллические сланцы, кальцифиры и магнетит-силикатные кварциты, развиты также вдоль юго-западной и северной границ Прибалтийского сегмента Белорусско-Прибалтийского палеобассейна, где можно предположить наличие реликтов архейских палеобассейнов – соответственно Стайцельского и Ульястеского (см. рис. 2.3.1).

Однотипный минеральный состав пород гранулитовых комплексов, представленных преимущественно основными кристаллическими сланцами и глиноземистыми гнейсами, близкие условия их регионального метаморфизма и последующих ретрометаморфических преобразований (высокотемпературный диафторез, бластомилонитизация), сходство с архейскими гранулитовыми комплексами других регионов Восточно-Европейского кратона дают основание предполагать примерно одновременное их формирование, а возможно, и накопление исходных для них вулканогенных и осадочных толщ, наблюдаемые же литологические различия между ними можно рассматривать как отражение различных условий седиментации в пределах отдельных палеобассейнов, которые существовали, по-видимому, уже с раннего архея и входили в состав обширной протоокеанической области, охватывающей, по крайней мере, западную часть Восточно-Европейского кратона.

Относительно «протерозойских» изотопных датировок гранулитовых комплексов, принимаемых иногда за возраст их протолита, следует заметить, что большинство значений изотопного возраста приходится на интервал 2000–1800 млн. лет назад, независимо от состава, степени метаморфизма, стратиграфического и структурного положения пород, слагающих кристаллический фундамент этой территории [Найденков и др., 1994]. Это связано, очевидно, с тектоно-магматической активизацией, имевшей глобальное распространение, но особенно интенсивно проявившейся на западе Восточно-Европейского кратона под влиянием крупномасштабных тектонических движений в примыкающей к нему подвижной области. Свидетельством тектоно-термальных и структурных преобразованиями земной коры является формирование вдоль юго-западного края кратона гигантского пояса габбро-анортозит-рапакиви-гранитных плутонов.

Петрографическая характеристика метаморфических пород. Метаморфизованные породные комплексы архейских палеобассейнов запада Восточно-Европейского кратона сложены сходными по минеральному составу, структурным особенностям и степени метаморфизма породами, среди которых преобладающими (типоморфными) являются породы основного состава (метабазиты) и глиноземистые, реже биотитовые гнейсы. Менее распространены метакarbonатные и железистые породы. Различия между комплексами заключаются в разных количественных соотношениях этих типов пород.



Метаморфические породы:

- Железистые кварциты
- Эвлизиты
- Кварциты малорудные и безрудные
- Глиноземистые плагиогнейсы
- Метакарбонатные породы
- Кристаллические сланцы

Нормативные минералы:

- Гетит
- Сидерит, анкерит
- Шамозит
- Иллит
- Хлорит
- Кварц, кремнезем
- Полевые шпаты
- Кальцит
- Dolomit

Рис. 2.3.4. Литологическая колонка и реконструированный минеральный состав метаседиментогенных пород нижней железорудно-кристаллосланцевой и верхней карбонатно-гнейсовой пачек Верхне-руднянской толщи

Метабазиты представлены преимущественно амфибол-двупироксеновыми, двупироксеновыми и амфиболовыми кристаллическими сланцами, реже амфиболитами.

Кристаллические сланцы – это темноокрашенные мелко-среднезернистые породы, обладающие массивной или нечетко выраженной плоскопараллельной текстурой и преимущественно гранобластовой, гранонематогранобластовой, реже порфиробластовой структурой. Главными породообразующими минералами являются полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз (An50–60), пироксены (7–45%) – гиперстен ($f = 45–52\%$) и клинопироксен типа салит-авгита ($\text{Fs}_{20,0}\text{En}_{35,0}\text{Wo}_{45,0}$, $f = 36–38\%$), бурая и зеленовато-бурая роговая обманка ($f = 50–52\%$) – до 80%, иногда присутствуют красновато-бурый биотит ($f = 38–40\%$), зеленая роговая обманка, гранат, кварц. Рудные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом, пирротинном, пиритом; в аксессуарных количествах встречаются апатит и циркон. Минеральный состав кристаллических сланцев колеблется в широких пределах как в количественном (от мезократовых до меланократовых разностей), так и в качественном (от амфиболовых до существенно пироксеновых) отношениях. Важным диагностическим признаком является количественное содержание в них магнетита и титаномагнетита, в зависимости от которого различаются практически безмагнетитовые разности и магнетитсодержащие, в которых количество этих минералов составляет 3–7%. Среди магнетитсодержащих разностей особо выделяются средне- и крупнозернистые меланократовые кристаллические сланцы с гранобластовой структурой и массивной текстурой, в которых содержание рудных минералов достигает 10–15%.

Ближкие к кристаллическим сланцам по минеральному составу амфиболиты отличаются более мелкозернистыми гранобластовыми структурами и обычно слабо выраженными полосчатыми текстурами. Основными породообразующими минералами в них являются плагиоклаз (An35–40) и зеленовато-бурая роговая обманка ($f = 48–51\%$), присутствующие примерно в равном количестве, иногда встречаются биотит, пироксены, гранат. Аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом.

Глиноземистые и биотитовые гнейсы представляют собой серые или буровато-серые полосчатые и грубополосчатые мелко-среднезернистые породы с гнейсоватой текстурой. Главными породообразующими минералами этих пород являются плагиоклаз (An 20–40), калиевый полевой шпат (преимущественно крипто- и микропертитовый ортоклаз), высокотитанистый красновато-бурый биотит ($f = 37–55\%$), кварц (обычно не более 10–20%), в глиноземистых гнейсах – также гранат пироп-альмандинового типа (до 25–36% пироповой составляющей, $f = 65–75\%$), силлиманит, кордиерит; встречаются гиперстен, шпинель, амфибол, кианит, андалузит. В аксессуарных количествах присутствуют магнетит, пирит, пирротин, апатит, циркон, монацит, шпинель. Гранат образует неправильно-округлые, с извилистыми очертаниями, зерна величиной от 0.5 до 3–8 мм. Кордиерит присутствует в виде субизометричных, реже вытянутых вдоль гнейсоватости зерен размером до 1.5–2.0 мм, полисинтетически сдвойникованных и нередко частично или полностью замещенных тонкозернистым хлорит-серпентиновидным агрегатом. Иногда кордиерит образует реакционные каемки вокруг граната.

Силлиманит представлен обычно скоплениями тонкоигольчатых или волосовидных (фибrolит) кристаллов, приуроченных к биотиту или кордиериту. Гиперстен встречается в виде таблитчатых или удлинённо-таблитчатых кристаллов с сильным плеохроизмом от светло-розового по Nr до зеленоватого по Ng, образующих прерывистые полосовидные скопления. Характерной особенностью состава глинозёмистых гнейсов является присутствие в них графита в виде тонких, часто причудливо ветвящихся субпараллельно ориентированных чешуек в межзерновом пространстве силикатных минералов, иногда в ассоциации с сульфидами железа. Структура гнейсов чаще всего порфиробластовая, обусловленная присутствием в мелко-среднезернистой гранолепидобластовой и лепидогетерогранобластовой основной массе крупных субизометричных зерен граната, иногда плагиоклаза или гиперстена.

В зависимости от количественных соотношений породообразующих минералов различаются биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, иногда силлиманит-, кордиерит- и/или гиперстенсодержащие, силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, кордиерит-гранат-биотитовые, кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовые и силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы (количество силлиманита и кордиерита превышает 5%), кордиерит-гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы шпинельсодержащие, иногда с гиперстеном. Причем для разных палеобассейнов характерно преобладание тех или иных разновидностей. Так, в пределах Белорусского сегмента Белорусско-Прибалтийского палеобассейна и Брагинского палеобассейна преобладают гранат-биотитовые и биотитовые (иногда с силлиманитом) гнейсы, тогда как в Прибалтийском сегменте, а также в Западно-Литовском палеобассейне широко распространены кордиеритсодержащие разновидности. Для Рудьянского палеобассейна характерны гранат-биотитовые гнейсы, обогащенные графитом, содержание которого в них иногда достигает 5–15%. Это отражает, по-видимому, различия в химическом составе исходных (дометаморфических) пород.

Метакарбонатные породы распространены в Рудьянском палеобассейне. Они включают два основных типа – мраморы и кальцифиры, граница между которыми проводится по 15-процентному содержанию в породах силикатных минералов [Классификация..., 1988, 1992].

Мраморы – светлоокрашенные в желтоватых и розоватых тонах мелко- или среднезернистые породы с массивной, пятнистой, реже неяснополосчатой текстурой. По преобладающему карбонатному минералу выделяются кальцитовые, доломитовые и переходные между ними доломит-кальцитовые и кальцит-доломитовые разновидности. В гранобластовой карбонатной массе пород равномерно распределены округлые зерна (до 5–8 % объема породы) оливина (форстерит), часто замещенного серпентином, или диопсида ($Fe_{2.0}En_{4.0}Wo_{1.0}$). Нередко присутствуют кальциевый скаполит, волластонит, основной плагиоклаз, кварц, реже флогопит, шпинель. Набор силикатных минералов коррелируется со степенью доломитности мраморов. В кальцитовых мраморах обычны диопсид, скаполит, волластонит, кварц и плагиоклаз. При увеличении доли доломита появляются магнезиальные минералы: форстерит, шпинель, флогопит. По структурным особенностям среди мраморов различаются средне-крупнокристаллические равно-

мернозернистые (преобладают) и мелкозернистые (пелитоморфные). С увеличением количества силикатных минералов мраморы переходят в силикатные мраморы с клинопироксеном и скаполитом и затем в кальцифиры; границы между ними постепенные.

Кальцифиры – массивные или нечетко полосчатые карбонатно-силикатные породы, имеющие сходный с мраморами минеральный состав, но отличающиеся более высоким содержанием силикатных минералов. Преобладающими среди них являются оливин и пироксен, составляющие до 25–40 % объема породы. Кроме них, присутствуют флогопит и скаполит (образующие гнездовидные скопления), кварц, плагиоклаз, тремолит; встречаются высокожелезистый ($f = 80\%$) гранат андрадит-гроссулярового типа, апатит, иногда волластонит. Карбонатные минералы представлены кальцитом и доломитом. Появляющиеся в породах мусковит, сфен и эпидот, неустойчивые в условиях гранулитовой фации метаморфизма, образовались, по-видимому, в результате наложенной метасоматической переработки пород. Кальцифиры иногда переходят в анхимономинеральные пироксеновые породы – *пироксенолиты*, состоящие из диопсида с небольшой примесью скаполита, изредка волластонита.

Железистые породы также распространены в рудьянском палеобассейне, где представлены эвлизитами, силикатно-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами.

Эвлизиты представляют собой полиминеральные силикатные породы с полосчатой, лизовидно-полосчатой, нечетко полосчатой или массивной текстурой и средне- и крупнозернистой гранобластовой структурой. Минеральный состав этих пород изменяется от анхимономинерального орто- и клинопироксенового до существенно гранатового, со всеми переходными разновидностями. Помимо пироксенов и граната, в них в том или ином количестве присутствуют оливин, роговая обманка, плагиоклаз, кварц, магнетит, апатит, сульфидные минералы, изредка встречается графит. Ромбический пироксен представлен эвлитом ($\text{Fs}_{78.0}\text{En}_{20.0}\text{Wo}_{1.0}$, $f = 79\%$), четко плеохроирующим от светло-розового цвета по Nr до бледно-зеленого по Ng. Моноклинные пироксены имеют зеленую (в шлифах) окраску и представлены ферроавгитами и геденбергитами ($\text{Fs}_{46.0-50.0}\text{En}_{11.0-8.0}\text{Wo}_{43.0-42.0}$, $f = 81-86\%$). Гранаты относятся к андрадитовому типу с железистостью $f = 88-95\%$. Оливин находится в парагенезисе с эвлитом и по химическому составу отвечает фаялиту (содержание MgO всего 0.8%). Роговая обманка окрашена в буро-зеленый цвет и также характеризуется высокой железистостью ($f = 84-86\%$). По минеральному составу и текстурным особенностям среди эвлизитов различаются неяснополосчатые и массивные магнетит-содержащие эвлизиты и полосчатые, иногда тонкополосчатые магнетитовые эвлизиты с кварцем и апатитом. Последние связаны постепенными переходами с магнетит-силикатными кварцитами.

Силикатно-магнетитовые кварциты имеют тонкополосчатую, иногда ритмично-полосчатую текстуру [Таран, 2003], обусловленную чередованием магнетитовых, силикатно-магнетитовых и кварцевых слоев. Силикатные минералы представлены ортопироксеном (гиперстен-феррогиперстен), клинопироксеном и гранатом. Ортопироксен тяготеет к кварцевым слоям, где образует вытянутые

согласно полосчатости породы призматические зерна размером до 5 мм. Характерны гомоосевые срастания его с клинопироксеном. В безрудных слойках иногда присутствует существенная примесь карбонатных минералов, встречается графит. Магнетитовые и силикатно-магнетитовые кварциты в разрезе нередко переслаиваются с безмагнетитовыми кварцитами, имеющими светло-серую окраску, тонко- или неяснополосчатую текстуру и содержащими в мелкозернистой граблостовой массе кварца незначительное количество ортопироксена, клинопироксена, граната, иногда графита.

Магнетитовые кварциты представляют собой мелкозернистые темно-серые породы с тонкополосчатой текстурой, обусловленной чередованием тонких (0.2–3.0 мм) кварцевых слойков с магнетитовыми и апатит-магнетитовыми прослойками толщиной 0.5–6.0 мм. Магнетит в них нередко окислен и превращен в тонкозернистый агрегат гетита и гематита. В породах в незначительных количествах присутствуют гранат, карбонатные и сульфидные минералы.

Рассмотренные главные типы метаморфических пород гранулитовых комплексов образуют породные (парагенетические) ассоциации, различные в разных палеобассейнах: преимущественно метабазитовые в Белорусско-Прибалтийском, метабазит-гнейсовые в Западно-Литовском, гнейсовые в Брагинском и метакарбонат-железкремнисто-гнейсовые в Рудьянском, отражающие различия в составе и условиях формирования слагающих их исходных (дометаморфических) толщ пород.

Химический состав метаморфических пород. Разнообразие петрографических типов метаморфизованных пород архейских палеобассейнов запада Восточно-Европейского кратона находит отражение в широких вариациях их химического состава. Причем наблюдаются некоторые различия в составе однотипных пород, распространенных в разных палеобассейнах или отдельных их частях, что обусловлено, по-видимому, как составом исходных пород, так и характером и интенсивностью их метаморфизма. Имея в виду использование сведений о химическом составе пород для литохимической реконструкции их первичного (дометаморфического) состава и учитывая, что наибольшие преобразования происходят при наложении на регионально метаморфизованные породы процессов мигматизации, были использованы химические анализы пород с наименьшими признаками последующих изменений. Этим объясняется малочисленность выборок (многие представлены единичными анализами), особенно для глиноземистых гнейсов, которые, как известно [Менерт, 1971], в значительно большей степени подвержены аллохимическим преобразованиям по сравнению с породами основного состава.

Метабазиты представляют собой довольно компактную по кремнекислотности группу пород с содержанием SiO_2 в среднем 45–52%. Исключение составляют меланократовые разности, содержащие 35–42% SiO_2 (табл. 2.3.1). Всем породам свойственны довольно низкие содержания MgO , обычно не превышающие 10%, низкая или умеренная глиноземистость ($al'=0.50-0.90$), существенное преобладание закисного железа над окисным, натрия над калием и ванадия над хромом. По другим петрохимическим параметрам и микроэлементному составу различаются три разновидности метабазитов: 1) умеренно железистые ($F_{об}=0.60-0.66$) кристал-

Таблица 2.3.1

Химический состав метабазитов архейских палеобассейнов запада Восточно-Европейского кратона

	БП-I								БП-II				БП-III				БП-IV	P-I		Л-IV	
	св1	л1	ш1	ш1	д1	сл1	б1	Пп	I	ш2	ш2	б2	II	ш3	ш3	сл3	III	IV	I	la	IV
SiO ₂	48.23	47.44	47.72	46.79	46.89	47.19	47.50	48.18	47.49	46.16	48.94	45.89	46.77	45.22	40.67	46.37	44.09	49.30	49.62	46.40	51.52
TiO ₂	0.93	1.39	1.29	1.40	1.30	1.53	0.96	1.42	1.28	2.30	2.11	1.85	2.12	3.47	3.46	2.94	3.29	1.50	1.38	1.30	1.47
Al ₂ O ₃	15.66	14.77	14.34	15.08	14.47	13.99	15.30	14.82	14.80	14.34	13.86	15.29	14.45	11.93	11.96	13.19	12.36	14.03	14.05	15.17	15.75
Fe ₂ O ₃	3.69	5.18	3.64	4.38	3.89	3.81	2.86	4.18	3.95	6.06	5.87	9.27	6.95	5.43	9.44	7.15	7.34	5.54	5.49	4.46	12.13
FeO	7.03	8.12	9.69	9.03	8.84	10.02	9.18	7.99	8.74	9.65	9.37	7.46	8.94	11.27	12.88	10.69	11.61	7.17	8.97	9.26	—
MnO	0.14	0.16	0.20	0.16	0.17	0.21	0.20	0.16	0.18	0.13	0.21	0.21	0.18	0.12	0.23	0.23	0.19	0.16	0.21	0.17	0.12
MgO	7.35	6.96	7.17	7.66	8.20	7.24	8.68	6.50	7.47	5.08	5.66	6.17	5.54	6.25	6.45	4.83	5.84	7.19	5.71	7.16	6.76
CaO	9.88	8.83	9.65	10.19	9.51	9.68	9.86	10.38	9.75	8.91	8.25	8.66	8.67	9.57	9.82	8.15	9.18	8.93	9.69	10.92	9.13
Na ₂ O	3.41	3.23	2.88	2.09	1.97	2.97	2.56	2.71	2.73	3.12	2.32	3.10	2.91	3.07	1.96	2.46	2.50	1.99	3.16	2.84	1.56
K ₂ O	1.42	1.22	0.80	0.99	1.30	1.45	0.56	1.34	1.13	1.08	1.17	0.74	0.99	0.84	0.62	0.97	0.81	1.30	1.08	0.99	0.89
P ₂ O ₅	0.19	0.33	0.15	0.33	0.39	0.26	0.20	0.22	0.26	0.53	0.42	0.39	0.46	0.92	0.54	0.60	0.69	0.50	0.34	0.22	0.02
SO ₃	0.15	0.20	0.31	0.17	0.03	0.35	0.30	0.20	0.21	0.50	0.22	0.20	0.34	0.20	0.34	0.36	0.30	—	—	—	—
П.п.п.	1.48	1.80	1.90	1.60	2.85	1.39	2.08	1.46	1.82	1.51	1.97	1.20	1.54	1.44	1.27	1.87	1.53	2.24	1.09	1.51	0.29
Сумма	99.56	99.62	99.74	99.88	99.79	100.09	100.2	99.55	99.81	99.29	100.37	100.39	99.86	99.73	99.64	99.81	99.73	99.85	100.79	100.40	99.63
Fo#	0.60	0.66	0.65	0.64	0.61	0.66	0.59	0.66	0.63	0.76	0.73	0.73	0.74	0.73	0.78	0.79	0.77	0.64	0.72	0.66	0.64
al'	0.87	0.73	0.70	0.72	0.69	0.66	0.74	0.79	0.73	0.69	0.66	0.67	0.67	0.52	0.42	0.58	0.50	1.10	0.70	0.73	0.83
n	5	9	17	24	4	7	4	16	70	11	6	7	24	6	80	18	104	19	11	8	7
V	200	200	220	190	200	200	120	190	200	320	280	460	350	330	470	210	340	240	170	140	—
Cr	150	130	180	130	140	190	240	240	170	36	40	33	36	40	14	49	34	120	84	80	—
Ni	70	90	70	84	87	74	80	90	80	48	32	33	38	29	26	30	28	64	59	67	—
Co	35	50	53	53	60	55	70	28	52	36	36	44	39	37	59	48	48	54	29	29	—
Zn	55	45	90	130	120	100	110	100	100	60	160	120	110	60	220	120	130	120	80	69	—
Sr	250	210	260	260	270	250	490	370	270	220	360	470	350	210	370	270	280	270	300	240	—
Ba	300	110	170	210	100	190	320	370	200	160	310	460	310	150	130	370	220	220	550	320	—
Zr	100	110	87	170	120	120	84	210	130	190	200	98	160	180	180	220	190	200	160	100	—
Nb	6.5	7.0	6.9	11	11	8.7	5.0	220	30	21	12	9.7	14	23	10	16	16	5.0	9.0	9.0	—
Y	20	26	69	35	34	38	26	29	40	65	34	58	52	50	36	35	40	56	33	32	—
V/Cr	1.3	1.5	1.2	1.5	1.4	1.1	0.5	0.79	1.2	9.0	7.0	13.9	9.80	8.3	33.6	4.3	9.8	2.0	2.0	1.8	—
Ni/Co	2.00	1.80	1.32	1.59	1.45	1.35	1.14	3.21	1.65	1.34	0.89	0.75	0.97	0.78	0.44	0.63	0.59	1.19	2.03	2.31	—
n	2	19	36	42	19	21	12	17	168	29	5	18	52	25	75	28	128	20	88	25	—

Белорусско-Прибалтийский палеобассейн: БП-I – БП-I; умеренно железистые (БП-I), железистые (БП-II) и высокожелезистые (БП-III) кристаллические сланцы и амфиболиты (БП-IV); Руднянский палеобассейн: умеренно железистые кристаллические сланцы (P-I) амфибол-дуолиноксеновые (I) и амфиболовые (la); Западно-Литовский палеобассейн: амфиболиты (Л-IV); I-III – средние составы разных типов кристаллических сланцев и IV – амфиболитов; буквенные обозначения – структурные зоны южного (Белорусского) сегмента палеобассейна (св – Свислочьский, ш – Шумяцкий, и – Ивьевский, сл – Слонянский, б – Барановичский гранулитовые блоки, в – Волжская зона бластомилолитов) и северного (Прибалтийского) сегмента (Пп).

Здесь и в последующих таблицах: Fo# = $(\text{FeO} + \text{MnO}) / (\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})$, мас. % – общая железистость; al' = $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{MgO})$, мас. % – коэффициент глинозёмности, прочерк – содержание оксидов или микроэлементов не определялись или сведения о них отсутствуют; n – число проб. Источники аналитических данных: Химический... 1988; Kivisilla et al., 1999; Skrifvars, Mouta, 2001. Содержания микроэлементов в метабазитах Прибалтийского сегмента – по данным Я.Я.Кивисиллы, в остальных – по результатам приближенно-количественного спектрального анализа, выполненного в прошлые годы в Центральной лаборатории ПО «Центр геология» (г. Караганда).

лические сланцы и амфиболиты с близкими к кларковым содержаниями микроэлементов группы железа, низким содержанием Zn, Zr, Nb и преобладанием Ni над Co, 2) железистые кристаллические сланцы ($F_{об}=0.73-0.75$) с повышенным количеством Ti, V, Ba, Y и обедненные Cr и Ni и 3) меланократовые высокотитанистые-высокожелезистые ($F_{об}=0.73-0.80$) низкоглиноземистые ($al^1=0.40-0.60$) кристаллические сланцы с более низким содержанием кремнезема и щелочей и часто весьма низким (10–20 г/т) – хрома и никеля. В последних двух типах пород Co преобладает над Ni.

Все три типа кристаллических сланцев присутствуют в Белорусском сегменте Белорусско-Прибалтийского палеобассейна. В их пространственном распределении выявляется определенная поперечная зональность, выражающаяся в снижении от центра Белорусско-Прибалтийского палеобассейна к его краевым частям доли железистых кристаллических сланцев (рис. 2.3.5). При этом в умеренно железистых разностях в этом направлении несколько снижается общая железистость и титанистость и возрастает глиноземистость и щелочность. В этом же направлении возрастает в разрезе доля глиноземистых и биотитовых гнейсов. Кристаллические сланцы северного сегмента палеобассейна принадлежат в основном к метабазитам умеренно железистого типа. Петрохимически к ним близки амфиболиты, а также кристаллические сланцы Рудмянского палеобассейна,

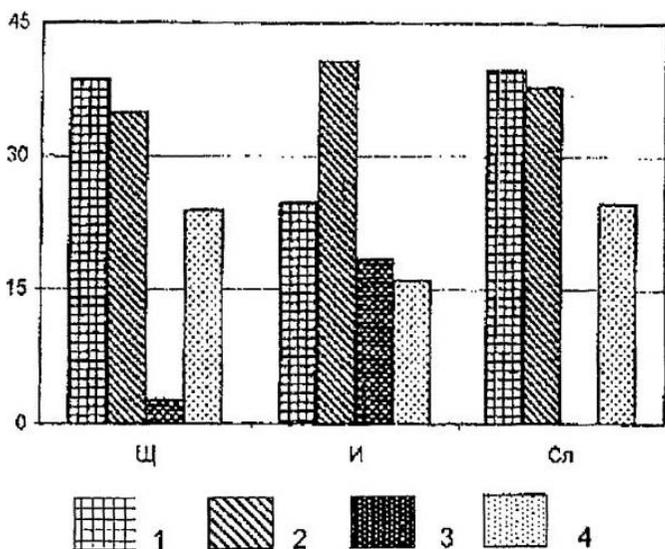


Рис. 2.3.5. Количественное соотношение главных типов метабазитов и глиноземистых гнейсов в разрезах разных структурных зон Белорусского сегмента Белорусско-Прибалтийского палеобассейна

Щ, И, Сл – Щучинский, Ивьевский и Слобимский граупулитовые блоки: 1 – умеренно железистые кристаллические сланцы; 2 – железистые кристаллические сланцы и амфиболиты; 3 – высокотитанисто-железистые кристаллические сланцы; 4 – глиноземистые гнейсы. Количественные соотношения разных типов пород рассчитаны, исходя из частоты встречаемости вскрытых их буровых скважин и доли данного типа пород в разрезе скважины

но в последних значительно ниже содержания Sr, Ni, Co, Zn и выше — Si и Ba. Для амфиболитов Западно-Литовского палеобассейна характерна более высокая кремнекислотность и относительно низкие содержания Al_2O_3 и щелочей. Особенности химического состава метабазитов, редко встречающихся в Брагинском палеобассейне, не рассматриваются ввиду неопределенности возрастного положения этих пород.

Глиноземистые и биотитовые гнейсы в большинстве случаев значительно изменены в результате высокотемпературного диафореза и мигматизации, результатом которой является увеличение в породах количества кварца и калиевого полевого шпата (микроклина) и, соответственно, возрастание содержаний SiO_2 и щелочей (преимущественно K_2O). Содержание кремнезема в наименее измененных породах обычно варьирует в пределах 55–65% (табл. 2.3.2). В целом для всех петрографических разновидностей гнейсов характерны: пересыщенность глиноземом, относительно небольшое количество магния и кальция при преобладающей роли магния, умеренная железистость (среднее $F_{об} = 0.68–0.75$), сравнительно невысокая степень окисленности железа (в большинстве пород $Fe_2O_3/FeO = 0.50–0.70$) и преобладание K_2O над Na_2O (исключение представляют гнейсы Рудьянского палеобассейна и часть гнейсов южного сегмента Белорусско-Прибалтийского палеобассейна).

Выявление же петрохимических особенностей гнейсов разного минерального состава встречает определенные трудности как в связи с непостоянством химического состава и количественных соотношений породообразующих минералов (в таком случае различающиеся петрографически гнейсы могут иметь близкий химический состав и наоборот), так и с вероятной неадекватностью минеральных ассоциаций, наблюдаемых в шлифах и присутствующих в более крупных образцах, отбираемых на химический анализ. Поэтому типизация гнейсов и, особенно, глиноземистых гнейсов, имеющих зачастую полиминеральный состав, возможна лишь при совместном использовании результатов их петрографического и химического изучения. Проведенное сопоставление петрографических и петрохимических характеристик гнейсов показывает, что среди них по количественным содержаниям граната, силлиманита, кордиерита и гиперстена могут быть выделены четыре главных типа: 1) биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, иногда с незначительным количеством силлиманита и/или кордиерита, 2) гранат-биотитовые, нередко силлиманит- и кордиеритсодержащие, 3) кордиерит/силлиманит-гранат-биотитовые (количество силлиманита и/или кордиерита превышает 5%) и 4) мелалократовые гранат-биотит-силлиманитовые, нередко гиперстенсодержащие. Причем при сходстве средних содержаний большинства петрогенных окислов гнейсы первых трех типов четко различаются по щелочности, выраженной отношением $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, величина которого в средних составах пород последовательно снижается от первого к третьему типу (соответственно, 0.35–0.45, 0.25–0.35, 0.20–0.25) параллельно уменьшению количества щелочей при практически постоянном содержании Al_2O_3 . Показательна также величина отношения $FM/A = (FeO^* + MgO)/(Na_2O + K_2O)$, которая отражает фемафильность пород и возрастает в этом же направлении (соответственно, 1.4–2.0, 1.7–2.4, 2.3–3.3). Гнейсы четвертого типа отличаются от остальных высокими содержани-

Химический состав глиноземистых гнейсов архейских палеобассейнов запада Восточно-Европейского крата

	Пб-1	Пб-2	Пб-3	Пп-1	Пп-2	Пп-3	Пп-4	Б-1	Б-2	Б-3	Б-4	Л-1	Л-2	Л-3	Р-1	Р-2	Р-3
SiO ₂	53.87	60.23	58.27	59.82	57.26	58.86	52.56	59.05	56.85	64.83	43.97	58.79	60.47	60.84	57.08	59.06	62.23
TiO ₂	0.98	0.90	0.42	0.71	0.86	0.80	0.90	0.78	0.85	0.66	0.94	0.93	1.01	1.05	0.57	1.02	0.61
Al ₂ O ₃	18.59	17.75	17.50	16.76	18.16	19.33	24.02	16.55	18.48	15.90	27.22	20.85	18.91	19.12	11.50	14.34	14.94
Fe ₂ O ₃	4.28	3.78	0.62	2.66	2.81	3.40	5.33	2.97	1.41	1.16	14.95	8.10	8.34	8.39	6.61	3.13	1.00
FeO	6.64	4.36	11.21	5.46	6.41	5.37	6.61	5.91	6.61	6.41	—	—	—	—	6.93	5.57	3.80
MnO	0.12	0.12	0.42	0.10	0.17	0.07	0.05	0.10	0.06	0.21	0.08	0.07	0.06	0.06	0.17	0.09	0.15
MgO	3.75	2.71	3.38	3.78	3.82	3.87	3.48	3.63	4.36	3.20	3.35	2.94	3.02	3.26	3.64	4.73	3.81
CaO	2.35	2.74	3.30	2.14	3.13	1.94	1.24	1.07	2.31	0.70	2.36	0.78	1.77	1.20	1.49	7.14	7.34
Na ₂ O	2.47	2.68	2.28	2.03	2.68	1.35	1.14	2.35	2.72	1.87	2.02	1.56	1.99	1.78	1.62	1.75	2.66
K ₂ O	4.67	2.96	1.25	4.26	2.67	2.98	2.54	4.24	3.33	1.83	4.00	5.73	3.84	3.02	2.83	1.68	1.07
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.08	0.06	0.14	0.15	0.04	0.12	0.21	0.01	0.13	0.07	—	—	0.01	0.10	0.18
SO ₃	—	0.10	0.20	0.08	0.05	0.16	—	0.30	0.41	0.10	0.17	—	—	—	—	0.20	—
П.п.п.	1.39	1.72	1.49	1.50	1.26	1.50	0.10	2.87	2.39	1.97	0.25	0.41	0.35	0.94	6.63	1.32	1.67
Сумма	99.32	100.15	100.42	99.36	99.40	99.78	98.01	99.93	100.00	98.82	99.44	100.23	99.76	99.65	99.06	100.10	99.44
Feб	0.75	0.75	0.78	0.69	0.71	0.70	0.78	0.71	0.65	0.71	0.82	0.74	0.74	0.72	0.79	0.65	0.56
а'	1.27	1.64	1.15	1.41	1.39	1.53	1.56	1.32	1.49	1.48	1.49	1.89	1.66	1.64	0.67	1.07	1.74
A/AI	0.38	0.32	0.20	0.38	0.29	0.22	0.15	0.40	0.33	0.23	0.22	0.35	0.31	0.25	0.39	0.24	0.25
FM/A	2.0	1.9	4.3	1.90	2.40	2.80	4.00	1.9	2.0	2.9	2.8	1.40	1.80	2.30	3.7	3.8	2.3
n	7	7	1	10	9	5	1	8	3	2	1	4	8	9	6	4	2

Пб-1–Пб-3 – Белорусский (южный) сегмент Белорусско-Прибалтийского палеобассейна: меланократовые биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, иногда sillimanит- и гиперстенсодержащие (Пб-1), sillimanит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые (Пб-2) гнейсы, гранат-биотитовый гнейс (Пб-3); Пп-1–Пп-4 – Прибалтийский (северный) Белорусско-Прибалтийского палеобассейна: гранат-биотитовые кордиеритсодержащие (Пп-1), кордиерит-гранат-биотитовые (Пп-2), гранат-sillimanит-кордиерит-биотитовые (Пп-3) и меланократовые гранат-sillimanит-биотитовые (Пп-4) гнейсы; Б-1–Б-4 – Брагинский палеобассейн: гранат-биотитовые и биотитовые, иногда с sillimanитом и графитом (Б-1), sillimanит-гранат-биотитовые (Б-2), гранат-биотитовые кордиеритсодержащие (Б-3) гнейсы, меланократовый кордиерит-гранат-sillimanит-биотитовый шпинельсодержащий гнейс (Б-4); Л-1–Л-3 – Западно-Литовский палеобассейн: sillimanит-гранат-биотитовые, кордиерит-гранат-биотитовые, шпинель- и sillimanит-содержащие гнейсы (по данным химических анализов, представленных Г.Скридзайте); Р-1–Р-3 – Рудьянский палеобассейн: гранат-биотитовые и биотитовые магнетит- и графитсодержащие (Р-1), гранат-биотитовые, часто графитсодержащие (Р-2, Р-3). Здесь и в табл. 2.3.4, 2.3.5, 2.3.6: A/AI=(Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, % мас. – показатель щелочности пород; FM/A=(Fe₂O₃×0.9+FeO–MgO)/(Na₂O–K₂O), % мас. – показатель фемазфильности пород

ями Al_2O_3 (24–28%) и относятся к категории высокоглиноземистых. Щелочность их еще ниже $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3 = 0.10-0.20$. Для составов единичных проб возможны некоторые отклонения от указанной градации.

Гнейсы первого-третьего типов распространены во всех рассматриваемых палеобассейнах. При общем петрохимическом сходстве однотипных пород наблюдаются некоторые региональные отличия. В частности, гнейсы первого типа, распространенные в Белорусском сегменте Белорусско-Прибалтийского палеобассейна, выделяются высокими содержаниями алюминия и железа. Еще более железистыми являются гнейсы Рудьянского палеобассейна, но в них наблюдаются минимальные содержания алюминия. Относительно низкоглиноземистыми, но высококальциевыми являются и другие разновидности гнейсов Рудьянского палеобассейна. Минимальными содержаниями кальция отличаются гнейсы Брагинского и Западно-Литовского палеобассейнов. Гнейсы третьего типа различаются по соотношению натрия и калия: в гнейсах Западно-Литовского палеобассейна и Прибалтийского сегмента Белорусско-Прибалтийского палеобассейна содержания K_2O преобладают над Na_2O , в однотипных гнейсах Белорусского сегмента и Рудьянского палеобассейна наблюдаются обратные соотношения, в Брагинском – примерно равные содержания натрия и калия.

Выявляются различия и в микроэлементном составе гнейсов Белорусского сегмента, Брагинского и Рудьянского палеобассейнов (табл. 2.3.3). Гнейсы Рудьянского палеобассейна обеднены V, Cr, Pb, Zn, Zr, Nb, Y. Низкие содержания Pb, Nb, Y свойственны и гнейсам Брагинского палеобассейна, но в них отмечаются наиболее высокие содержания Sr и Ni; гнейсы Белорусско-Прибалтийского палеобассейна обогащены Ba и Zr. Кроме того, в пределах последнего намечаются различия химического состава гнейсов разных структурных зон (табл. 2.3.4): в центральной (Ивьевской) зоне во всех типах гнейсов калий преобладает над натрием, тогда как в западной (Щучинской) в однотипных породах наблюдаются обратные соотношения этих элементов, и только здесь выявлены гнейсы третьего типа с минимальными содержаниями K_2O . В восточной (Слонимской) зоне гнейсы содержат повышенное количество TiO_2 , отчасти – CaO.

Высокоглиноземистые гнейсы (четвертый тип) встречены в единичных случаях лишь в Брагинском палеобассейне и Прибалтийском (северном) сегменте Белорусско-Прибалтийского палеобассейна. Для них, помимо высокой глиноземистости, характерна высокая общая железистость ($F_{об}=0.78-0.82$, $Fe_2O_3+FeO=12-15\%$).

Сравнение химического состава глиноземистых гнейсов рассматриваемых палеобассейнов с однотипными породами других регионов Восточно-Европейского кратона показывает, что среди распространенных там глиноземистых гнейсов, метаморфизованных в гранулитовой фации, могут быть выделены те же петрохимические типы (табл. 2.3.5). Различия заключаются в значительно более широком распространении в пределах Украинского щита и Волго-Уральской области высокоглиноземистых гнейсов. Средние составы разных типов архейских глиноземистых гнейсов Восточно-Европейского кратона в целом приведены в табл. 2.3.6, из которой видны главные особенности их химизма: умеренное содержание SiO_2 (54–62%), высокая глиноземистость ($al^1=1.2-3.7$), преобладание MgO над

Средние содержания микроэлементов (г/г) в глиноземистых гнейсах
Белорусско-Прибалтийского, Бригинского и Рудьянского палеобассейнов

	Пб-1	Пб-2	Пб-3	Б-1	Б-2	Б-3	Б-4	Р-1	Р-2	Р-3
V	84	110	100	100	120	120	150	70	100	54
Cr	76	72	84	110	160	180	90	21	60	30
Ni	33	40	51	57	57	50	55	25	26	30
Co	19	24	25	24	25	20	25	12	22	24
Sc	20	26	31	18	20	20	10	16	20	15
Cu	58	40	39	47	57	60	14	32	50	15
Pb	35	39	21	20	13	9.0	8.0	18	11	8.0
Zn	88	120	70	85	110	100	60	73	64	45
Sr	260	300	350	270	240	100	100	300	240	260
Ba	990	1000	670	800	630	450	350	710	430	340
Zr	260	300	320	250	150	180	280	120	110	110
Nb	25	16	14	14	13	10	10	11	10	10
Y	63	45	76	27	21	15	20	31	20	16
V/Cr	1.1	1.5	1.2	0.9	0.8	0.7	1.7	3.3	1.7	1.8
Ba/Sr	3.8	3.3	1.9	3.0	2.6	4.5	3.5	2.4	1.8	1.3
n	14	14	8	17	18	2	1	8	7	5

Пояснения см. в табл. 2.3.2

CaO и K₂O над Na₂O, прогрессивное снижение щелочности по мере возрастания глиноземистости пород.

Метакарбонатные породы включают широкий спектр пород, сильно варьирующих по химическому составу от практически бескремнеземистых до содержащих около 50% SiO₂ (табл. 2.3.7). Для всех пород характерны высокие потери при прокаливании и низкие содержания большинства породообразующих оксидов, за исключением MgO и CaO, соотношения которых являются показателем степени доломитности пород.

В мраморах отношение MgO/(MgO+CaO) коэффициент доломитности М [Классификация..., 1988, 1992] изменяется в среднем от 0.04 до 0.34, в кальцифирах оно в целом выше – 0.33–0.40. В силикатных мраморах, помимо возрастания содержания кремнезема, наблюдается увеличение количества TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ и щелочей; еще более высоки содержания этих оксидов в кальцифирах и пироксенолитах. Для всех пород характерны низкие общая железистость и глиноземистость, а также обедненность сидерофильными и халькофильными элементами. Причем микроэлементный состав всех пород в целом близок. Лишь в кальцитовых мраморах отмечается возрастание содержаний Sr, Ba и Zr, а в кальцифирах – также и Cr, Ni. В сравнении с кларками для карбонатных пород [Овчинников, 1990] в них наблюдаются повышенные содержания Sc, Ba и Zr и пониженные Y. Количество Cu, Zn, Ga, Sr ближе к содержаниям этих элементов в глубоководных карбонатных породах.

**Химический состав глиноземистых гнейсов Белорусского сегмента
Белорусско-Прибалтийского палеобассейна**

	Щ-1	Щ-1б	Щ-2	Щ-3	И-1	И-1б	И-2	Сл-1	Сл-2
SiO ₂	54.06	61.02	63.16	58.27	53.62	59.71	56.68	58.66	62.05
TiO ₂	0.96	0.87	0.77	0.42	1.01	1.22	0.83	1.47	1.47
Al ₂ O ₃	17.82	15.59	16.56	17.50	19.61	14.18	19.35	17.99	16.48
Fe ₂ O ₃	4.99	3.16	4.08	0.62	3.35	3.53	4.25	0.49	1.45
FeO	6.57	4.14	3.17	11.21	6.74	3.71	4.99	5.14	6.03
MnO	0.06	0.05	0.04	0.42	0.19	0.06	0.21	0.10	0.11
MgO	4.03	2.67	2.53	3.38	3.39	6.30	2.93	2.96	2.58
CaO	2.11	2.99	2.86	3.30	2.66	2.83	2.71	4.35	2.48
Na ₂ O	2.37	3.91	3.04	2.28	2.59	2.46	2.59	3.96	1.86
K ₂ O	4.22	2.97	2.36	1.25	5.27	3.87	3.51	3.20	3.11
P ₂ O ₅	0.12	0.51	0.07	0.08	0.12	0.22	0.14	0.37	0.20
SO ₃	0.17	0.09	0.13	0.08	—	0.07	0.11	0.05	0.00
П.л.п.	1.85	1.56	1.75	1.49	0.79	1.62	1.37	1.74	2.65
Сумма	99.31	100.03	100.52	100.30	99.33	99.78	99.68	100.48	100.47
Fоб	0.74	0.73	0.74	0.78	0.75	0.54	0.76	0.66	0.75
аI'	1.14	1.56	1.69	1.15	1.46	1.05	1.59	2.09	1.64
A/AI	0.37	0.44	0.33	0.20	0.40	0.45	0.32	0.40	0.30
FM/A	2.3	1.4	1.7	4.3	1.7	2.1	1.9	1.2	2.0
n	4	5	3	1	3	1	3	1	1

Щ1-Щ3 - Щучинский, И1-И2 - Ивьевский. Сл1, Сл2 - Словимский гранулитовые блоки; цифры у буквенных обозначений означают разные типы гнейсов: 1 - меланократовые биотитовые и гранат-биотитовые, иногда силлиманит- и гиперстенсодержащие, 1б - биотитовые, 2 - силлиманит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые, 3 - гранат-биотитовые гиперстенсодержащие

Железистые породы имеют сравнительно простой химический состав. Основную массу в них составляют кремнезем и оксиды железа, остальные элементы находятся в подчиненном количестве (см. табл. 2.3.7).

Содержание кремнезема в *эвлизитах* колеблется в пределах от 38 до 53%, суммарное содержание железа - от 20 до 45%, причем окисное железо существенно преобладает над закисным. Характерны весьма низкие содержания MgO, что определяет высокую общую железистость пород (среднее Fоб=0.94), а также обедненность щелочами, количество которых не превышает 1.0%. Примечательны повышенные содержания MnO и P₂O₅, достигающие иногда 2.5%. Эвлизиты имеют низкую глиноземистость (среднее значение аI'=0.14-0.15). В магнетитовых эвлизитах по сравнению с магнетитсодержащими снижается количество CaO, и соответственно возрастает величина коэффициента доломитности. Наблюдаются различия и в микроэлементном составе этих пород: магнетитовые эвлизиты содержат больше V, Cu, Zn, Sr, Ba, Zr, Y.

Силикатно-магнетитовые и магнетитовые кварциты на 90-96% состоят из кремнезема и железа. В окисленных разновидностях магнетитовых кварцитов окисное

**Химический состав глиноземистых гнейсов архея запада Украинского щита,
Волго-Уральской области и юга Кольского полуострова**

	У-1	У-2	У-4	У-5	В-1	В-2	В-3	В-4	В-5	К-1	К-2	К-3
SiO ₂	64.82	65.47	54.73	55.18	53.20	61.39	64.05	54.75	56.14	59.82	57.23	59.07
TiO ₂	0.49	0.55	0.81	0.72	2.10	0.65	0.61	1.01	0.66	0.58	0.98	0.65
Al ₂ O ₃	16.31	15.68	28.03	30.45	14.80	17.15	17.11	24.19	29.82	18.83	19.00	20.53
Fe ₂ O ₃	1.20	2.52	1.89	2.52	4.51	3.41	1.48	2.61	4.74	2.32	1.94	0.80
FeO	4.31	3.81	5.98	4.33	10.44	5.41	5.30	6.26	3.95	5.46	8.10	7.10
MnO	0.05	0.11	0.13	0.11	0.14	0.08	0.06	0.09	0.01	0.10	0.12	0.07
MgO	2.66	2.64	2.24	0.26	6.01	3.06	2.56	3.00	0.50	3.87	4.26	3.60
CaO	2.38	2.72	1.19	0.22	1.81	2.34	3.08	0.73	0.10	1.00	1.79	2.34
Na ₂ O	3.25	3.10	0.70	0.10	1.24	1.53	2.04	0.68	2.15	0.94	2.08	2.05
K ₂ O	3.17	1.87	2.41	2.23	3.92	3.27	1.73	2.38	1.77	5.30	3.51	2.71
P ₂ O ₅	—	0.11	0.10	0.04	0.06	0.07	0.14	0.03	—	0.02	0.06	0.04
SO ₃	—	0.05	0.32	—	—	—	—	0.07	—	—	—	—
П.п.п.	1.63	0.89	1.45	4.31	2.55	1.13	0.40	3.12	—	1.67	0.82	0.86
Сумма	100.27	99.53	99.98	100.47	100.78	99.48	98.55	98.92	99.84	99.91	99.89	99.81
FeO	0.68	0.71	0.78	0.96	0.72	0.74	0.73	0.75	0.95	0.67	0.70	0.69
al'	2.00	1.75	2.77	4.28	0.71	1.44	1.83	2.04	3.24	1.62	1.33	1.79
A/Al	0.39	0.32	0.11	0.08	0.35	0.28	0.22	0.13	0.13	0.33	0.29	0.23
FM/A	1.30	1.80	3.20	2.90	4.00	2.40	2.40	3.80	2.20	1.80	2.50	2.50
n	1	9	15	1	1	24	28	4	1	1	11	9

У-1 – У-5 – запад Украинского щита, Южно-Бугский гранулитовый массив (Горюхинов, 1971; Лазько и др., 1975; Бухарев, 1987); В-1 – В-5 – Волго-Уральская область: В-1 – (Богданова, 1986; Ситдиков и др., 1980; Дюплатформенные... 1992); К-1 – К-3 – юг Кольского полуострова, Кандакшско-Колвонский гранулитовый пояс: гранат-биотитовые, гранат-силлиманит- и гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовые гнейсы (Щербакора, 1984). Цифры у буквенных обозначений означают разные типы гнейсов. 1 – меланократовые биотитовые и гранат-биотитовые, иногда силлиманит- и гиперстенсодержащие, 1б – биотитовые, 2 – силлиманит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые, 3 – гранат-биотитовые гиперстенсодержащие; 4 – гранат-кордиерит-силлиманит- и гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые; 5 – меланократовые гранат-биотит-силлиманитовые

железо резко преобладает над закисным, в силикатных кварцитах соотношения этих оксидов варьируют в пределах от 0.7 до 1.2. Средние содержания микроэлементов в кварцитах близки к таковым в магнетитсодержащих эвлизитах; наблюдается лишь некоторое возрастание количества Zn и снижение – Ba.

Наблюдаемые различия в химическом составе гнейсов, а также метакарбонатных и железистых пород обусловлены, очевидно, разнообразием состава первичных отложений и условий их накопления в разных палеобассейнах, что еще более ярко выявляется при литохимической реконструкции исходного состава этих пород.

Первичная природа. Восстановление первичной природы метаморфических пород базируется на использовании комплекса методов, позволяющих получить их всестороннюю характеристику, включающую данные о геологическом

**Средний химический состав главных типов архейских глиноземистых гнейсов
Восточно-Европейского кратона**

	I-сп	II-сп	III-сп	IV-сп	V-сп
SiO ₂	58.31	59.74	61.16	54.01	55.66
TiO ₂	0.89	0.85	0.68	0.91	0.69
Al ₂ O ₃	16.77	17.43	17.78	25.41	30.14
Fe ₂ O ₃	4.08	3.42	2.41	3.28	3.63
FeO	5.64	5.03	5.60	6.28	4.14
MnO	0.11	0.10	0.15	0.09	0.06
MgO	3.78	3.57	3.38	2.91	0.38
CaO	1.63	2.99	2.84	1.05	0.16
Na ₂ O	1.93	2.32	2.00	0.84	1.13
K ₂ O	4.26	2.89	2.08	2.44	2.00
P ₂ O ₅	0.06	0.10	0.09	0.06	0.02
SO ₃	0.03	0.06	0.04	0.13	—
П.п.п.	2.33	1.23	1.26	1.56	2.16
Сумма	99.82	99.76	99.47	99.97	100.16
FeO	0.72	0.71	0.71	0.77	0.95
al'	1.24	1.45	1.56	2.04	3.70
A/Al	0.37	0.30	0.23	0.13	0.10
FM/A	2.11	2.24	2.73	3.70	2.49
n	38	75	56	20	2

I-сп – преимущественно биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, иногда силлиманит-, кордиерит- и/или гиперстенсодержащие, **II-сп** – гранат-биотитовые и силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, нередко силлиманит- и кордиеритсодержащие, **III-сп** – кордиерит-гранат-биотитовые, кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовые, силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы (количество силлиманита и кордиерита превышает 5%), **IV-сп** – кордиерит-гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы, часто шпинельсодержащие, иногда с гиперстеном; **V-сп** – гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы

положении, текстурных и структурных особенностях, химическом составе. При этом для глубокометаморфизованных образований, в большинстве случаев почти полностью утративших петрографические признаки исходных пород, особое значение имеют петрогеохимические методы, позволяющие провести химическую типизацию пород и, опираясь на принципы актуализма, выявить возможные их неметаморфизованные аналоги и реконструировать предполагаемую обстановку их формирования в палеобассейнах. Главенствующую роль эти методы приобретают при изучении метаморфических пород погребенного кристаллического фундамента древних платформ, где отсутствует возможность непосредственного наблюдения пространственных взаимоотношений пород и их детального геологического изучения. Правомерность применения этих методов базируется на установленной многими исследователями субзохимической природе регионального метаморфизма, происходящего в основном в закрытой физико-химической системе [Shaw, 1956; Добрецов и др., 1970; Мелерт, 1971; Классификация..., 1988,

**Химический состав метакарбонатных и железистых пород
Рудьянского палеобассейна**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	3.82	2.10	19.30	35.95	50.79	46.34	46.83	53.27	41.45
TiO ₂	0.12	0.03	0.22	0.33	0.24	0.19	0.27	0.03	0.06
Al ₂ O ₃	0.89	0.24	1.88	4.87	3.23	4.54	5.90	0.92	1.41
Fe ₂ O ₃	0.54	0.27	1.04	2.36	2.80	24.51	26.86	37.77	24.14
FeO	0.35	0.51	0.60	0.79	0.48	11.23	11.16	1.73	24.95
MnO	0.04	0.11	0.07	0.10	0.12	0.62	0.36	0.11	0.23
MgO	2.07	17.71	12.71	12.69	14.15	1.85	2.30	0.56	2.07
CaO	51.24	33.74	34.61	26.15	21.76	6.51	3.40	1.58	3.28
Na ₂ O	0.23	0.19	0.39	0.79	0.98	0.22	0.21	0.12	0.18
K ₂ O	0.08	0.05	0.18	0.36	0.36	0.20	0.40	0.08	0.12
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.03	0.06	0.06	0.42	0.92	0.45	1.08
SO ₃	—	—	—	0.10	—	0.04	—	—	0.01
П.п.п.	40.10	44.30	29.03	14.90	4.75	3.16	1.41	3.72	0.87
Сумма	99.50	99.27	100.04	99.35	99.72	99.83	100.04	100.34	99.85
FoB	0.31	0.05	0.12	0.20	0.19	0.94	0.94	0.99	0.96
al'	0.30	0.01	0.13	0.31	0.19	0.14	0.15	0.02	0.03
M	0.039	0.344	0.269	0.327	0.394	0.232	0.404	0.262	0.387
п	5	4	5	13	5	6	7	5	13
V	20	20	37	64	—	33	73	40	43
Cr	10	15	15	16	—	87	60	110	60
Ni	14	17	20	32	—	13	37	23	30
Co	7.0	8.0	11	17	—	10	25	11	14
Sc	6.0	6.0	8.0	11	—	2.0	13	2.0	3.0
Cu	32	30	30	31	—	60	110	63	76
Pb	8.0	7.0	8.0	8.0	—	7.0	7.0	9.0	6.0
Zn	38	43	53	50	—	100	140	120	150
Ga	7.0	6.0	9.0	10	—	6.0	10	8.0	8.0
Sr	360	200	220	230	—	60	120	60	70
Ba	290	190	280	710	—	250	370	160	210
Zr	70	40	62	86	—	23	90	30	52
Nb	6.0	6.0	7.0	6.0	—	3.0	9.0	5.0	7.0
Y	9.0	10	16	13	—	47	74	54	50
п	41	31	76	17	—	3	69	14	16

1 – кальцитовые мраморы; 2 – доломитовые мраморы; 3 – силикатные мраморы с диоксидом, скаполитом, иногда оливином; 4 – кальцифиры; 5 – пироксенолиты гранатосодержащие; 6 – эллизиты дупироксен-гранатовые магнетитсодержащие; 7 – эллизиты кварц-магнетит-пироксен-гранатовые; 8 – силикатно-магнетитовые кварциты; 9 – силикатно-магнетитовые кварциты окисленные. M – коэффициент доломитности (Классификация ..., 1992), равный величине отношения MgO/(MgO+CaO), % мас.

1992 и др.]. Применительно к метаморфическим породам рассматриваемого региона это было показано на примере основных кристаллических сланцев Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса [Найденков, 1975].

Основой для реконструкции исходного состава метаморфизованных пород архейских палеобассейнов послужили данные о средних содержаниях петрогенных окислов в главных типах слагающих их пород, приведенные в предыдущем разделе.

Метабазиты. Преобладающие среди метабазитов основные кристаллические сланцы на основании пластообразной формы залегания, постоянства минерального состава и выдержанности на обширных территориях химического состава, близкого к составу базальтов, большинством исследователей трактуются как магматические образования эффузивного или интрузивного типа [Найденков, 1974; Пап, 1977, 1996; Доминиковская, Махнач, 1987; Аксаментова, 1991 и др.].

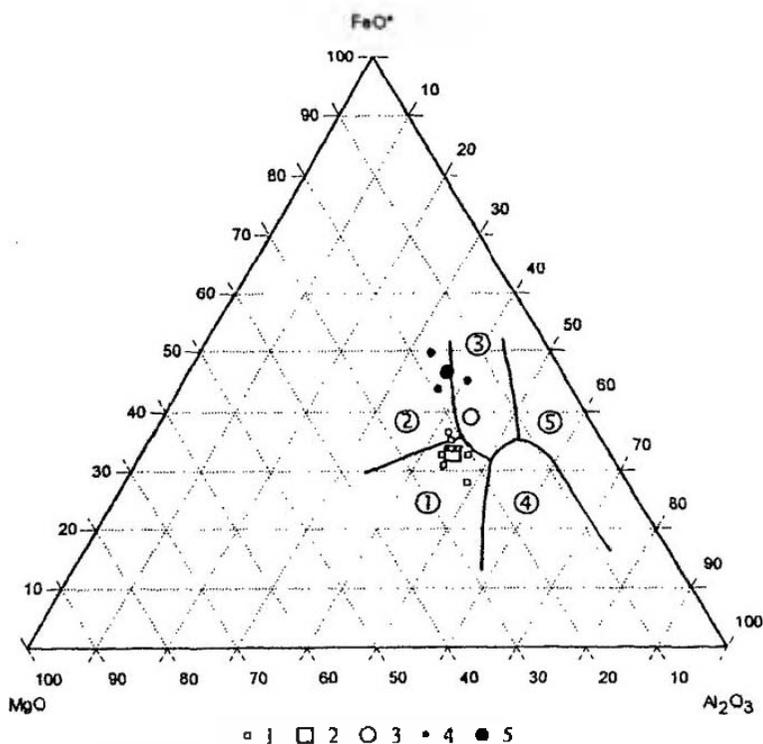


Рис. 2.3.6. Положение средних составов метабазитов Белорусско-Прибалтийского палеобассейна на диаграмме $MgO - FeO^* - Al_2O_3$

1, 2 – умеренно-железистые метабазиты (1 – средние составы по отдельным структурным зонам, 2 – общее среднее), 3 – железистые и 4, 5 – высокотитанисто-железистые метабазиты (4 – средние составы по отдельным структурным зонам, 5 – общее среднее). Сплошными линиями разграничены поля (цифры в кружках) базальтовых серий по Т.Х.Пирсу и др. (Pearce et al., 1977): 1 – океанических абиссальных, 2 – океанических островов, 3 – континентальных платобазальтовых, 4 – орогенических островодужных и окраинно-континентальных, 5 – островных из зон спрединга

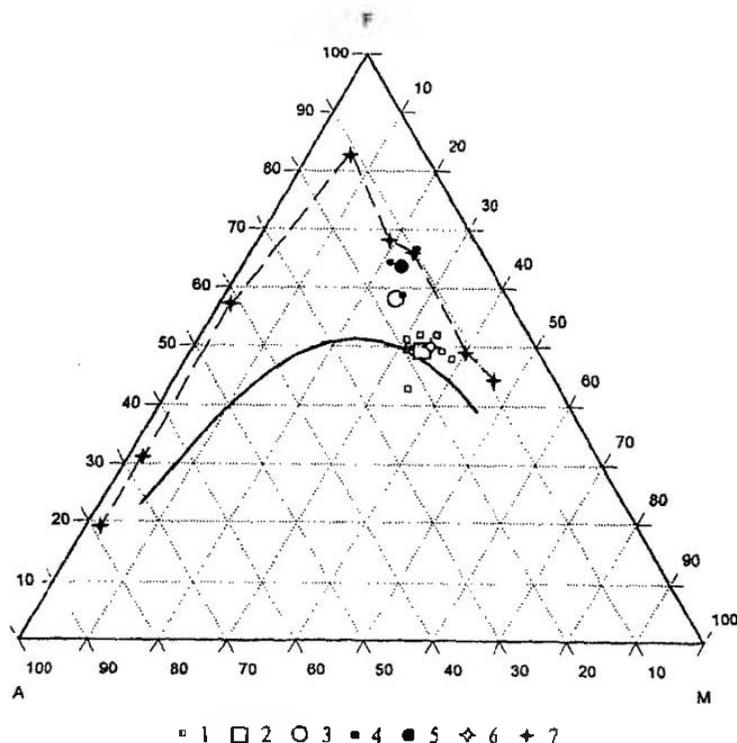


Рис. 2.3.7. Положение средних составов метабазитов Белорусско-Прибалтийского палеобассейна на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{FeO}^* - \text{MgO}$ (AFM)

1, 2 – умеренно-железистые метабазиты (1 – средние составы по отдельным структурным зонам, 2 – общее среднее), 3 – железистые и 4, 5 – высокотитанисто-железистые метабазиты (4 – средние составы по отдельным структурным зонам, 5 – общее среднее); 6 – амфиболиты; 7 – тренд пород Скергаардской толентової серии (Wager, Deer, 1938). Сплошная линия разделяет поля толеитовых и известково-щелочных серий пород.

Минералогические исследования цирконов из кристаллосланцев также обнаруживают сходство с цирконами магматических пород [Кошевенко, 1986].

Сравнение химического состава кристаллических сланцев с составом основных магматических породах различных геодинамических обстановок [Магматические..., 1985; Кузьмин, 1985; Фролова, Бурикова, 1997] показывает, что как по петрохимическому, так и по микроэлементному составу они резко отличаются от базальтов толеитовых серий конвергентных обстановок. Наиболее близкими их аналогами являются базальты, формирующиеся в зонах растяжения океанических областей (СОХ). При этом умеренно-железистые кристаллические сланцы (первый тип) петрохимически сходны с примитивными толеитовыми базальтами (рис. 2.3.6, 2.3.7), от которых отличаются несколько более высокой общей железистостью, более высокими содержаниями K_2O , Ва и меньшими – СаО и сидерофильных микроэлементов. Железистые разновидности кристаллосланцев (второй тип) обнаруживают наибольшее сходство с базальтами нормальной и повышенной щелочности океанических островов, что находит отражение на петрохимических диаграммах (рис. 2.3.6, 2.3.8).

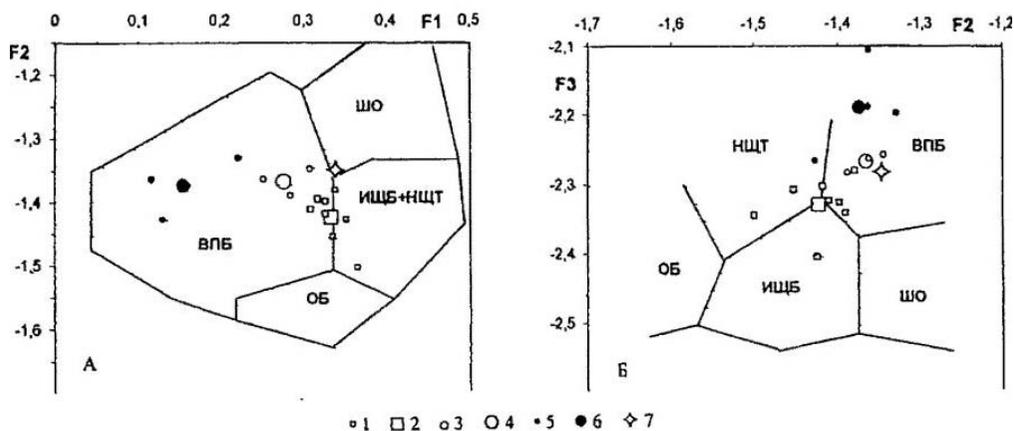


Рис. 2.3.8. Положение средних составов метабазитов Белорусско-Прибалтийского палеобасейна на дискриминационных диаграммах F1-F2 (А) и F2-F3 (Б) палеотектонических обстановок формирования основных магматических пород, по J.A.Pearce (1976)

1, 2 – умеренно-железистые метабазиты (1 – средние составы по отдельным структурным зонам, 2 – общее среднее); 3, 4 – железистые (3 – средние составы по отдельным структурным зонам, 4 – общее среднее); 5, 6 – высокотитанисто-железистые метабазиты (5 – средние составы по отдельным структурным зонам, 6 – общее среднее); 6 – амфиболиты. Поля: ОБ – океанические базальты; НЩТ – низкощелочные толеиты; ИЩБ – известково-щелочные базальты; ВПБ – интратипитные базальты; ШО – шозониты.

Аналогами высокотитанистых-высокожелезистых кристаллосланцев (третий тип) являются, по-видимому, железистые толеиты или ферротолеиты, обнаруженные в различных частях Мирового океана, преимущественно на океанических островах, в зонах с утолщенной океанической корой [Кашинцев и др., 1981]. Эти породы принадлежат субщелочному ряду, и по сравнению с базальтами СОХ характеризуются более низкими содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , более высокими железа, TiO_2 , P_2O_5 и щелочей. В отличие от них, в высокотитанистых-высокожелезистых кристаллических сланцах присутствуют минимальные среди рассматриваемых метабазитов содержания щелочей. И в этом отношении они ближе к Fe-Ti габброидам, обнаруженным в современных океанах в зонах трансформных разломов [Кузьмин, 1985]. Главной особенностью этих пород является обогащенность железом и титаном и обедненность Cr и Ni.

Как отмечалось, в латеральном размещении разных типов метабазитов в пределах южного (Белорусского) сегмента Белорусско-Прибалтийского палеобасейна наблюдается поперечная зональность, выражающаяся в преобладании высокожелезистых пород в его осевой части (Ивьевский блок) и возрастании роли умеренно-железистых разновидностей к его периферии (см. рис. 2.3.5). Одновременно в однотипных породах наблюдается тенденция к увеличению содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , щелочей и уменьшению количества титана и железа. Такой характер распределения разных типов пород отражает, по-видимому, первичную (дометаморфическую) поперечную зональность распределения продуктов базитового магма-

тизма в данном районе. В северном сегменте палеобассейна преобладающим типом метабазитов являются умеренно-железистые разности. Какой-либо закономерной пространственной изменчивости в их составе не обнаружено [Кристаллический..., 1983], что объясняется, вероятно, относительно слабой изученностью этого района (малым числом буровых скважин, вскрывших кристаллический фундамент).

За пределами территории, относимой к Белорусско-Прибалтийскому палеобассейну, количество основных магматических пород в составе гранулитовых комплексов резко снижается. Это позволяет предполагать, что накопление мощной базитовой толщи в его пределах было связано с проявлениями интенсивного магматизма вдоль протяженной субмеридиональной зоны растяжения. Наблюдаемая же поперечная зональность в распределении петрохимических типов метабазитов отражает, по-видимому, положение их по отношению к оси спрединга, располагавшейся, вероятнее всего, в осевой части палеобассейна. Локально распространенные в Ивьевском блоке высокотитанистые-высокожелезистые метабазиты возникли, возможно, на участке пересечения спрединговой зоны трансформным разломом.

Глиноземистые породы. Глиноземистые гнейсы, входящие в состав гранулитовых комплексов, по структурно-текстурным особенностям (мелкозернистые структуры, полосчатые, возможно, реликтовые слоистые текстуры наименее метасоматически измененных пород), наличию окатанных зерен циркона, химическому составу и петрохимическим параметрам, рассчитанным по методам А.А.Предовского, В.К.Головенка, А.К.Неелова, Я.Э.Юдовича, практически всеми исследователями трактуются как первично осадочные (песчано-глинистые, пелитовые, алевропелитовые) породы [Аксаментова и др., 1977; Богатиков, Биркис, 1983; Пап, 1996; Skridlaite G., Motuza G., 2001; Толкачикова, 2003, 2004 и др.]. Более детальная реконструкция возможного количественно-минерального состава исходных пород и условий их седиментации не производилась. Такие характеристики могут быть получены на основании разработанного О.М.Розеном [Розен, 1975; Розен и др., 2000а] метода пересчета данных силикатных анализов на нормативные минералы осадочных пород, дающего хорошие результаты при диагностике регионально метаморфизованных парапород, не подвергшихся, однако, более поздним аллохимическим преобразованиям. Реконструкция же глиноземистых гнейсов гранулитовых комплексов представляет определенные трудности именно из-за широко проявленных наложенных процессов плагиобластеза, мигматизации и диафтореза.

Проведенное сравнение результатов расчета в разной степени измененных гранат-биотитовых гнейсов показало, что, как и следовало ожидать, измененные породы имеют более высокое (в 1.2–1.6 раза) содержание кварц-полевошпатовой составляющей (табл. 2.3.8, рис. 2.3.9). При этом нормативный минеральный состав по соотношению глина/полевые шпаты/кварц приближается к граувакковому или аркозовому. Это может создать ложное представление о преобладании в разрезе первично песчаных пород. Хотя до определенной стадии изменения, по-видимому, сохраняются исходные соотношения между главными породообразующими оксидами, что дает возможность определять минеральный тип первичной породы.

Химический и нормативный минеральный состав в разной степени измененных глиноземистых гнейсов

Оксиды	Скважина 4 Пр			Скважина 60-Барс		Скважина 118-М		
	620.2 м	624.0 м	627.3 м	3903.0 м	3920.0 м	330.5 м	325.2 м	325.0 м
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	60.00	63.22	64.62	58.49	67.74	58.27	66.79	69.20
TiO ₂	0.70	0.38	0.69	0.90	0.33	0.42	0.09	0.38
Al ₂ O ₃	13.18	11.75	15.49	18.12	15.51	17.50	14.56	14.09
Fe ₂ O ₃	2.12	6.94	2.52	0.32	0.34	0.62	1.61	0.84
FeO	8.91	1.73	3.05	7.79	4.27	11.21	6.11	6.38
MnO	0.18	0.09	0.06	0.05	0.05	0.42	0.20	0.20
MgO	3.58	2.52	2.60	4.16	2.21	3.38	2.41	1.17
CaO	2.57	2.95	2.20	0.70	1.05	3.30	3.38	2.68
Na ₂ O	2.35	2.36	2.72	1.91	2.90	2.28	2.28	2.41
K ₂ O	2.70	3.76	5.00	3.50	2.50	1.25	1.10	1.85
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.13	0.13	0.16	0.08	0.06	0.07
SO ₃	—	—	—	0.17	0.15	0.20	0.17	0.09
И.п.п.	3.27	5.00	1.10	3.73	2.44	1.49	1.10	0.24
Минералы								
Q	29.78	31.75	24.30	23.82	34.63	21.54	33.17	39.57
OR	2.25	14.71	17.57	6.09	3.43	—	—	—
PL	21.40	21.80	24.69	17.90	27.24	15.50	15.76	21.43
ILL	24.02	13.09	20.04	26.46	20.63	12.47	11.17	18.79
MM	—	—	—	—	—	16.73	17.08	—
CHLSRP	2.83	0.82	1.97	23.79	12.32	22.59	13.11	11.22
CCRCH	—	—	—	0.17	0.32	0.94	2.07	0.31
DLANK	6.84	8.17	4.90	0.06	0.28	9.12	7.12	7.59
GTPRL	12.17	9.27	5.56	—	—	—	—	—

1 – гранат-биотитовый; 2, 3 – то же, мигматизированные; 4, 6 – гранат-биотитовый; 5 – то же, рассланцованный силиманитсодержащий; 7, 8 – то же, рассланцованные и окварцованные гнейсы

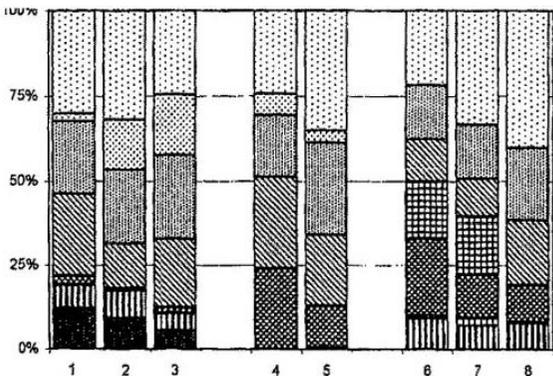


Рис. 2.3.9. Диаграмма нормативного минерального состава в разной степени измененных глиноземистых гнейсов

Пояснения см. в примечании к табл. 2.3.8

Для литохимических расчетов были использованы средние химические составы наименее измененных разностей глиноземистых гнейсов архейских палеобассейнов запада Восточно-Европейского кратона (см. табл. 2.3.2), а также петрохимически близких к ним гнейсов Южно-Бугского гранулитового массива (запад Украинского щита), большечеремшанской серии Волго-Уральской области и глиноземистых гнейсов Кандалякшско-Колвицкого гранулитового пояса на юге Кольского полуострова (см. табл. 2.3.5).

Расчеты выполнялись по программе MINLITH, составленной А.А.Аббясовым на основе метода О.М.Розена [Розен и др., 2000а]; результаты их представлены в табл. 2.3.9 и на рис. 2.3.10. Для выявления возможных неметаморфизованных аналогов исходных пород гнейсов были использованы опубликованные данные о химическом составе осадков современных седиментационных бассейнов и терригенных пород некоторых палеобассейнов фанерозоя (табл. 2.3.10). Эти химические анализы были также пересчитаны на нормативные минералы (табл. 2.3.11).

Проведенные расчеты показали, что в нормативном составе почти всех типов глиноземистых гнейсов содержится менее 50% кварц-полевошпатового, предположительно обломочного, материала, что позволяет интерпретировать их как первично алевритоглинистые и глинистые осадки. В однотипных по набору минералов более крупнозернистых терригенных породах (алевропесчаниках, песчаниках) кварц-полевошпатовая составляющая, как правило, превышает 50% (см. табл. 2.3.11, рис. 2.3.11, № 1, 5, 13). Высокое содержание кварц-полевошпатового компонента в гнейсах первого и второго типов Украинского щита объясняется, по-видимому, изменением их состава в процессе плагиобластеза [Лазько, 1975]. Ведущим глинистым минералом большинства расчетных составов является иллит (гидрослюда), к которому в том или ином количестве нередко добавляются хлорит и монтмориллонит, реже каолинит, образуя двух- и трехкомпонентные смеси, типичные для большинства глинистых пород. Постоянной примесью (до 10%) являются карбонаты – преимущественно доломит, реже кальцит и анкерит. В зависимости от соотношения глинистых минералов среди исходных пород глиноземистых гнейсов различаются пять главных минеральных типов: I – гидрослюдистые, II – хлорит-гидрослюдистые, III – хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистые, IV – монтмориллонит-гидрослюдисто-каолининовые и V – гидрослюдисто-каолининовые.

1. *Первичные гидрослюдистые породы* (см. табл. 2.3.9, рис. 2.3.10, тип I) по соотношению нормативных кварца, полевого шпата и глинистых минералов (1:1:1.5) могут диагностироваться как алевропелиты, алевролиты или песчанистые глины. В нормативном составе глинистой части гидрослюдистых пород преобладает иллит (85–100%), а некоторые разности обогащены хлоритом (до 5–7%) и доломитом (4–6%). Характерно постоянное присутствие гетита (гидроокислов железа) в количестве от 5 до 16%. Наиболее обогащены им породы Рудьянской зоны и Волго-Уральской области.

По ассоциации нормативных минералов породы этого типа сходны с алевропесчаными породами Русской плиты (см. табл. 2.3.11, рис. 2.3.11, № 1), от которых отличаются меньшим количеством терригенного материала, что служит до-

Таблица 2.3.9

**Нормативный минеральный состав глиноземистых гнейсов
архейских палеобассейнов Восточно-Европейского кратона**

Тип	Район	O	OR	PL	ILL	KN	MM	CHLSP	CCRCH	DLANK	GTPRL	APPRR	n
I	Пб-1	13.91	6.29	22.23	36.68	—	—	3.15	—	5.51	11.02	1.22	7
	Пп-1	24.06	5.22	18.44	34.66	—	—	3.37	—	5.37	7.91	0.98	10
	Б-1	21.74	7.30	21.94	32.07	—	—	4.96	—	1.57	9.13	1.29	8
	Л-1	18.92	5.62	14.17	49.29	—	—	2.97	—	1.29	6.67	1.06	4
	Р-1	32.04	4.09	15.55	23.67	—	—	4.47	—	4.04	15.54	0.60	6
	У-1	27.36	2.94	29.38	27.41	—	—	1.46	—	5.69	5.29	0.47	1
	В-1	21.14	3.34	11.12	34.10	—	—	7.58	—	4.75	15.83	2.15	1
	К-1	24.88	3.95	8.57	48.09	—	—	4.22	—	2.58	7.10	0.62	1
	I-ср	22.93	4.83	17.68	35.84	—	—	4.02	—	3.86	9.78	1.05	38
II	Пб-2	23.94	4.84	24.31	21.93	—	—	18.58	2.59	2.39	—	1.21	7
	Пп-2	20.61	3.72	24.27	20.83	—	—	24.15	3.94	1.26	—	1.23	9
	Б-2	17.94	7.42	25.03	21.55	—	—	23.33	2.42	0.67	—	1.63	3
	Л-2	24.20	5.45	18.01	29.87	—	—	17.90	1.63	1.96	—	0.98	8
	Р-2	30.51	—	15.23	16.70	0.05	—	24.32	10.81	0.85	—	1.52	4
	У-2	31.72	0.88	28.27	17.93	—	—	16.17	3.28	0.85	—	0.88	9
	В-2	29.84	4.23	13.82	26.14	—	—	20.23	2.31	2.64	—	0.79	24
	К-2	20.0	7.07	18.72	23.29	—	—	26.56	1.77	1.50	—	1.09	11
	II-ср	24.83	4.29	20.93	22.09	—	—	21.77	3.88	1.01	—	1.16	75
	Б-2н	—	21.15	16.92	—	5.78	—	37.98	—	6.44	0.09	1.23	1
III	Пб-3	21.53	—	15.49	12.48	—	16.87	22.55	1.16	9.21	—	0.71	1
	Пп-3	22.91	—	8.75	30.70	—	12.89	18.59	1.11	3.64	—	1.40	5
	Б-3	32.90	—	13.88	19.43	—	13.09	16.98	—	1.59	1.38	0.74	2
	Л-3	24.90	—	13.79	31.35	—	9.05	16.2	—	3.47	0.21	1.02	9
	Р-3	27.85	—	20.36	10.79	—	11.86	16.31	11.15	0.69	—	0.98	2
	В-3	24.87	—	10.70	17.53	—	28.09	8.34	0.35	9.23	—	0.90	28
	К-3	16.92	—	12.67	27.41	—	20.89	14.7	0.79	5.92	—	0.70	9
	III-ср	24.09	—	13.42	21.30	—	17.12	15.89	1.97	5.29	—	0.92	56
	Пп-4	6.14	—	—	25.68	6.42	38.29	12.91	—	4.32	5.30	0.94	1
	У-4	9.26	—	—	23.84	28.24	23.07	7.33	—	3.75	2.98	1.53	15
	В-4	14.29	—	—	24.61	17.94	23.19	13.27	—	2.58	2.95	1.16	4
		IV-ср	9.87	—	—	24.70	17.54	28.19	11.23	—	3.56	3.69	1.22
V	В-5	9.23	—	16.43	17.37	44.76	3.04	—	—	—	8.56	0.61	1
	У-5	14.18	5.56	0.87	12.25	58.85	—	—	—	0.54	6.99	0.76	1
		V-ср	12.53	1.26	9.46	17.58	50.69	—	—	—	7.79	0.68	2

I-V – типы исходных пород глиноземистых гнейсов (начания даны по характерным нормативным минералам): I – гидрослюдистые; II – гидрослюдисто-хлоритовые; III – хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистые; IV – монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовые; V – гидрослюдисто-каолинитовые. Районы распространения глиноземистых гнейсов: Пб и Пп – *Белорусский и Прибалтийский сегменты Белорусско-Прибалтийского палеобассейна*; Б, Л, Р – *Брагинский, Западно-Литовский, Рудольянский палеобассейны*, соответственно; У – запад Украинского щита, Южно-Бугский гранулитовый массив; В – Волго-Уральская область; К – юг Кольского полуострова, Кацвалакиско-Кольвицкий гранулитовый пояс. I-ср, II-ср, III-ср, IV-ср, V-ср – средние составы минеральных типов исходных пород

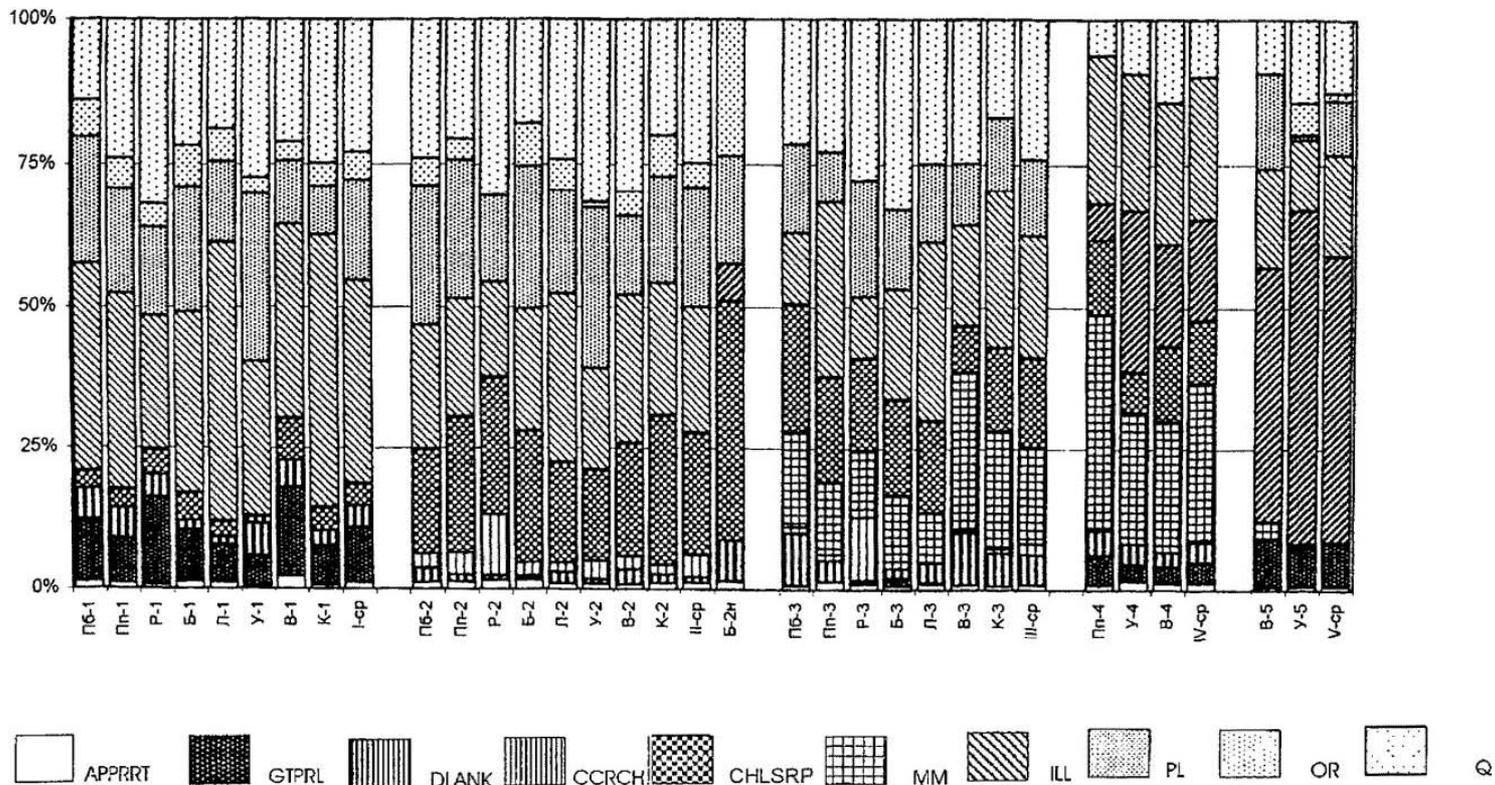


Рис. 2.3.10. Диаграмма нормативного минерального состава глиноземистых гнейсов архейских палеобассейнов Восточно-Европейского кратона
 Пояснения см. в примечании к табл. 2.3.9, индексы минералов – в табл. 2.3.8, дополнительно: Кл – каолинит, ArPrRt – апатит+шприт+ рутил

Химический состав глиноземистых гнейсов архейских палеобассейнов Восточно-Европейского кратона и некоторых типов осадочных пород разного возраста и происхождения

Тип	Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П.л.л.	Сумма	Feб	al'	A/Al	FM/A	n
I	1	73.32	0.59	10.85	2.03	1.36	0.05	1.96	1.48	0.77	4.06	0.10	—	2.17	98.73	0.64	2.03	0.45	1.07	
	I-ср	58.31	0.89	16.77	4.08	5.64	0.11	3.78	1.63	1.93	4.26	0.06	0.03	2.33	99.82	0.72	1.24	0.37	2.11	38
	2	60.32	1.02	16.29	5.13	2.73	—	1.84	1.35	1.38	3.88	—	—	6.96*	93.04	0.81	1.68	0.32	1.75	1
	3	51.95	2.57	17.44	2.58	6.20	0.67	5.56	0.92	2.26	3.95	0.18	0.39	5.29	99.96	0.63	1.22	0.36	2.27	1
	4	48.58	0.53	11.10	10.42	1.54	0.09	3.23	1.06	1.43	3.34	—	—	—	81.32	0.79	0.73	0.43	2.97	1
II	5	65.67	0.34	8.59	3.33	1.36	0.07	2.86	6.01	0.65	1.96	0.13	0.23	9.03*	91.20	0.62	1.14	0.30	2.77	
	II-ср	59.74	0.85	17.43	3.42	5.03	0.10	3.57	2.99	2.32	2.89	0.10	0.06	1.23	99.76	0.71	1.45	0.30	2.24	75
	6	59.93	0.85	16.62	3.03	3.18	—	2.63	2.18	1.73	3.54	—	—	6.65	100.34	0.70	1.88	0.32	1.62	
	7	54.76	0.82	16.10	6.68	0.74	0.02	2.48	1.89	1.15	3.00	—	—	13.05	100.69	0.75	1.63	0.26	2.22	1
	8	52.11	0.68	16.32	7.71	2.24	—	3.50	2.14	2.02	3.01	—	—	10.05*	89.73	0.74	1.21	0.31	2.52	1
	9	46.82	0.74	15.37	7.03	0.82	3.06	2.66	1.52	1.90	3.12	—	—	—	83.04	0.80	1.46	0.33	1.95	1
	10	53.93	0.96	17.46	8.53	0.45	0.78	4.56	1.56	1.37	3.65	0.09	—	6.70	99.94	0.68	1.29	0.28	2.58	
	11	55.60	0.80	15.50	7.40	—	0.20	2.20	1.00	2.20	2.30	0.10	—	11.70	99.00	0.78	1.61	0.29	1.97	
	12	60.25	0.72	15.53	3.35	1.86	0.14	3.12	1.73	2.52	2.41	0.50	—	—	92.13	0.63	1.86	0.32	1.62	1
III	13	69.54	0.60	8.88	2.45	2.13	0.13	1.95	3.95	0.51	0.62	0.07	0.14	6.58	97.55	0.71	1.36	0.13	5.56	10
	III-ср	61.16	0.68	17.78	2.41	5.60	0.15	3.38	2.84	2.00	2.08	0.09	0.04	1.26	99.47	0.71	1.56	0.23	2.73	56
	14	43.22	0.56	18.28	4.33	2.31	—	4.11	2.14	0.71	3.13	—	—	21.26*	78.79	0.62	1.70	0.21	2.69	1
	15	55.46	0.96	17.80	2.87	2.27	0.02	3.43	2.13	2.30	2.40	—	—	10.32*	89.64	0.60	2.08	0.26	1.76	1
	16	52.82	0.90	21.00	4.16	3.42	0.17	2.66	1.50	1.69	3.27	0.08	0.22	8.34*	91.89	0.74	2.05	0.24	1.98	4
	17	49.01	0.62	14.99	4.70	1.25	0.07	1.81	3.33	2.67	1.66	0.18	—	—	80.29	0.77	1.93	0.29	1.68	1

Тип	Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П.п.	Сумма	Fo6	al'	A/AI	FM/A	n
IV	IV-ср	54.01	0.91	25.41	3.28	6.28	0.09	2.91	1.05	0.84	2.44	0.06	0.13	1.56	98.97	0.77	2.04	0.13	3.70	20
	18	57.54	—	22.73	7.76	—	—	1.32	0.72	0.35	2.17	—	—	7.38	99.97	0.85	2.50	0.11	3.30	1
	19	60.88	0.56	19.89	4.57	—	—	2.15	1.14	0.50	2.09	—	—	8.64	100.42	0.68	2.96	0.13	2.42	1
V	20	60.16	1.12	16.13	4.33	0.57	0.03	0.18	1.24	0.66	2.60	0.14	—	12.63*	87.16	0.96	3.18	0.20	1.43	1
	V-ср	55.66	0.69	30.14	3.63	4.14	0.06	0.38	0.16	1.13	2.00	0.02	—	2.16	100.16	0.95	3.70	0.10	2.49	2
	21	41.67	2.00	25.20	7.81	0.85	—	0.27	1.11	0.27	1.32	0.23	—	12.32*	80.73	0.97	2.82	0.06	5.13	1
	22	55.24	0.60	28.72	3.01	—	—	0.25	0.56	0.10	0.74	—	—	10.87*	89.22	0.92	8.81	0.03	3.52	1
	23	53.39	0.85	22.97	7.07	0.78	0.07	0.36	0.99	0.53	2.38	0.20	—	10.76*	89.59	0.96	2.80	0.13	2.58	1
	24	57.77	0.93	24.03	2.60	8.06	—	1.06	0.67	0.40	2.13	—	—	—	97.65	0.91	2.05	0.11	4.53	125
	25	60.61	0.96	21.20	8.67	—	0.05	1.25	0.44	0.49	2.68	0.15	—	2.85	99.35	0.87	2.14	0.15	2.86	6
	26	45.97	1.18	32.56	4.17	7.44	0.08	0.75	0.46	0.35	1.98	—	—	5.45	100.39	0.94	2.63	0.07	5.13	77

I, II, III, IV, V – типы глиноземистых гнейсов и близких к ним по химическому составу осадочных пород: 1 – алевропесчаные породы нижнего рифея Русской плиты (Розен и др., 2000); 2 – глинистые породы терригенной формации средней юры складчатой зоны Армении (Петросов, 1983); 3 – пелитовая граувакка Верхнего Гарца (палеокой); 4 – пелитические глины континентального склона Японского глубоководного желоба (Курносов, 1982); 5 – алевропесчаные породы среднего-верхнего протерозоя Русской плиты (Рапов и др., 1995); 6 – глинистые и аспидные сланцы (Гаррелс, Маккензи, 1974); 7, 8 – глинистые породы флишевой (7) и терригенно-карбонатно-флишевидной (8) формаций палеогена складчатой зоны Армении (Петросов, 1983); 9 – пелитические глины Японского глубоководного желоба (Курносов, 1982); 10, 11 – красные глубоководные (10) и прибрежно-морские (11) глины (Гаррелс, Маккензи, 1974); 12 – гемипелитические осадки позднего миоцена Алеутской впадины (Курносов, 1982); 13 – пелитические алевропесчаные породы платформенного чехла Русской плиты (Рапов и др., 1995); 14, 15 – глинистые породы вулканогенно-карбонатной (14) и осадочно-пирокластической (15) формаций юры-мела Сомхето-Кафанской зоны Армении (Петросов, 1983); 16 – аргиллиты флишевой толщи мела-палеогена южного склона Украинских Карпат (Юдович, Кетрис, 2000); 17 – современные гемипелитические осадки Центрально-Американского глубоководного желоба (Курносов, 1982); 18 – гидрослюдисто-каолинитовая глина Никифоровского месторождения Украины и 19 – гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовая глина Новоалександровского месторождения России (Павлов, 1976); 20, 23 – глинистые породы карбонатно-терригенной формации девона-нижнего карбона и 21 – латеритовая кора выветривания среднего-верхнего карбона Приараксинской зоны Армении (Петросов, 1983); 22 – каолинитовая глина Горностаевского месторождения России (Павлов, 1976); 24–26 – высокоглиноземистые гнейсы анаиской свиты Западного Прибайкалья (24), зитальгинской свиты Южного Урала (25) и пурпольской свиты Патомского нагорья (26) (Головенко, 1975). I-ср-V-ср – средние составы глиноземистых гнейсов Восточно-Европейского кратона (названия см. в табл. 2.3.6)

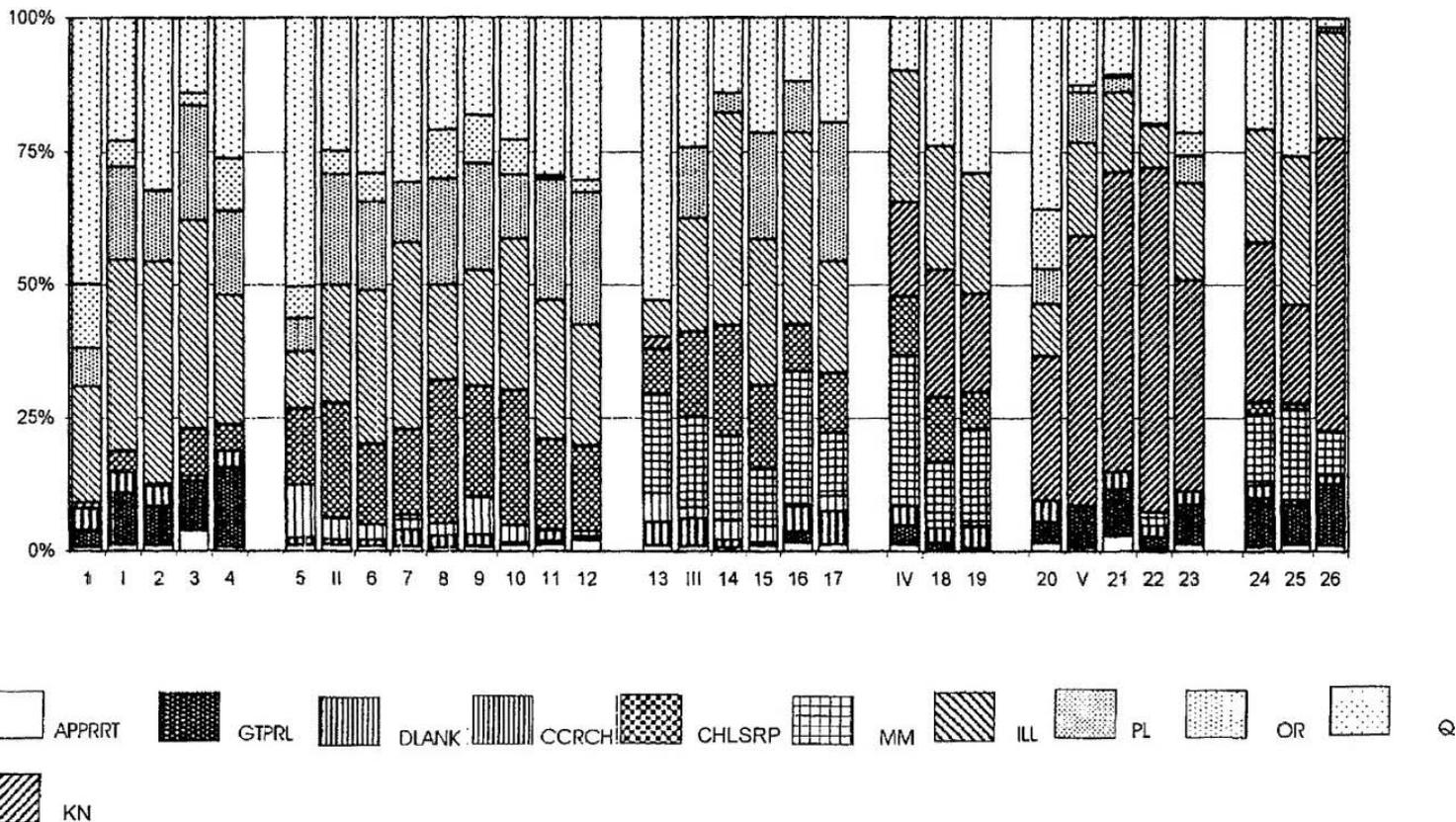


Рис. 2.3.11. Диаграмма нормативного минерального состава архейских глиноземистых гнейсов Восточно-Европейского кратона и некоторых типов осадочных пород разного возраста и происхождения

Пояснения см. в примечании к табл. 2.3.10 и 2.3.11, индексы минералов – в табл. 2.3.8, дополнительно: Кл- каолинит, ApPrRt – апатит+пирит+ рутил

**Нормативный минеральный состав архейских глиноземистых гнейсов
Восточно-Европейского кратона и некоторых типов осадочных пород
разного возраста и происхождения**

Тип	Район	Q	OR	PL	ILL	KN	MM	CHLSRP	CCRCH	DIANK	GTPRI	APPRRT	n
I	1	49.89	12.04	7.22	21.73	—	—	1.23	—	4.01	3.06	0.82	38
	I-ср	22.93	4.83	17.68	35.84	—	—	4.02	—	3.86	9.78	1.05	
	2	32.31	0.21	13.13	41.81	—	—	0.43	—	3.68	7.40	1.04	
	3	14.01	2.27	21.66	39.13	—	—	8.84	—	0.92	9.35	3.82	
	4	26.30	9.96	15.82	24.19	—	—	4.98	—	3.11	15.02	0.63	1
II	5	50.39	6.01	6.24	10.62	—	—	14.42	9.88	1.34	—	1.10	75
	II-ср	24.83	4.29	20.93	22.09	—	—	21.77	3.88	1.01	—	1.16	
	6	29.07	5.51	16.57	28.76	—	—	15.19	2.86	1.18	—	0.87	1
	7	30.65	—	11.49	34.95	—	0.91	16.14	1.89	3.08	—	0.89	
	8	20.85	9.15	20.13	17.71	—	—	26.91	2.38	2.15	—	0.72	1
	9	18.24	8.94	20.16	21.66	—	—	20.97	6.97	2.22	—	0.84	1
	10	22.78	6.47	12.20	28.34	—	—	25.36	3.35	0.30	—	1.20	1
	11	29.44	0.71	22.89	26.07	—	—	17.04	—	2.01	0.70	1.15	
12	30.25	2.45	24.83	22.69	—	—	16.06	1.03	0.68	—	2.01	1	
III	13	52.96	—	—	6.84	2.25	18.69	8.49	5.26	4.45	—	1.06	10
	III-ср	24.09	—	13.42	21.30	—	17.12	15.89	1.97	5.29	—	0.92	56
	14	13.97	—	3.73	39.81	—	15.86	20.80	3.75	1.42	—	0.67	1
	15	21.39	—	20.08	27.32	—	10.79	15.70	3.11	0.60	—	1.02	1
	16	11.89	—	9.56	35.94	—	25.44	8.81	—	4.81	2.02	1.54	4
	17	19.51	—	26.14	20.82	—	12.03	11.21	2.79	6.28	—	1.23	1
IV	IV-ср	9.87	—	—	24.70	17.54	28.19	11.23	—	3.56	3.69	1.22	20
	18	23.93	—	—	23.27	23.89	12.47	12.10	—	2.78	1.55	—	1
	19	28.93	—	—	22.80	18.41	18.12	6.96	0.23	3.98	—	0.57	1
V	20	35.88	11.15	6.66	9.77	27.13	—	—	—	3.88	3.97	1.57	1
	V-ср	12.53	1.26	9.46	17.58	50.69	—	—	—	—	7.79	0.68	2
	21	10.58	0.38	2.80	14.93	56.47	—	—	—	3.23	8.79	2.81	1
	22	19.67	—	0.28	7.94	64.73	2.51	—	—	2.14	2.13	0.60	1
	23	21.41	4.26	5.09	18.40	39.67	—	—	—	2.49	7.32	1.36	1
	24	20.77	—	—	21.33	29.86	13.31	2.39	—	2.42	9.05	0.87	125
	25	25.81	—	—	27.99	18.45	17.01	1.15	—	0.91	7.39	1.29	6
	26	1.78	—	0.86	19.75	55.12	8.31	—	—	1.59	11.48	1.1	77

I, II, III, IV, V – минеральные типы первичных пород глиноземистых гнейсов Восточно-Европейского кратона и близких к ним по химическому составу осадочных пород (названия даны по характерным нормативным минералам): I – гидрослюдистые; II – гидрослюдисто-хлоритовые; III – хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистые; IV – монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовые; V – гидрослюдисто-каолинитовые; остальные пояснения см. в табл. 2.3.10

полнительным доводом их принадлежности к более тонкозернистым осадкам. По количественным соотношениям нормативных минералов они сходны с глинистыми породами юрской терригенной формации Армении и пелитовыми граувакками палеозоя Верхнего Гарца (см. табл. 2.3.11, рис. 2.3.11, № 2, 3), а также с обогащенными гидрослюдями пелагическими осадками континентального склона Японского глубоководного желоба (см. табл. 2.3.11, рис. 2.3.11, № 4).

II. *Первичные хлорит-гидрослюдистые породы* (см. табл. 2.3.9, рис. 2.3.10, тип II) содержат больше глинистого компонента, до 40–60% которого приходится на хлорит с общей железистостью 65–80%. В отличие от гидрослюдистых пород, в них отсутствует нормативный гетит, а содержание кварца и полевого шпата, как правило, не превышает 50%, что характерно для глинистых и алевроитоглинистых осадков. Примечательно, что в исходном составе глиноземистых гнейсов рудьянской толщи, ассоциирующих в разрезе с карбонатными и кремнистыми породами, заметно возрастает содержание карбонатов и кварца.

По нормативному минеральному составу хлорит-гидрослюдистые породы близки к глинистым породам, широко распространенным среди древних и современных отложений. В частности, химический и нормативный состав рассматриваемых пород практически идентичен среднему составу глинистых и аспидных сланцев (см. табл. 2.3.11, рис. 2.3.11, № 6). Устанавливается большое сходство их с глинистыми породами, составляющими значительную часть разреза палеозойских флишевых формаций Армении (см. табл. 2.3.11, рис. 2.3.11, № 7, 8), а также с современными глинистыми осадками, накапливающимися в морских бассейнах на разных уровнях глубинности, но чаще в глубоководных условиях (пелагические глины океанических впадин, океанические красные глины и др. (см. табл. 2.3.11, рис. 2.3.11, № 9–12). Обогащение глубоководных осадков хлоритом, возможно, объясняется его более высокой миграционной способностью по сравнению с гидрослюдой [Калиненко, 2001].

По обогащенности хлоритом к этому типу глиноземистых пород тяготеет нормативный состав высокоглиноземистого кордиерит-гранат-силлиманит-биотитового гнейса Брагинского палеобассейна, резко отличающегося от остальных гнейсов низким содержанием кремнезема. В его нормативном составе нет кварца и иллита, но присутствуют каолинит и гиббсит (см. табл. 2.3.9, рис. 2.3.10, Б-2н). Неметаморфизованным аналогом его могут быть железисто-глиноземистые латериты, формирующиеся при химическом выветривании магматических пород основного состава в условиях жаркого климата и слабо расчлененного рельефа [Швецов, 1958].

III. В нормативном составе *хлорит-гидрослюдисто-монтмориллонитовых пород* содержание глинистого вещества еще выше, а доля монтмориллонита в нем нередко достигает 50–60% (см. табл. 2.3.9, рис. 2.3.10, тип III). И если для предыдущих двух типов можно допустить присутствие значительного количества обломочного материала алевроитовой или псаммитовой размерности, то эти породы по соотношению нормативных кварца, полевого шпата и глинистых минералов (2 : 1 : 5) уверенно диагностируются как полиминеральные глинистые породы. В виде примеси в них присутствуют карбонаты, представленные преимущественно доломитом, и, изредка, гидроокислы железа. Первичные породы

Рудьянской зоны, как и хлорит-гидрослюдистые образования этой зоны, обогащены карбонатом и могут интерпретироваться как карбонатные глины.

Монтмориллонит обычно считается показателем присутствия в осадках измененного вулканического материала либо измененных продуктов размыва основных магматических пород. Поэтому обогащенные монтмориллонитом глинистые отложения широко распространены в составе вулканогенно-осадочных и флишевых формаций. Исходные для глиноземистых гнейсов монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистые глинистые породы по нормативному минеральному составу близки к глинистым отложениям этих формаций (см. табл. 2.3.11, рис. 2.3.11, № 14–16). Кроме того, наблюдается сходство их с гемипелагическими осадками склонов глубоководных желобов (см. табл. 2.3.11, рис. 2.3.11, № 17). Возможно, что концентрации монтмориллонита благоприятствовала и гидродинамическая обстановка в бассейнах осадконакопления, способствующая переносу его на значительные расстояния от области сноса, как это наблюдается в современных морских бассейнах [Калиненко, 2001].

IV. Высокоглиноземистые гнейсы, содержащие до 24–28 % Al_2O_3 , диагностируются как первичные *каолин-гидрослюдисто-монтмориллонитовые и гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовые породы* (см. табл. 2.3.9, рис. 2.3.10, тип IV). В их нормативном составе отсутствуют полевые шпаты, а содержание глинистых минералов достигает 80–90%. Причем для них характерен многокомпонентный состав. Примечательно, что редко встречающиеся на западе Восточно-Европейского кратона глиноземистые породы этого типа содержат и наименьшее количество нормативного каолина, тогда как в однотипных породах запада Украины и Волго-Уральской области каолин составляет до 30% от суммарного количества глинистых минералов. По нормативному минеральному составу глиноземистые породы этого типа сходны с керамическими каолиновыми глинами ряда месторождений Украины и России (см. табл. 2.3.11, рис. 2.3.11, № 18, 19), от которых отличаются меньшим количеством нормативного кварца. Это может указывать на непереотложенный характер глинистых продуктов либо на накопление осадков в условиях ограниченного поступления терригенного материала или вдали от области сноса.

V. *Первичные гидрослюдисто-каолинитовые породы* (см. табл. 2.3.9, рис. 2.3.10, тип V) встречаются весьма редко. Так интерпретируются единичные образцы высокоглиноземистых гнейсов из хошеватозавальевской свиты запада Украинского щита и большечеремшанской серии Волго-Уральской области. По нормативному минеральному составу они обнаруживают сходство с глинистыми породами мелководной карбонатно-терригенной формации девона и карбона Армении (см. табл. 2.3.11, рис. 2.3.11, № 20, 23), а также с латеритовыми корами выветривания среднего-верхнего карбона Приараксинской зоны Армении и каолинитовыми глинами Горностаевского месторождения России (см. табл. 2.3.11, рис. 2.3.11, № 21, 22), от которых они, как и породы предыдущего типа, отличаются низким содержанием нормативного кварца.

Сравнение нормативного состава последних двух типов пород приводит к выводу, что высокоглиноземистые гнейсы, диагностируемые как первичные гидрослюдисто-каолинитовые породы, являются метаморфизованными корами глу-

бокого химического выветривания кристаллических пород, что и отмечалось ранее Б.С.Ситдиковым [Ситдиков и др., 1980], тогда как гнейсы с исходным гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовым составом возникли, вероятнее всего, за счет продуктов их размыва и переотложения. Существует также точка зрения о принадлежности высокоглиноземистых гнейсов к реститам – породам, из которых в процессе региональной гранитизации были вынесены значительные количества Na, Ca, Mg и Si [Юдович, Кетрис, 2000]. Однако широкое развитие таких гнейсов (см. табл. 2.3.11, рис. 2.3.11, № 24–26) в ряде районов (Западное Прибайкалье, Патомское нагорье и др.), где они слагают мощные и однородные толщи [Головенок, 1975], свидетельствует в пользу глинистого первичного состава и его седиментационного происхождения.

В целом, исходные для архейских глиноземистых гнейсов породы представляли собой, по-видимому, преимущественно глинистые осадки. На диаграмме полевые шпаты-пелитовые минералы-кварц (рис. 2.3.12) фигуративные точки средних составов первичных пород глиноземистых гнейсов располагается в поле граувакк, вблизи их границы с полем граувакковых пелитов и в поле последних. При совместном нахождении разных типов исходных алевритоглинистых и глинистых пород в единых разрезах количественные соотношения между ними (исходя из численности химических анализов) в разных регионах различны (рис.

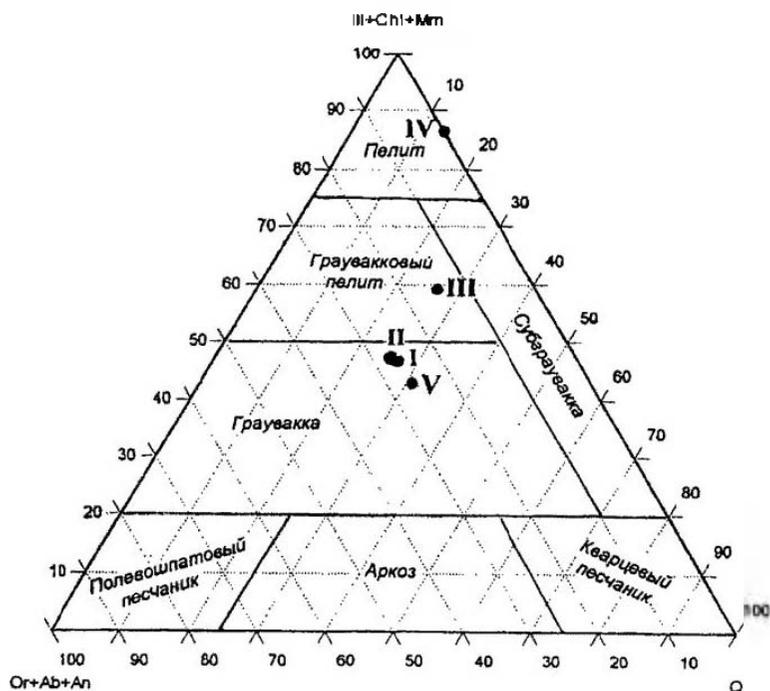


Рис. 2.3.12. Положение средних составов первичных пород архейских глиноземистых гнейсов на диаграмме полевые шпаты-пелитовые минералы-кварц.

I–V – средние составы первичных глиноземистых пород (см. табл. 2.3.9). В вершинах треугольника обозначены нормативные минералы, вычисленные по программе MINLITH

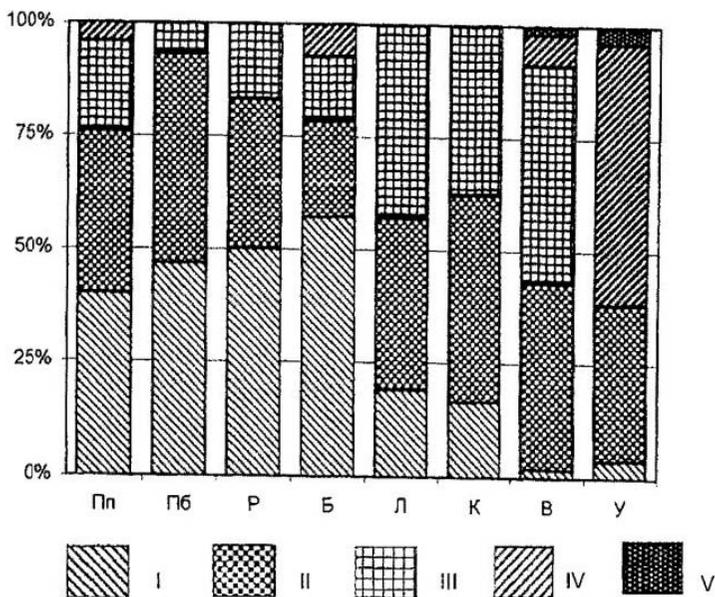


Рис. 2.3.13. Примерные количественные соотношения главных минеральных типов исходных пород архейских глиноземистых гнейсов в разных регионах Восточно-Европейского кратона

Регионы (палеобассейны): Л – Западно-Литовский, Пп, Пб – Белорусско-Прибалтийский (Пп – Прибалтийский в Белорусский сегменты), Р – Руднянский, К – Кишалакшско-Ковляцкии, В – Волго-Уральский, У – Южно-Бугский. I–V – главные минеральные типы исходных пород, вычисленные по программе MINLITH: I – гидрослюдистые, II – хлорит-гидрослюдистые, III – монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистые, IV – монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовые, V – гидрослюдисто-каолинитовые. Количественные соотношения рассчитаны исходя из соотношения числа химических анализов

2.3.13). Так, в Западно-Литовском палеобассейне преобладают первично хлорит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые породы, тогда как в остальных палеобассейнах запада Восточно-Европейского кратона доминируют существенно гидрослюдистые образования. Особенно широко они распространены в Брагинском палеобассейне. Обогащенность их сравнительно с однотипными породами других палеобассейнов сидерофильными элементами (V, Cr, Ni) может быть связана как с более мафическим составом пород в области сноса, так и с преобладанием в осадках глинистого материала (что, по-видимому, более вероятно), в котором происходит накопление этих микроэлементов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Подтверждением этому служит присутствие в глиноземистых породах Брагинского палеобассейна очень мелких (0.008–0.05 мм) детритовых цирконов, характерных для глинистой фракции осадочных пород [Кошевенко, 1986].

В Волго-Уральской области, судя по имеющимся аналитическим данным, преимущественно распространены первичные породы хлорит-гидрослюдистого и монтмориллонитового составов, что указывает на накопление их в глубоководных условиях при поступлении в бассейн продуктов размыва основных пород или вулканогенного материала. В этом же регионе довольно часто встречаются и

высокоглиноземистые, первично каолиновые, разности пород, образование которых происходило, очевидно, в совершенно иных условиях – континентальных, прибрежных. Анализ пространственного распределения этих типов пород показывает, что первые распространены в основном в южной части территории, тогда как высокоглиноземистые локализованы в ее северо-восточной части. Это может указывать на фациальную зональность отложений либо на их разновозрастность.

Глиноземистые породы Рудьянского палеобассейна, ассоциирующие с карбонатными и железистыми породами, отличаются от однотипных пород других палеобассейнов более высокими содержаниями нормативных карбонатов и гетита. Повышенной карбонатностью пород, по-видимому, объясняется и их обедненность сидерофильными элементами и цирконом.

Каолиновые разности исходных пород высокоглиноземистых гнейсов, встречающиеся преимущественно на западе Украинского щита и северо-востоке Волго-Уральской области, представляют собой, вероятно, переотложенные зрелые коры выветривания, присутствие которых в разрезе указывает на близкое расположение областей сноса и господство условий жаркого гумидного климата во время их накопления.

Метакарбонатные породы, распространенные в Рудьянском палеобассейне, представлены мраморами и кальцифирами. И если первые всеми изучавшими их исследователями [Матрунчик и др., 1989; Солодилова, 1998а; Таран, 2003 и др.] рассматриваются как первично осадочные образования, то относительно происхождения кальцифиров мнения расходятся. О первично осадочном происхождении мраморов свидетельствует пластовая форма их залегания, реликтовая слоистая текстура, а также изотопный состав кислорода и углерода карбонатов ($^{18}\text{O}\text{‰}=14.8\text{--}23.4$, $^{13}\text{C}\text{‰}$ от -0.1 до -1.7), сопоставимый с таковым для современных осадков и отличающийся от изотопного состава карбонатитов и метасоматических карбонатов [Таран, 2003]. Кальцифиры имеют сложный минеральный состав, сходный с составом метасоматических и контактово-метаморфических пород, и поэтому иногда трактуются как магнезиально-кальциевые метасоматиты, формирование которых было связано с «биметасоматическим взаимодействием карбонатных и силикатных пород под воздействием постмагматических растворов регрессивной стадии гранитизации» [Солодилова, 1998а]. Основываясь же на значительных вариациях химического состава пироксенов, В.Е.Островским было высказано предположение, что не только кальцифиры, но «практически все породы, обычно относимые к стратифицированным образованиям в составе рудьянской толщи, являются метасоматическими породами, которые следует рассматривать в составе комплекса основных метасоматитов по породам гранулитового комплекса» [Химический..., 1997]. Однако линзовидно-пластовая форма залегания кальцифиров, их ассоциация с мраморами и железисто-кремнистыми породами, а также частое переслаивание этих пород и общность их химических особенностей свидетельствуют в пользу первичного седиментогенного происхождения большей части силикатно-карбонатных пород, хотя, наряду с ними, присутствуют и метасоматические образования, такие, как скарны с волластонитом и флогопитом.

Среди седиментогенных метакарбонатных пород Рудьянского палеобассейна по нормативному минеральному составу, рассчитанному по программе MINLITH, выделяются чистые (бессиликатные) мраморы и смешанные силикатно-карбонатные породы.

Мраморы представлены двумя крайними типами (табл. 2.3.12, рис. 2.3.14, 2.3.15) – кальцитовым и доломитовым, являющимися, по-видимому, метаморфизованными известняками и доломитами. Последние содержат небольшую примесь кальцита. Глинистая составляющая в них не превышает 3 %. Породы слабо железистые, на что указывает присутствие в них небольшого количества нормативного анкерита.

Силикатно-карбонатные породы (см. табл. 2.3.12, рис. 2.3.14) содержат в своем составе от 50 до 80% карбонатов, представленных доломитом, кальцитом и анкеритом. Преобладающим среди них является доломит, присутствующий во всех разновидностях пород примерно в равном количестве. Содержание же кальцита резко снижается от силикатных мраморов к пироксенолитам, в которых нормативный кальцит практически отсутствует. Одновременно в породах существенно возрастает содержание нормативного кварца и, в меньшей степени, плагиоклаза. Нормативный ортоклаз отсутствует. Примесь глинистого материала незначительна (менее 3%), и лишь в кальцифирах достигает 10%, причем в его составе преобладает хлорит. Характерно присутствие нормативного анкерита (до 6%), а в пироксенолитах появляется сидерит.

Такие особенности нормативного минерального состава силикатно-карбонатных пород, как резкое преобладание кварца над плагиоклазом (соотношение 4:1) и обедненность глинистыми минералами, позволяют говорить, что нормативный кварц, интерпретируемый в глиноземистых породах как обломочный компонент, в данном случае, по-видимому, соответствует в основном свободному кремнезему, составлявшему в первичных породах от 10 до 25% (нормативный кварц минус количество, равное содержанию плагиоклаза, возможно приходящееся на терригенную примесь). Это тем более вероятно, что карбонатно-силикатные породы в разрезе рудьянской серии находятся в парагенезисе с железисто-кремнистыми породами.

Железистые породы рудьянской серии представлены эвлизитами, силикатно-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами с весьма изменчивым количественно-минеральным составом. Относительно их происхождения также существуют различные точки зрения. Некоторые исследователи рассматривают их как метаморфогенно-метасоматические образования [Павловский и др., 1992; Солодилова, 19986], хотя четкая стратификация разреза, содержащего эти породы, и реликтовые тонкослоистые текстуры пород характеризуют их как первично седиментогенные образования. Судя по результатам пересчетов, различаются три типа исходных железистых пород: железистые глинисто-кремнисто-карбонатные, глинисто-железисто-кремнистые и железисто-кремнистые; те и другие с небольшой примесью карбонатно-глинистого материала (см. табл. 2.3.12, рис. 2.3.14).

В *железистых глинисто-кремнисто-карбонатных породах* (так интерпретируется первичный состав магнетитсодержащих эвлизитов), в отличие от рассмотренных выше карбонатных пород, нормативные карбонатные минералы предс-

**Нормативный минеральный состав метакarbonатных и железистых пород
Рудьянского палеобассейна**

	<i>Q</i>	<i>PL</i>	<i>ILL</i>	<i>CHL</i>	<i>CCRCH</i>	<i>ANK</i>	<i>DL</i>	<i>SD</i>	<i>GTPRL</i>	<i>AP</i>	n
1	1.79	2.10	0.84	—	83.76	2.21	8.58	—	—	0.05	5
2	0.68	1.75	—	—	15.06	2.24	79.85	—	—	0.05	4
3	13.81	3.21	1.67	1.56	26.27	3.76	49.45	—	—	0.06	5
4	22.91	6.23	3.24	6.14	14.03	5.94	40.93	—	—	0.12	13
5	33.25	7.10	2.97	0.11	0.15	5.91	49.80	0.41	—	0.11	5
6	33.51	1.75	1.79	15.57*	0.84	1.45	5.21	26.80	—	0.83	5
7	35.19	1.86	3.99	19.69*	—	—	6.53	—	30.46	2.03	7
8	48.30	1.10	0.83	8.23*	—	1.06	2.20	—	37.21	1.04	13
9	34.16	1.53	1.14	5.49*	—	—	5.43	—	49.87	2.31	5

1–5 – первичные карбонатные породы: 1 – известняки; 2 – известковистые доломиты; 3 – кремнистые известковистые доломиты; 4 – глинисто-кремнистые известковистые доломиты; 5 – глинисто-кремнистые доломиты; 6–9 – первичные железистые породы: 6 – железистые глинисто-кремнисто-карбонатные породы (сидеритолиты?), 7 – карбонатсодержащие глинисто-железисто-кремнистые, 8 – железисто-кремнистые и 9 – карбонатсодержащие кремнисто-железистые; остальные пояснения см. в табл. 2.3.7; индексы минералов – в табл. 2.3.8; дополнительно: SD – сидерит *Железистый хлорит (шамозит)

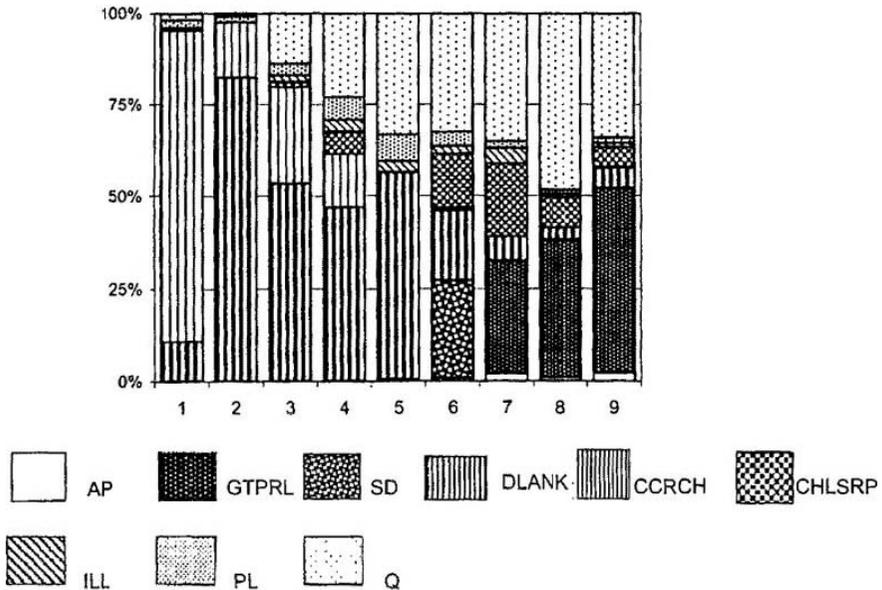


Рис. 2.3.14. Диаграмма нормативного минерального состава метакarbonатных и железистых пород Рудьянского палеобассейна

Пояснения см. в примечании к табл. 2.3.7, индексы минералов – в табл. 2.3.8, дополнительно: Sd – сидерит, Ap – апатит

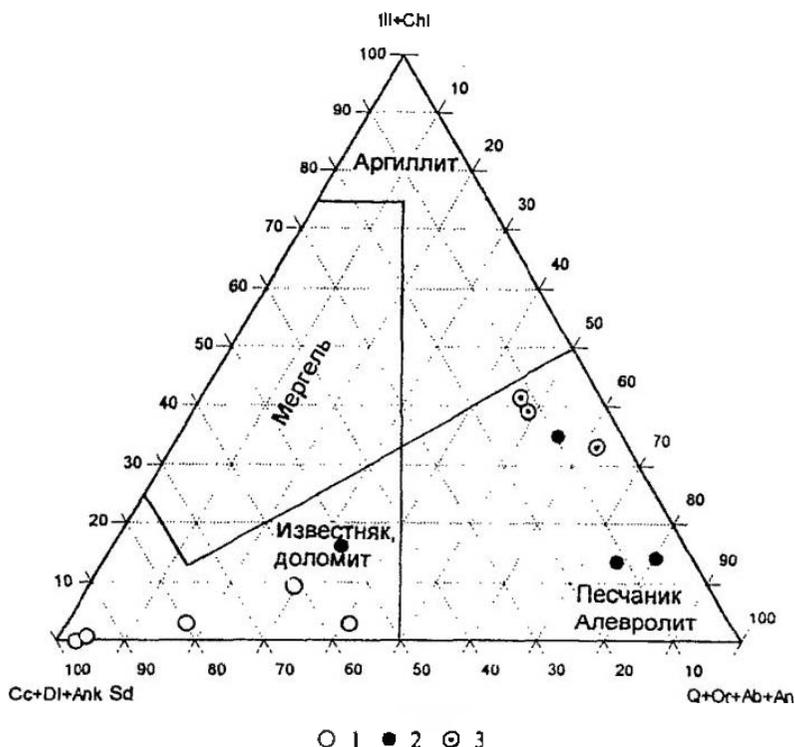


Рис. 2.3.15. Положение средних составов метаседиментогенных пород Рудьянского палеобассейна на диаграмме карбонат-аргиллит-песчаник

1 – метакарбонатные породы; 2 – железистые породы; 3 – метатерригенные (алевропесчанитовые) породы. В вершинах треугольника обозначены нормативные минералы, вычисленные по программе MINLITH

тавлены преимущественно высокожелезистыми разновидностями – сидеритом и железистым доломитом, доля анкеритовой составляющей в котором достигает 70%. Глинистое вещество (в среднем 15%) состоит преимущественно из высокожелезистого хлорита (возможно, шамозита). Доля полевых шпатов незначительна – менее 2%. Содержание нормативного кварца колеблется в пределах 24–44% и отражает количество кремнезема в первичной породе.

Карбонатсодержащие глинисто-железисто-кремнистые породы были, по-видимому, исходными для кварц-магнетит-пироксен-гранатовых эвлизитов. По химическому составу они близки к магнетитсодержащим разновидностям, отличаясь несколько более высоким содержанием Fe_2O_3 и меньшим CaO . В их расчетном составе место нормативного сидерита и анкерита занимает гетит, количество которого составляет 23–38 % от общего количества нормативных минералов.

Первичные железисто-кремнистые и кремнисто-железистые породы по нормативному минеральному составу тяготеют к глинисто-железисто-кремнистым, образуя с ними, по-видимому, ряд переходных разновидностей. Они еще более обогащены гетитом, содержание которого иногда достигает 55–60%; содержание кремнезема составляет 30–54%. Глинистые минералы представлены в ос-

новном высокожелезистым хлоритом (шамозитом), карбонатные – доломитом, анкеритом. Как и в других кремнистых породах, в них присутствует незначительное количество нормативных полевых шпатов и иллита, что указывает на обедненность исходных осадков глинисто-терригенным материалом. Особенностью всех железисто-кремнистых пород является обогащенность апатитом, содержание которого местами достигает 5%. При этом фосфор тесно связан с двухвалентным железом ($r = +0.95$), что характерно для молодых современных океанических отложений, образующихся вблизи зон разгрузки подводных гидротерм [Савенко, 1999].

Выводы. 1. В кристаллическом фундаменте запада Восточно-Европейского кратона выделяются три главных типа архейских седиментогенных палеобассейнов, различающихся ассоциациями первичных (дометаморфических) седиментогенных пород: терригенно-базитовый (Белорусско-Прибалтийский), базит-терригенный, терригенный (Западно-Литовский, Брагинский) и карбонат-железосиликатно-черносланцевый (Рудьянский), которые существовали, по-видимому, уже с раннего архея и входили в состав обширной протоокеанической области, охватывающей, по крайней мере, западную часть Восточно-Европейского кратона.

2. В пределах Белорусско-Прибалтийского палеобассейна, расположенного в центральной части региона, доминирующими отложениями были мощные накопления толеитовых базальтов, сопровождающиеся сидловыми залежами габброидов. Проявления магматизма были связаны с протяженной и долгоживущей субмеридиональной зоной спрединга, располагавшейся, вероятнее всего, в осевой части палеобассейна, на что указывает четкая поперечная зональность распределения петрохимических типов базитов. Осадконакопление здесь было подавлено мощными излияниями лав, и осадочные породы, представленные преимущественно первично гидрослюдистыми алевритоглинистыми отложениями, занимали подчиненное положение.

3. В Западно-Литовском и Брагинском палеобассейнах преобладающее распространение имели первично терригенные отложения, представленные алевритоглинистыми и глинистыми породами. По количественно-нормативному составу они сходны с тонкозернистыми осадками, объединяемыми иногда под общим названием лютиты [Гаррелс, Маккензи, 1974], которые составляют до 90–95% объема пелагических и гемипелагических отложений. Подобно лютитам, они были, по-видимому, в различной степени обогащены тонкозернистым кварцем и полевым шпатом и имели многокомпонентный состав глинистых минералов. Наблюдаются различия в количественных соотношениях разных типов исходных алевритоглинистых и глинистых пород в разных палеобассейнах: в Западно-Литовском, а также Кандалакшско-Колвицком преобладают первично хлорит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые породы, тогда как в Брагинском палеобассейне доминируют существенно гидрослюдистые образования.

Сходство первичных терригенных пород с тонкозернистыми пелагическими и гемипелагическими отложениями позволяет предполагать довольно глубоководные условия накопления исходных для глиноземистых гнейсов осадков, а однородный состав их на обширных территориях и редкость ассоциирующих с ними магматических образований свидетельствуют об относительно стабильной

тектонической обстановке и низкой магматической активности в пределах этих палеобассейнов. Намечающиеся вариации состава исходных осадков были обусловлены, очевидно, не только разным составом и интенсивностью выветривания пород в областях сноса, что часто наблюдается, а также (и, возможно, в большей степени) удаленностью их от источника сноса и гидродинамическими условиями осадконакопления. В таком случае обширные территории с преобладанием первично гидрослюдистых осадков представляли собой, вероятно, менее глубоководные части бассейнов по сравнению с областями накопления монтмориллонит-содержащих глинистых пород.

Прибрежно-морские условия осадконакопления реконструируются лишь для отдельных районов Волго-Уральской области и Украинского щита, где первичный состав глиноземистых гнейсов близок к гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовым и гидрослюдисто-каолинитовым породам, образующимся за счет продуктов размыва и перетолжения кор глубокого химического выветривания кристаллических пород. Присутствие такого типа осадков указывает на близкое расположение областей сноса и господство условий жаркого гумидного климата во время их накопления.

4. Рудьянский палеобассейн выделяется большим разнообразием метаосадочных пород – первично алевритоглинистых, карбонатных и железистых, ассоциирующих с метавулканитами основного состава. По минеральному составу и ассоциации первичных седиментогенных пород эти отложения, по-видимому, аналогичны металлоносным осадкам карбонатно-аспидных формаций, распространенных в пределах океанических рифтов и в краевых частях срединно океанических хребтов [Ковалев, 1978]. Частое чередование в разрезе различных метаседиментогенных пород, линзовидно-пластовый характер их залегания свидетельствует, по-видимому, о частой смене среды осадкообразования и нестабильности тектонической обстановки, обусловленных, вероятно, положением Рудьянского палеобассейна в зоне сочленения структурных областей с разной тектоно-магматической активностью.

Пространственная ассоциация железисто-кремнистых пород с метабазами (вулканитами основного состава) дает основание предполагать субмаринный эксгаляционный источник кремнезема, железа и фосфора. Наличие же пространственных переходов между железисто-кремнистыми, глинисто-железисто-кремнистыми и железистыми глинисто-кремнисто-карбонатными породами позволяет рассматривать их как образования единого седиментогенного ряда, различия минерального состава которых были обусловлены разной удаленностью от источников металлоносных растворов, различным составом этих растворов и количеством поступающего глинисто-терригенного материала. Карбонатные породы, приуроченные к верхам разреза рудьянской серии, накапливались, очевидно, в условиях затухающей вулканической активности, но также при незначительном привносе терригенного вещества. Значительная доля доломита в их составе, возможно, свидетельствует о накоплении их в аридной обстановке в пределах полузамкнутого бассейна. Впрочем, от типичных осадков аридных областей первичные породы Рудьянского палеобассейна отличаются высокой кремнеземистостью, что отражает, очевидно, специфические физико-химические условия их

осаждения. Широкое распространение в карбонатных породах скалолита не исключает присутствия среди них первичных эвапоритовых осадков.

В целом, проведенная реконструкция первичного состава пород архейских палеобассейнов запада Восточно-Европейского кратона и сравнение их с однотипными образованиями других регионов позволяет в первом приближении отметить литолого-фациальную зональность осадконакопления в пределах возможно единого архейского Восточно-Европейского океанического бассейна, которая была обусловлена как геологическими (тектонический режим, вулканизм и др.), так и гидродинамическими и климатическими факторами.

Позднеархейский Околовский (железородный) палеобассейн

Геологическая характеристика. Околовский палеобассейн находится в центральной части Беларуси, в 60 км к юго-западу от г. Минска (см. рис. 2.3.1). В современном эрозионном срезе – это узкая (максимальная ширина 30 км) грабен-синклиналь, вытянутая в северо-восточном направлении на расстояние 180 км, ограниченная крутопадающими разломами. В геофизических полях образования серии проявляются в целом пониженными гравитационными и магнитными аномалиями, на фоне которых выделяются цепочки локальных положительных аномалий овальной формы интенсивностью 1500–4700 гамм. Слагающие грабен-синклиналь породы, выделяемые в околовскую серию [Стасевич и др., 1971], представлены разнообразными по минеральному составу плагиогнейсами, микрогнейсами и сланцами, в подчиненном количестве среди которых присутствуют амфиболиты, силикатно-магнетитовые кварциты, изредка метакарбонатные породы (кальцифиры, мраморы). Залегают они на глубинах 100–260, в северной части – до 350 м от поверхности, интенсивно дислоцированы (углы падения до 45–90°), нарушены многочисленными продольными (согласными с простираем) и поперечными разломами и прорваны интрузиями плагиоклаз-микроклиновых и микроклиновых гранитов.

В связи с открытием Верхне-Неманской геологосъемочной партией Управления геологии Беларуси (сейчас РУП «Белгеология») в 1970 г. Околовского железорудного месторождения в этом районе проводились и проводятся детальные геолого-поисковые и геолого-разведочные работы, включающие глубинное геологическое картирование. К настоящему времени околовская серия вскрыта более чем 300 буровыми скважинами, часть из которых прошла по породам фундамента 300–500 м (единичные до 700 м). Вещественный состав пород и руд изучался многими исследователями, среди которых наибольший вклад в познание внутреннего строения и состава околовской серии внесли А.И.Стасевич, А.С.Колотовский, Г.Г.Доминиковский [Железородные..., 1974], Л.Л.Шатрубов [1975, 1976], Н.А.Корнилов [Корнилов, Шатрубов, 1976; Корнилов, 1981], И.В.Найденков [Найденков, 1991; Найденков и др., 1994], А.М.Пап [1994, 1996]. Некоторые приведенные ниже сведения о минеральном и химическом составе пород заимствованы из работ названных исследователей.

По вещественному составу околовская серия обычно расчленяется на три толщи (снизу вверх): гуменовщинскую, шашковскую и яченскую [Стасевич и др., 1971; Решения..., 1983].

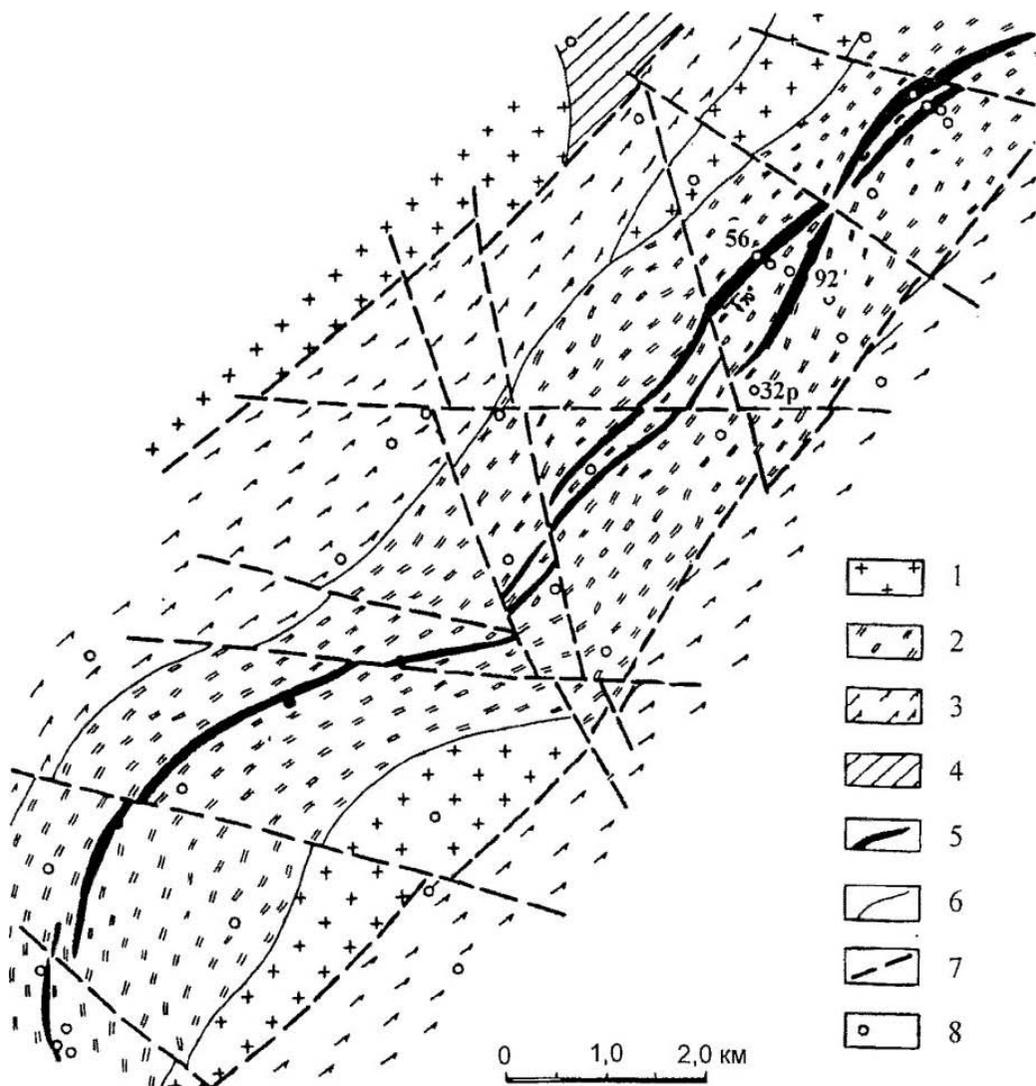
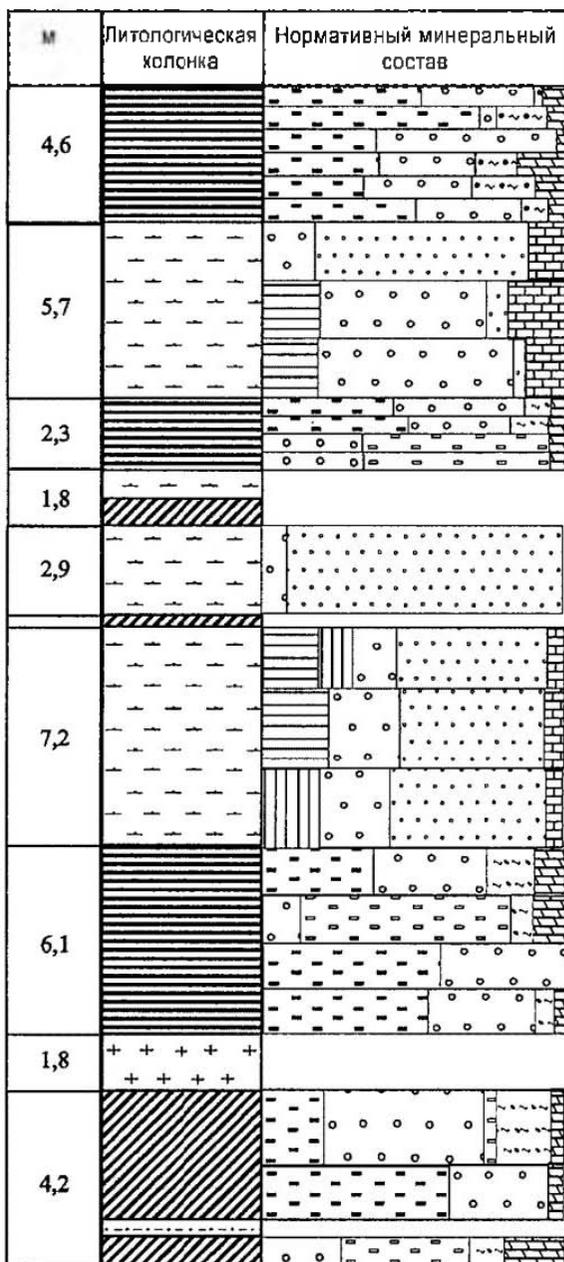


Рис. 2.3.16. Схема геологического строения центральной части **Околдовского железорудного палеобассейна**

1 – протерозойские идиноклаз-микроклиновые граниты; 2, 3 – шашковская (2) и гуменовицкая (3) толщи околдовской серии; 4 – амфиболито-гнейсовый комплекс; 5 – железорудные горизонты; 6 – геологические границы; 7 – разломы; 8 – местоположение буровых скважин (указаны номера скважин, разрезы которых приведены из рис. 2.3.17–2.3.19)

Гуменовицкая толща представлена роговообманково-биотитовыми, биотит-роговообманковыми, биотитовыми, реже гранат-биотитовыми плагиогнейсами, содержащими прослой и пачки амфиболитов и амфиболовых сланцев, а также силловые залежи аподиабазовых амфиболитов, метадиабазов, метаультрабазитов (актинолититов), с которыми пространственно ассоциируют небольшие массивы метагабброидов.



Метаморфические породы



Силикатно-магнетитовые кварциты



Железисто-силикатные породы



Плагииogneисы биотит - куммингтонитовые



Граниты

Нормативные минералы



Гипс



Сидерит, анкерит



Шамозит



Иллит



Хлорит



Кварц, кремнезем



Полевые шпаты

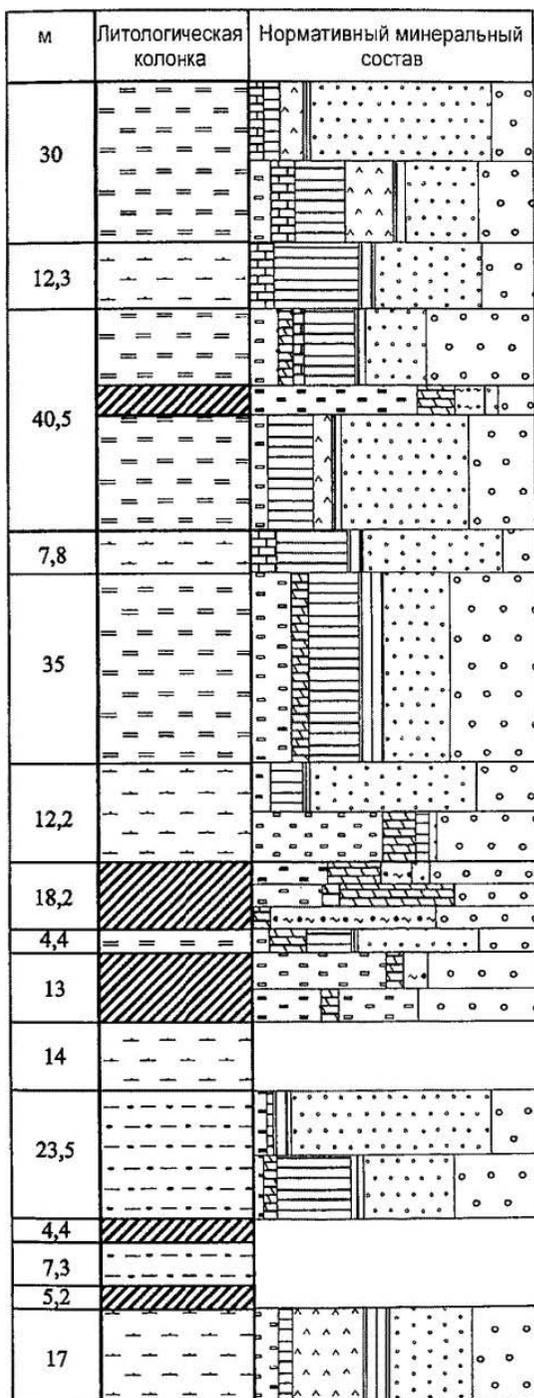


Кальцит



Доломит

Рис. 2.3.17. Литологическая колонка и реконструированный минеральный состав метаседиментогенных пород фрагмента разреза первого железорудного горизонта шпиковской голши по скв. 56



Метаморфические породы

Железисто-силикатные породы

Плаггиогнейсы:

биотит - куммингстонитовые

роговообманковые

жедритовые

Нормативные минералы

Кварц

Сидерит, анкерит

Шамозит

Иллиит

Хлорит

Монтмориллонит

Кварц, кремнезем

Полевые шпаты

Кальцит

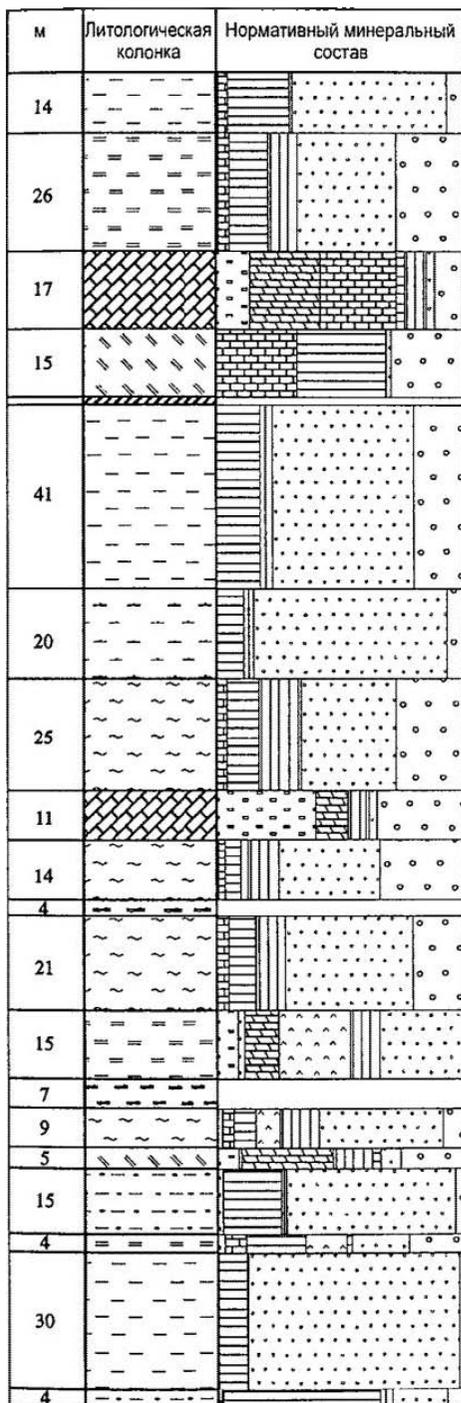
Доломит

Рис. 2.3.18. Литологическая колонка и реконструированный минеральный состав метаседи- ментных пород фрагмента разреза второго железорудного горизонта шашковской толщи по скв. 92

Шашковская толща слагает узкую (5–6 км) полосу протяженностью около 20 км в осевой части грабен-синклинали (рис. 2.3.16). Горные породы имеют моноклиналиное залегание с падением на юго-восток под углом 60–70°. Преобладающими разностями среди них являются куммингтонит-роговообманковые, роговообманково-куммингтонитовые, биотитовые амфибол- и гранат-биотитовые, нередко с антофиллитом или жедритом. плаггиогнейсы, содержащие прослои биотит-амфиболовых сланцев и магнетитсодержащих амфиболитов, а также горизонты железистых (магнетитовых, силикатно-магнетитовых и переходных между ними разностей) кварцитов и немногочисленные прослои кальцифиоров, различных анхимономинеральных пород (гранатитов, пироксенолитов и др.) и пород, обогащенных карбонатными минералами. Мощность пластов плаггиогнейсов колеблется от 0.5–5.0 м до первых десятков метров, а железистых кварцитов – от 0.3–1.5 м до 35 м. Последние слагают два главных рудоносных горизонта, протяженностью 8.5 и 10.5 и мощностью 130 и 140–150 м, соответственно, разделенные безрудным горизонтом [Железорудные..., 1974; Шатрубов, 1976; Полезные..., 2002]. Характерно непостоянство мощности отдельных железорудных пластов, расщепление и выклинивание их по простиранию. Рудные пласты разделены межрудными прослоями примерно такой же или большей мощности, сложенными преимущественно куммингтонитовыми и роговообманковыми плаггиогнейсами, с редкими прослоями амфиболитов, мощность которых обычно не превышает 10 м. Фрагменты обобщенных разрезов рудоносных горизонтов приведены на рис. 2.3.17 и 2.3.18. Безрудные горизонты сложены переслаивающимися плаггиогнейсами различного состава, среди которых преобладают куммингтонитовые и жедритовые разности и присутствуют редкие пачки метакарбонатных пород мощностью от 0.5 до 3.0 м, изредка до 10–20 м (рис. 2.3.19). Последние имеют неоднородное строение и представляют собой частое переслаивание слоев толщиной от 3–5 см до 2.5 м, в разной степени обогащенных силикатными минералами. Ориентировочная мощность шашковской толщи 1500 м.

Яченская толща включает биотитовые, амфибол-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, иногда со ставролитом и кордиеритом. В последние годы правомерность выделения яченской толщи ставится под сомнение, поскольку многие из включавшихся в ее состав пород оказались продуктами гидротермально-метасоматического изменения гнейсов гуменовщинской толщи. Поэтому в данной работе она не рассматривается.

Характерными особенностями всех пород серии является их мелкозернистость, преобладание сланцеватых и тонкополосчатых текстур, более слабая, по сравнению с развитыми в непосредственной близости образованиями гранулитового и амфиболит-гнейсового комплексов, степень регионального метаморфизма (переходная от низкотемпературной амфиболитовой к эпидот-амфиболитовой фации: $T=550-600^{\circ}\text{C}$, $P=4.5-6$ кбар), отсутствие мигматизации, что свидетельствует о более высоком стратиграфическом положении серии. Контакты ее с окружающими метаморфическими образованиями тектонические. Единичные изотопные датировки как пород серии, так и прорывающих их гранитов (а также большей части пород кристаллического фундамента Беларуси, независимо от их состава и возрастного положения) находятся в пределах 1980–1900 млн лет



Метаморфические породы

- Железисто-силикатные породы
- Плагинейсы:
 - роговообманковые
 - куммингтонитовые
 - ждритовые
 - биотит - куммингтонитовые
 - биолитовые
 - Гранат-пироксен-амфиболовые породы
 - Метакарбонатные породы
 - Амфиболиты

Нормативные минералы

- Гетит
- Сидерит, анкерит
- Шамозит
- Иллит
- Хлорит
- Монтмориллонит
- Кварц, кремнезем
- Полевые шпаты
- Кальцит
- Доломит

Рис. 2.3.19. Литологическая колонка и реконструированный минеральный состав метаморфических пород надрудного горизонта шашковской толщи по скв. 32р

[Щербак и др., 1990; Бибикова и др., 1992; Bogdanova et al., 1994; Найденов и др., 1994], что соответствует, очевидно, времени их тектоно-термальной переработки. По особенностям же строения разреза, характеру породных ассоциаций, степени метаморфизма пород, морфологии и параметрам железорудных тел околловская серия сопоставима с михайловской серией Воронежского кристаллического массива, конкско-верховцевской серией Украинского щита, гимольской серией Костамукшского зеленокаменного пояса западной Карелии, полмостундровской свитой гундровой серии Кольского полуострова, возраст которых определяется в интервале от 3200 до 2600 млн. лет [Общая..., 2002]. Ближайшим возрастным аналогом околловской серии является, по-видимому, также тетеревская серия Волинского блока Украинского щита, занимающая сходное геологическое положение и сложенная близкими по миперальному составу, степени метаморфизма и химическим особенностям породами, возраст которых древнее 2450 ± 35 млн. лет (время внедрения в них даек метапорфиритов) [Верхогляд, Скобелев, 1998]. На основании сопоставлений условно принимается позднеархейский возраст околловской серии.

Петрографическая характеристика метаморфических пород. Отличительной особенностью околловской серии является большое разнообразие минеральных разновидностей метаморфических пород, нередко имеющих между собой постепенные переходы. Они могут быть объединены в четыре главных типа: 1) метабазиты, 2) плагиогнейсы, 3) метакarbonатные породы, 4) железистые породы.

Метабазиты распространены преимущественно в гуменовщинской толще, где представлены *роговообманковыми амфиболитами*, слагающими пласты мощностью от 3–5 до 20–30 м, редко до первых сотен метров. Они имеют простой минеральный состав, включающий умеренно железистую ($f=0.50-0.55$) роговую обманку паргасит-гастингситового типа (40–55%), средний плагиоклаз (35–60%), бурый биотит (3–5%) и акцессорные минералы (магнетит, сфен, пирит, апатит, эпидот, изредка гранат). Структуры пород мелкозернистые, реже среднезернистые гранобластовые, гранонематобластовые, текстуры нечетко полосчатые, массивные или сланцеватые. В наиболее мощных телах иногда различимы реликтовые офитовые и призматически-зернистые структуры, указывающие на магматический генезис амфиболитов, возникших, очевидно, за счет диабазов и габброидов. Последние образуют небольшие субсогласные интрузивные массивы, пространственно ассоциирующие с амфиболитами, и выделяются в самостоятельный интрузивный комплекс (русиповский). Особую разновидность представляют *анхимономинеральные амфиболиты* (актинолититы), сложенные в основном маложелезистой ($f=0.28$) синевато-зеленой роговой обманкой актинолитового ряда и небольшим количеством плагиоклаза (3–10%), иногда биотита (2–15%), а также кварца (0–3%), магнетита, сфена. В шашковской толще роговообманковые амфиболиты занимают подчиненное положение, составляя не более 7–10% ее объема, а мощности их обычно не превышают первых метров. Среди них широко распространены токозернистые и тонкополосчатые разновидности (амфиболовые сланцы). С возрастанием количества плагиоклаза и появлением кварца амфиболиты иногда постепенно переходят в роговообманковые плагиогнейсы.

Плаггиогнейсы являются доминирующим типом пород как гуменовщинской, так и шашковской толщ. Макроскопически это довольно однообразные мелко- и тонкозернистые породы обычно светло-серого цвета, нечетко- и линзовидно-полосчатые, реже тонкополосчатые за счет неравномерного распределения темноцветных минералов. Минеральный состав их определим лишь при микроскопическом изучении пород. Главными породообразующими минералами в них являются плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз-андезин), сине-зеленая роговая обманка ($f=0.45-0.60$), куммингтонит ($f=0.40-0.45$), актинолит, зеленовато-бурый биотит ($f=0.50-0.60$), кварц, часто присутствуют пироп-альмандиновый гранат (Alm-67-79%, Pyr-8-20%, Spess-1-3%, Andr-1-3%, Gross-2-6 %; $f=0.75-0.90$), жедрит, изредка ставролит, в аксессуарных количествах встречаются магнетит, апатит, пирит, циркон, графит, сфен, эпидот, кальцит. В гнейсах экзоконтактных ореолов гранитных массивов появляется микроклин.

В зависимости от количественных соотношений породообразующих минералов и темноцветной составляющей выделяются многочисленные разновидности плаггиогнейсов, часто чередующихся в разрезе. Наиболее распространены, особенно в гуменовщинской толще, мелкозернистые *роговообманковые* и *биотит-роговообманковые плаггиогнейсы*, состоящие из переменного количества роговой обманки (5-30%), плагиоклаза № 35-45 (40-70%), биотита (0-10%) и кварца (10-20%). Изредка в них присутствуют куммингтонит, гранат. Типоморфными для шашковской толщи являются *куммингтонитовые*, *роговообманково- и биотит-куммингтонитовые плаггиогнейсы* и *микрогнейсы* – тонкозернистые, иногда мелкозернистые породы, состоящие из субизометричных округлых или угловатых зерен плагиоклаза (40-60%) и кварца (10-30%), размером 0.1-0.5 мм, и плоско распределенных удлинненно-призматических зерен куммингтонита величиной до 0.5-2.0 мм (10-35%), сине-зеленой роговой обманки и мелкочешуйчатого биотита; иногда присутствует магнетит (до 3-5 %) и мелкие округлые зерна апатита (менее 1%). Часто встречаются также *гранатсодержащие плаггиогнейсы* с неправильными, неправильно-округлыми зернами граната, размером от долей миллиметра до 7-10 мм, а также *амфибол-биотитовые* и *биотитовые плаггиогнейсы* и *микрогнейсы* мелко- и тонкозернистые (преобладающие размеры зерен 0.1-1.0 мм), лейкократовые, содержащие в кварц-полевошпатовой массе субпараллельно или беспорядочно ориентированные мелкие чешуйки биотита, составляющие 5-15% объема пород, более редкие зерна роговой обманки и/или куммингтонита. Более редкой разновидностью являются мелко- и тонкозернистые *жедритовые* и *биотит-жедритовые плаггиогнейсы* (микрогнейсы), имеющие облик довольно монотонных мелкозернистых песчаников серого цвета, обладающих слабо выраженной линзовидно-полосчатой, реже параллельно-полосчатой текстурой. В зависимости от количественных соотношений темноцветных и лейкократовых минералов состав каждой минеральной разновидности плаггиогнейсов может варьировать от мезократового до лейкократового. Структуры плаггиогнейсов довольно однообразны: немато- и лепдогранобластовые, гранобластовые, в гранатсодержащих разностях – порфиробластовые; текстуры в маломощных слоях тонкополосчатые, в более мощных – нечетко полосчатые, линзовидно-полосчатые, обычно с постепенными переходами между слоями.

Метакарбонатные породы присутствуют лишь в шашковской толще и в весьма ограниченном количестве (не более 2–3%). По минеральному составу среди них различаются силикатные мраморы и кальцифиры. Мраморы состоят из кальцита (60–80%), представленного мелкозернистым агрегатом субизометричных зерен, замутненных точечными микровключениями, и более крупных (до 1.5 мм) чистых зерен, и силикатных минералов (преимущественно амфибола, реже клинопироксена, псевдоморфоз боулингита по оливингу, граната, биотита); часто присутствуют кварц и магнетит (до 3–7%). Породы имеют массивную или неоднородную пятнистую текстуру. *Кальцифиры* образуют тонкие прослои, хотя иногда мощность их достигает 3–8 м. Это зеленовато-серые пятнисто-полосчатые средне-мелкозернистые породы разнообразного минерального состава. Главными породообразующими минералами в них являются моноклинный пироксен ($\text{En}_{12-35}\text{Fs}_{20-40}\text{Wo}_{44-50}$), роговая обманка ($f=0.55-0.65$), высококальциевый и высокожелезистый ($f=0.90-0.99$) гранат; присутствуют кальцит, плагиоклаз, скаполит, кварц, биотит, эпидот, апатит, сфен, магнетит, сульфидные минералы. В зависимости от минерального состава различаются плагиоклаз-пироксен-карбонатные, эпидот-пироксеновые, гранат-пироксеновые, гранат-амфибол-пироксеновые, скаполит-карбонат-пироксеновые, магнетитсодержащие гранат-пироксен-амфиболовые и другие разновидности кальцифиров. Структура пород обычно гранобластовая, неравномернозернистая, текстура массивная или слабо выраженная линзовидно-полосчатая, обусловленная неравномерным распределением темноцветных минералов.

Железистые породы представлены железисто-силикатными породами и силикатно-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами.

Железисто-силикатные породы (пироксенолиты, магнетитовые, магнетит-пироксеновые гранатсодержащие амфиболиты) образуют прослои мощностью от нескольких сантиметров до первых метров среди плагиогнейсов и магнетитовых кварцитов. Состоят они в основном из моноклинного пироксена (ферросалит; $f=0.56-0.76$) и/или роговой обманки, к которым в том или ином количестве добавляются магнетит, гранат, иногда кварц. Примечательно наблюдаемое иногда в магнетитсодержащих разностях пород распределение мелких округлых зерен магнетита в виде субпараллельных цепочек, прослеживаемых внутри силикатных минералов, независимо от их контуров, что служит веским аргументом в пользу седиментогенного генезиса и первичной тонкой параллельно-слоистой текстуры этих пород.

Силикатно-магнетитовые кварциты слагают главную часть рудных тел. В зависимости от преобладающего силикатного минерала среди них различаются роговообманковые, куммингтонитовые, роговообманково-куммингтонитовые, роговообманково-пироксеновые, гранат-пироксеновые и пироксеновые разности. Кварц составляет от 30 до 50% объема пород и представлен гранобластовым агрегатом мелких (0.1–0.5 мм) ксеноморфных уплощенных зерен, часто с включениями магнетита. Среди темноцветных минералов наиболее распространены амфиболы (до 30–45% объема пород) – сине-зеленая роговая обманка ($f=0.80-0.88$) и бесцветный куммингтонит ($f=0.75-0.80$), образующий удлиненно-призматические полисинтетически сдвойникованные кристаллы длиной 0.2–1.0 мм. Пироксен

представлен короткопризматическими зернами ферросалита-геденбергита с железистостью $f=0.67-0.87$, гранат – андрадитом ($f=0.94-0.95$). Последний иногда составляет до 25% объема пород, образуя неправильные по форме субизометричные зерна величиной до нескольких миллиметров, а также гнездовидные агрегаты, содержащие многочисленные включения кварца и других минералов. Содержание магнетита колеблется от 10–20 до 45–50%. Представлен он либо отдельными субизометричными, иногда округлыми или овальными зернами величиной 0.025–0.25 мм, либо аллотриоморфнозернистыми агрегатами размером до 1–6 мм, вытянутыми согласно с полосчатостью пород. Характерно присутствие апатита в виде мелких (0.02–0.15 мм) округлых зерен, составляющих иногда до 1.5–3.0% объема породы. Помимо названных минералов, в аксессуарных количествах встречаются кальцит, плагиоклаз, биотит, пирит, пирротин, эпидот.

Структура пород гранобластовая тонко-мелкозернистая, реже гетерогранобластовая; текстура тонкополосчатая с элементами ритмичности, обусловленная частым чередованием существенно магнетитовых прослоев, внутри которых нередко присутствуют тончайшие (0.1–0.3 мм) апатитовые слойки, и прослоев, образованных различными силикатными минералами. Толщина таких прослоев составляет доли миллиметра или первые миллиметры, реже достигает 0.5–1.5 см, так что разнообразие минерального состава кварцитов можно нередко наблюдать в пределах одного шлифа.

Магнетитовые кварциты образуют тонкие прослоя, перемежающиеся с силикатно-магнетитовыми породами, от которых отличаются небольшим количеством (до 10%) силикатных минералов. Магнетит в них составляет от 10 до 30%, часто тонко распылен в зернах кварца. Так же, как для силикатно-магнетитовых кварцитов, для них характерны тонко-мелкозернистые гранобластовые структуры и тонкополосчатые текстуры.

Разнообразие минеральных типов метаморфических пород околоской серии, их довольно четкая стратификация и частое чередование в разрезе отражает, очевидно, разнообразие первичных пород и обстановок их формирования в пределах Околоского палеобассейна. По набору пород, степени их регионального метаморфизма, морфологии железорудных тел (маломощные, линзовидно-пластовые, быстро выклинивающиеся по простиранию), представленных преимущественно сравнительно низкопродуктивными силикатно-магнетитовыми кварцитами, околоская серия сопоставима с метаморфизованными железорудными формациями зеленокаменных поясов, образовавшихся в лопийский (позднеархейский) этап развития Восточно-Европейского кратона. Формационный тип их большинством исследователей определяется в общем виде как вулканогенно-осадочный или алгомский [Формозова, 1973; Корнилов, Шатрубов, 1976; Железисто-кремнистые..., 1988 и др.]. Это подтверждается анализом петрогеохимических особенностей метаморфических пород и выполненной на их основе реконструкцией исходного минерального состава.

Химический состав метаморфических пород. Выявление петрогеохимических особенностей отдельных минеральных разновидностей пород таких «полосчатых» формаций, как околоская серия, сопряжено с определенными трудностями, связанными с частым чередованием в разрезе различных по составу по-

род (нередко макроскопически точно не диагностируемых), наличием между ними постепенных переходов, широким распространением тонкополосчатых разностей, химические анализы которых дают интегральную характеристику состава анализируемого образца или опробованного интервала керна, а не отдельных составляющих его слоев. Эти обстоятельства, а также сравнительно небольшой объем аналитических определений (учитывая разнообразие пород), не позволяют проследить закономерности изменения химического и, соответственно, исходного состава пород в вертикальном разрезе даже в пределах одной скважины. Для этого требуется практически послойное исследование химического состава пород, как это было сделано для некоторых рудных и одного безрудного интервалов шашковской толщи (см. рис. 2.3.17–2.3.19). Пока же на основании имеющихся данных приведена петрогеохимическая характеристика главных разновидностей метаморфических пород, причем для некоторых редко встречающихся, но типичных для околоской серии, пород – по единичным анализам.

Метабазиты слагают обычно довольно мощные и четко ограниченные тела однородного внутреннего строения, поэтому определение типа их химизма не представляет проблем. Повсеместно, независимо от стратиграфического положения, мощности и текстурных особенностей, они имеют сходный химический состав (табл. 2.3.13, № 1–5). Содержание кремнезема в них варьирует в узких пределах – от 45 до 50%. Для всех пород характерны умеренная железистость и глиноземистость, сравнительно низкая титанистость, преобладание кальция над магнием, закисного железа над окисным и натрия над калием. По суммарному содержанию щелочей они относятся к породам нормального ряда. Содержание сидерофильных элементов в них близко к кларкам для основных пород по А. П. Виноградову (1962). Породы обеднены Cu, Ba, Zr, Nb, а метабазиты шашковской толщи, кроме того, цинком. Среди последних изредка встречаются меланократовые разности с низким содержанием кремнезема и повышенными – MgO, Cr, Ni (см. табл. 2.3.13, № 5). Примечательно, что метагабброиды и горнблендиты русиновского комплекса, слагающие небольшие интрузивные массивы в поле развития околоской серии, по химическому составу (см. табл. 2.3.13, № 6–10) близки к рассмотренным метабазитам, что свидетельствует, по-видимому, о комагматичности этих пород. Отсутствие среди них магматических образований более кислого состава указывает, очевидно, на слабую дифференцированность поступавшей к поверхности базальтовой магмы.

Плагиогнейсы по химическому составу подразделяются на большое число разновидностей (петрохимических групп), варьирующих по содержанию SiO₂ от основных до кислых (табл. 2.3.14). Величина кремнекислотности зависит не от минеральных парагенезисов пород, а в основном от количественных соотношений кварца, полевого шпата и цветных минералов или минерального состава микрослоек в тонкополосчатых разностях пород. Поэтому кремнекислотность одного минерального типа может изменяться в широких пределах, и наоборот, и дальнейшая диагностика плагиогнейсов базируется в основном на данных химического и расчетного нормативного минерального состава.

Для всех разновидностей плагиогнейсов, независимо от их кремнекислотности, характерны низкие содержания K₂O, обычно не превышающие 1.5–1.7%

Химический состав метабазитов Околовского палеобассейна

Оксиды, микро-элементы	Метабазиты околовской серии					Метадиабазы, метагабброиды русиновского комплекса				
	1	2	3*	4*	5*	6	7	8	9	10
SiO ₂	49.48	49.19	48.31	48.63	43.77	49.54	47.72	48.94	47.63	51.48
TiO ₂	1.08	1.01	0.90	1.45	1.26	1.20	0.72	0.98	0.86	0.68
Al ₂ O ₃	14.49	15.40	15.84	17.36	11.25	15.42	16.06	15.15	7.94	11.99
Fe ₂ O ₃	3.81	4.34	11.69	10.62	14.50	3.43	4.68	3.28	3.50	3.42
FeO	7.66	6.81	—	—	—	7.52	6.44	8.41	9.58	7.23
MnO	0.19	0.13	0.18	0.17	0.14	0.17	0.25	0.20	0.26	0.20
MgO	7.96	7.53	7.85	5.96	11.77	6.94	8.23	9.23	15.61	11.49
CaO	9.71	9.64	10.39	11.78	12.60	10.62	10.90	9.65	9.04	8.18
Na ₂ O	2.79	2.92	2.56	2.81	1.26	2.13	2.31	1.94	0.76	1.67
K ₂ O	0.79	0.82	0.59	0.46	0.82	0.93	0.77	0.35	0.42	0.98
P ₂ O ₅	0.15	0.30	0.11	0.15	0.62	0.10	0.09	0.10	0.08	0.08
П.п.п.	1.93	1.45	1.62	0.67	1.92	1.86	1.30	1.79	4.01	1.88
Сумма	100.03	99.54	100.04	100.05	99.90	99.86	99.67	100.02	99.67	99.26
Feб	0.60	0.60	0.61	0.65	0.56	0.62	0.57	0.57	0.46	0.49
al'	0.75	0.82	0.83	1.05	0.43	0.86	0.83	0.72	0.28	0.54
Na ₂ O/K ₂ O	3.6	3.6	4.4	6.1	1.5	2.3	3.0	5.5	1.8	1.7
n	10	14	5	3	3	13	5	5	4	5
V	220	170	323	277	280	260	150	150	130	170
Cr	190	220	343	190	780	410	170	180	780	600
Ni	90	93	132	133	230	180	95	95	600	300
Co	52	42	47	39	64	60	48	53	84	90
Sc	43	36	69	47	36	50	48	45	38	45
Cu	54	48	71	76	19	60	90	32	80	40
Pb	8.6	11	3.3	7.4	2.4	4.5	1.8	3.4	11	15
Zn	170	70	96	86	160	160	75	90	120	90
Sr	250	280	270	390	140	250	320	440	110	200
Ba	270	180	210	<200	<200	190	<100	200	90	200
Zr	140	74	<80	124	110	90	35	48	54	80
Nb	7.1	8.5	—	—	—	5.3	<3.0	3.6	3.0	5.0
Y	29	34	17	29	26	27	25	19	21	25
Cr/V	0.9	1.3	1.1	0.7	2.8	1.6	1.1	1.2	6.0	3.5
Ni/Co	1.7	2.2	2.8	3.4	3.6	3.0	2.0	1.8	7.1	3.3
Ba/Sr	1.1	0.6	0.8	<0.5	<1.4	0.8	<0.3	0.5	0.8	1.0
n	35	21	4	3	2	10	4	24	5	2

1, 2 – роговообманковые амфиболиты гумелопищинской (1) и шашкозской (2) толщ. по данным И.В.Найденкова (Геология... 2001, табл. 3.13, 3.14); 3 – мелко- и тонкозернистые амфиболиты, 4 – тонкополосчатые амфиболовые сланцы и 5 – меланократовые амфиболовые сланцы околовской серии; 6 – аподиабазовые амфиболиты из силлов в гумелопищинской толще; 7, 8 – метагаббро из разных массивов; 9 – апогабброидные амфиболиты; 10 – горнблендиты.

Здесь и в последующих таблицах содержания петрогенных оксидов (% мас.) – по данным справочника (Химические..., 1988) с дополнениями; содержания микроэлементов (г/т) – по результатам приближенно-количественного спектрального анализа, выполненного в прошлые годы в Центральной лаборатории ПО «ЦентрКазгеология» (г. Караганда); в группах пород, отмеченных звездочкой, петрогенные окислы и микроэлементы – по данным рентгенофлуоресцентного анализа, выполненного в лаборатории оптического спектрального анализа Института геохимии РАН (г. Иркутск)

Химический и нормативный исходный минеральный состав метаморфизованных вулканогенно-осадочных и терригенных пород Околовского палеобассейна

	Разновидности (петрохимические группы) метаседиментогенных пород																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	52.23	57.87	59.97	63.09	66.25	57.18	62.30	63.97	66.01	71.66	61.34	66.76	68.02	73.25	72.61	56.44	57.97	63.04	51.27	55.34	65.90
TiO ₂	0.55	0.74	0.74	0.78	0.49	1.16	0.80	0.67	0.59	0.30	0.93	0.57	0.46	0.38	0.36	0.92	0.76	0.66	0.75	0.88	0.67
Al ₂ O ₃	19.62	15.51	14.98	15.32	17.17	15.16	15.17	15.65	15.31	14.77	16.00	15.86	14.58	13.28	13.43	19.47	19.64	18.38	15.25	15.69	14.32
Fe ₂ O ₃	9.53	2.38	2.28	1.95	3.80	2.71	2.04	1.90	1.93	2.78	2.60	1.21	1.11	1.01	1.09	7.66	6.82	4.86	4.25	3.03	1.28
FeO	—	6.68	6.60	4.36	—	6.57	4.85	4.10	3.74	—	5.03	2.11	2.17	2.27	1.50	—	—	—	13.89	8.74	4.44
MnO	0.08	0.13	0.22	0.10	0.03	0.12	0.08	0.09	0.08	0.02	0.01	0.04	0.04	0.05	0.03	0.06	0.04	0.04	0.25	0.12	0.06
MgO	4.77	2.79	4.78	2.71	1.39	3.35	3.01	2.28	2.11	1.34	1.86	1.75	1.11	0.94	0.82	4.32	3.75	2.17	4.33	4.66	2.79
CaO	6.31	7.86	6.58	5.50	3.88	6.66	4.05	4.10	2.81	2.72	2.86	3.36	3.36	2.08	1.91	2.63	1.06	1.71	2.68	3.88	2.85
Na ₂ O	4.91	3.42	3.14	3.03	5.61	3.64	4.47	4.36	3.59	4.51	5.05	5.23	3.25	3.57	2.58	6.86	7.73	8.43	4.43	4.28	4.88
K ₂ O	1.23	0.43	0.20	1.39	0.52	1.09	1.22	1.52	1.65	1.18	1.71	1.59	3.98	1.96	3.83	0.50	0.94	0.24	0.90	1.28	1.01
P ₂ O ₅	0.15	0.24	0.26	0.32	0.16	0.41	0.32	0.26	0.23	0.14	0.27	0.23	0.19	0.14	0.11	0.20	0.20	0.18	0.35	0.35	0.31
П.п.п.	0.89	1.00	0.30	1.24	0.67	1.59	1.69	1.12	1.48	0.48	1.44	1.25	1.56	0.79	0.54	0.96	1.08	0.31	1.53	1.73	1.19
Сумма	100.27	99.05	100.04	99.78	100.03	99.62	99.98	100.02	99.53	99.89	99.10	99.93	99.83	99.72	98.81	100.08	100.03	100.02	99.88	99.97	99.70
FeO	0.67	0.77	0.66	0.70	0.73	0.74	0.70	0.71	0.73	0.68	0.80	0.66	0.75	0.78	0.76	0.64	0.65	0.69	0.81	0.72	0.67
al'	1.37	1.31	1.10	1.70	3.31	1.20	1.53	1.89	1.97	3.59	1.69	3.12	3.32	3.15	3.94	1.62	1.86	2.61	0.68	0.96	1.68
CaO/MgO	1.32	2.82	1.38	2.03	2.79	1.99	1.34	1.79	1.33	2.03	1.54	1.92	3.03	2.21	2.33	0.61	0.28	0.79	0.62	0.83	1.02
Na ₂ O/K ₂ O	4.0	8.0	15.5	2.2	10.9	3.4	3.7	2.9	2.2	3.8	3.0	3.3	0.8	1.8	0.7	13.6	8.2	34.8	4.9	3.4	4.8

	Разнообразие (петрохимические группы) метаседиментогенных пород																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Исходный нормативный минеральный состав																					
<i>O</i>	0.20	19.62	22.35	27.90	17.78	21.91	23.56	25.02	31.41	33.87	20.46	24.58	29.60	40.60	39.25	4.95	1.82	6.90	11.62	17.11	27.62
<i>OR</i>	—	—	—	—	—	3.18	2.88	4.02	1.33	—	—	1.15	13.81	1.58	12.30	1.92	—	—	—	—	—
<i>PL</i>	33.95	25.30	22.87	24.96	45.70	32.38	40.37	39.48	33.03	40.63	46.20	47.46	29.57	32.73	23.85	62.99	69.25	78.37	39.38	37.98	44.50
<i>ILL</i>	11.92	4.26	2.02	14.08	5.31	5.27	7.42	8.44	14.94	12.39	17.88	14.43	16.45	17.68	18.18	1.83	10.02	2.58	9.14	12.95	10.52
<i>MM</i>	28.68	16.56	16.99	7.65	18.47	—	—	—	—	2.99	—	0.91	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>CHLSP</i>	—	17.33	23.19	14.46	4.25	24.98	15.93	15.95	14.07	6.11	0.70	2.32	0.03	—	—	24.62	14.28	7.61	18.89	13.96	6.76
<i>CCRCH</i>	—	8.43	8.66	6.49	2.29	8.73	2.68	4.78	2.75	2.77	—	1.38	0.22	—	—	1.76	—	—	—	—	—
<i>DL</i>	13.79	—	—	—	—	—	1.86	—	—	—	5.12	3.14	3.34	2.59	2.03	0.57	—	—	4.43	8.22	5.00
<i>ANK</i>	2.56	7.29	2.65	2.72	5.37	1.53	1.86	1.06	1.36	0.64	—	1.24	4.92	1.68	2.56	—	—	—	—	—	—
<i>SD</i>	—	—	—	—	—	—	0.18	—	—	—	—	—	0.11	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>GTPRL</i>	8.09	—	—	—	—	—	1.14	—	—	—	8.10	2.25	0.96	2.44	1.21	—	3.41	3.45	15.04	8.16	4.23
<i>APRTPR</i>	0.81	1.21	1.27	1.74	0.83	2.02	2.13	1.25	1.11	0.60	1.54	1.15	0.98	0.70	0.62	1.36	1.22	1.09	1.50	1.62	1.37
<i>n</i>	1	1	1	3	3	62	8	33	24	1	1	6	3	8	3	4	1	5	1	35	7

1, 2 – роговообманковые плагиогнейсы; 3 – тонкополосчатые биотит-куммингтонит-роговообманковые плагиогнейсы; 4 – биотит-роговообман-ковые плагиогнейсы; 5 – биотит-куммингтонитовые и биотитовые микрогнейсы лейкократовые; 6, 7 – биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые плагиогнейсы гранатсодержащие; 8 – 15 роговообманково-биотитовые и биотит-куммингтонитовые плагиогнейсы; 9 – 16 – биотитовые, роговообманково-биотитовые плагиогнейсы грантсодержащие лейкократовые; 10 – биотитовые плагиогнейсы гранатсодержащие лейкократовые; 11 – биотит-куммингтонитовые микрогнейсы; 12 – биотит-роговообманковые плагиогнейсы лейкократовые; 13 – то же, калишпатизированные; 14 – 21 – гранат-биотитовые плагиогнейсы лейкократовые; 15 – калишпатизированные; 16-18 – куммингтонитовые, биотит-куммингтонитовые, ждритовые и биотит-ждритовые микрогнейсы; 19 – гранат-биотит-куммингтонитовые плагиогнейсы меланократовые; 20 – роговообманково-куммингтонитовые плагиогнейсы гранатсодержащие; 21 – роговообманково-куммингтонитовые плагиогнейсы биотитсодержащие. Плагиогнейсы гр. 4, 6, 7, 12, 13 из гумеловщинской, остальные – из шашковской толщи околоской серии Средние значения пород групп 6, 8, 9, 14, 15, 20, 21 – по данным (или с использованием данных) А.А. Архиповой (Геология Беларуси, 2001, табл. 3.15, 3.17)

(исключение представляют калишатирированные разности), существенное преобладание N_2O над K_2O и закисного железа над окисным, умеренная или повышенная железистость ($F_{об}=0.65-0.80$), высокая, за редким исключением, глиноземистость ($al' > 1.0$) и слабо варьирующее содержание микроэлементов (табл. 2.3.15), в большинстве случаев соответствующее кларковым значениям для осадочных и средних магматических пород по А.П.Виноградову [1962]. По сравнению с последними плагиогнейсы обеднены Pb, Sr, Zr, Nb, нередко также Ba. Наблюдается сходство микроэлементного состава плагиогнейсов со средним микроэлементным составом граувакк и глинистых сланцев по Л.Н.Овчинникову [1990]. В то же время по содержаниям Cr и Ni они существенно отличаются от близких по кремнекислотности средних, умереннокислых и кислых эффузивов известково-щелочных серий, в которых количество этих элементов на порядок ниже 4–15 г/т [Фролова, Бурикова, 1997].

Главными отличительными признаками разных типов плагиогнейсов являются соотношения и количественные содержания MgO и CaO , отчасти – Al_2O_3 , и коэффициент глиноземистости (al'). В большинстве случаев CaO преобладает над MgO . Среди близких по кремнекислотности пород наиболее высокие содержания CaO свойственны роговообманковым, биотит- и куммингтонит-роговообманковым плагиогнейсам (см. табл. 2.3.14, № 1–5). Количество K_2O в них колеблется в пределах 0.20–1.0%, возрастая до 1.5–2.0% в биотитсодержащих (возможно, биотитизированных) разностях. Биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые плагиогнейсы гуменовщинской толщи (см. табл. 2.3.14, № 6, 7) и биотит-куммингтонитовые микрогнейсы шашковской (табл. 2.3.14, № 8–10) отличаются в целом более высокими содержаниями K_2O и меньшим количеством CaO . По низким содержаниям MgO выделяются преимущественно лейкократовые биотитовые, куммингтонит-биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы среднего и кислого составов (см. табл. 2.3.14, № 11–15).

Для них, как и для наиболее кислых разновидностей роговообманковых и куммингтонитовых плагиогнейсов, характерно существенное преобладание Al_2O_3 над суммарным количеством железа и магния ($al'=3.1-3.9$). Измененные разности плагиогнейсов обогащены K_2O (до 4%) и барием. Среди плагиогнейсов с преобладающей ролью магния петрохимически четко обособляются жедритовые и куммингтонит-жедритовые разности (см. табл. 2.3.14, № 16–18), имеющие средний и умереннокислый состав ($SiO_2=55-65\%$). Помимо высокой магнезиальности, они выделяются максимальными среди всех типов плагиогнейсов содержаниями Al_2O_3 и Na_2O . Близкими к ним по кремнекислотности и преобладанию MgO над CaO являются меланократовые и мезократовые гранатсодержащие биотит- и роговообманково-куммингтонитовые микрогнейсы (см. табл. 2.3.14, № 19–21), отличающиеся меньшей глиноземистостью и более высокими содержаниями CaO , P_2O_5 , а также Co, Sc, Zn.

В целом, исходя из петрохимических особенностей плагиогнейсов околоской серии, всё их разнообразие может быть сведено к пяти главным типам. Первые три типа – это плагиогнейсы, в которых CaO преобладает над MgO : **I** – преимущественно роговообманковые и куммингтонит-роговообманковые, в основном низкокалиевые, **II** – биотит-роговообманковые и биотит-куммингтонитовые

с более высокими содержаниями K_2O и меньшими – CaO и III – биотитовые, куммингтонитовые, иногда гранатсодержащие лейкократовые с низкими (менее 1–2 %) содержаниями MgO . IV и V типы – это плагиогнейсы с преобладанием MgO над CaO : IV – жедритовые высокоглиноземистые существенно натровые и V – биотит- и роговообманково-куммингтонитовые гранатсодержащие умеренно глиноземистые. Внутри каждого типа между различными по кремнекислотности плагиогнейсами, средние составы которых приведены в табл. 2.3.14, нет резких границ и существуют масса переходных разностей, что выявляется при детальном опробовании разреза и особенно наглядно отображается, как будет показано ниже, на диаграммах нормативного минерального состава пород.

Метакарбонатные породы, имеющие весьма ограниченное распространение в Околовском палеобассейне, представлены единичными химическими анализами (табл. 2.3.16, № 22–24). Это существенно кальцитовые разности, в которых CaO преобладает над MgO . Отношение $MgO/(MgO+CaO)$ (коэффициент доломитности “М”) в них колеблется от 5% в мраморах до 15% в кальцифирах. Непременной составляющей является кремнезем, количество которого обратно пропорционально суммарному содержанию кальция и магния и в клинопироксен-роговообманковых кальцифирах достигает 33%. В породах, обогащенных кремнеземом, возрастает количество Al_2O_3 (до 10%). Содержание щелочей непостоянно, но, как и в плагиогнейсах, Na_2O преобладает над K_2O . Микроэлементный состав также близок к плагиогнейсам (см. табл. 2.3.15). Наблюдается некоторое снижение содержаний сидерофильных элементов и Ва, хотя они и превышают кларки в карбонатных породах [Овчинников, 1990], что объясняется, по-видимому, значительной примесью силикатных минералов.

Железистые породы представлены широко варьирующими по кремнекислотности образованиями (см. табл. 2.3.16, № 25–34), общим для которых, независимо от минерального состава, является высокая железистость ($F_{об}=0.85–0.97$), низкая титанистость, весьма низкая глиноземистость, преобладание окисного железа над закисным и кальция над магнием, а также низкие содержания щелочей (обычно менее 1.0%) при преобладающей роли натрия.

Все породы в той или иной степени обогащены P_2O_5 , содержание которого в наиболее железистых породах достигает 2.0% (среднее значение 1.53%). Различающиеся по минеральному составу железисто-силикатные породы и силикатно-магнетитовые кварциты отличаются в основном количеством CaO . В силикатно-магнетитовых кварцитах оно ниже, соответственно выше коэффициент доломитности ($M=0.34–0.41$); в железисто-силикатных породах – 20–25%. Все железистые породы обеднены сидерофильными и халькофильными микроэлементами, содержания которых находятся на уровне кларков для средних и кислых магматических пород и близки к их содержаниям в плагиогнейсах. В меньших, чем в плагиогнейсах, количествах присутствуют Sr, Ва и Zr.

Сходство ряда петрогеохимических характеристик железистых, метакарбонатных и гнейсовых пород позволяет предполагать общность условий их формирования, о которых можно судить на основании реконструкции исходного минерального состава метаморфических пород и сопоставления их с неметаморфизованными образованиями фанерозоя.

**Содержание микроэлементов (г/г) в метаседиментогенных породах
Околовского палеобассейна**

	Разновидности метаседиментогенных пород											
	1-3	4, 5	6, 8, 9	12, 14	15	16-18*	20, 21	22, 23	25, 27	28	29, 31	32, 34
V	150	100	100	50	70	120	150	40	30	80	56	50
Cr	80	32	60	36	34	120	76	30	44	55	54	47
Ni	30	62	26	36	22	68	51	18	18	40	26	23
Co	30	12	18	13	12	13	31	12	25	60	30	20
Sc	23	15	17	7.9	7.1	18	26	4.6	3.2	15	8.0	9.1
Cu	30	45	45	20	31	9.0	46	25	100	10	64	62
Pb	7.0	6.5	10	15	16	5.0	7.2	6.0	6.1	5.0	4.3	4.8
Zn	90	42	92	54	55	40	110	65	170	55	89	110
Sr	160	360	270	410	320	160	290	210	35	50	110	77
Ba	<100	440	500	680	1500	250	220	<100	85	<100	140	180
Zr	120	150	160	150	170	160	140	60	48	120	60	55
Nb	10	12	12	15	17	—	11	6.0	4.5	8.0	6.3	10
Y	20	17	28	21	28	18	30	20	20	35	25	29
V/Cr	1.9	3.1	1.7	1.4	2.0	1.0	2.0	1.3	0.6	1.5	1.0	1.1
Cr/Ni	2.7	0.5	2.3	1.0	1.5	1.8	1.5	1.7	2.4	1.4	2.1	2.1
Ni/Co	1.0	5.2	1.4	2.9	1.8	5.3	1.7	1.5	0.7	0.7	0.9	1.1
Ba/Sr	<0.6	1.2	1.9	1.7	4.7	1.6	0.8	<0.5	2.4	<2.0	1.3	2.3
n	7	7	116	11	22	10	52	2				

Названия разновидностей пород см. в таблицах 2.3.14 и 2.3.16. Средние значения гр. 6-9, 14, 15, 20, 21 по данным или с использованием данных А.А. Архиповой (Геология Беларуси, 2001, табл. 3.16, 3.18); средние значения гр. 25-34 по материалам Л.Л. Шатрубова (число проб неизвестно). * По данным рентгенофлуоресцентного анализа, выполненного в лаборатории оптического спектрального анализа Института геохимии РАН (г. Иркутск), остальные – по результатам приближенно-количественного спектрального анализа, выполненного в прошлые годы в Центральной лаборатории ПО «Центрказгеология» (г. Караганда)

Первичная природа. Метаморфические породы околовской серии большинством исследователей рассматривались как первично вулканогенные или вулканогенно-осадочные образования. В частности, исходными породами амфиболитов и плагиогнейсов считались диабазы или эффузивы основного и среднего состава (Железорудные..., 1974; Шатрубов, 1976; Корнилов, 1981; Найденков, 1991; Пап, 1994 и др.), а плагиогнейсов более кислого состава – умереннокислые эффузивы типа дацитов [Шатрубов, 1976; Корнилов, 1981] или полимиктовые и граувакковые песчаники и алевролиты, накопившиеся вдали от источников сноса в глубоководном Околовском морском бассейне [Пап, 1996]. На возможную принадлежность пироксеновых амфиболитов к парапородам указывал И.В. Найденков [1991]. Железистые кварциты трактовались либо как терригенно-осадочные образования [Железорудные..., 1974], возникшие за счет железистых, крем-

Таблица 2.3.16

Химический и нормативный исходный минеральный состав метакарбонатных и железистых пород Околовского палеобассейна

	Метакарбонаты			Железисто-силикатные породы				Силикатно-магнетитовые кварциты					
	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO ₂	16.60	19.13	13.61	39.14	41.54	45.27	57.46	60.04	53.17	50.65	40.83	38.54	27.92
TiO ₂	0.52	0.17	0.58	0.46	0.12	0.07	0.08	0.17	0.22	0.15	0.08	0.03	0.19
Al ₂ O ₃	4.48	4.40	9.35	8.15	1.95	1.26	2.22	4.51	4.04	3.29	2.33	0.80	2.34
Fe ₂ O ₃	6.36	2.72	0.46	11.26	44.96	27.23	19.22	11.45	32.68	22.02	29.17	52.95	31.14
FeO	—	—	3.79	17.41	—	16.79	9.07	11.35	—	16.40	17.65	—	26.96
MnO	0.26	0.14	0.19	0.28	0.13	0.04	0.08	0.14	0.07	0.77	0.32	0.45	0.33
MgO	6.43	2.00	2.28	4.65	2.33	1.44	2.23	3.45	2.67	2.93	2.26	1.66	3.59
CaO	37.32	40.91	28.38	13.88	7.26	5.91	7.42	5.88	5.06	3.88	3.85	3.11	5.12
Na ₂ O	0.51	1.19	2.86	0.66	0.61	0.28	0.39	0.46	1.35	0.38	0.44	0.52	0.34
K ₂ O	0.85	0.24	0.59	0.30	0.09	0.09	0.09	0.21	0.09	0.13	0.12	0.07	0.14
P ₂ O ₅	0.46	0.06	0.16	1.09	0.70	0.76	0.89	0.65	0.44	0.37	1.13	0.76	1.53
П.п.п.	26.11	28.72	17.83	1.05	0.05	0.52	1.00	1.28	0.07	—	0.49	0.05	0.45
Сумма	99.96	99.73	100.06	98.26	99.75	99.67	100.15	99.57	99.86	100.94	98.56	98.94	100.04
Гоб	0.52	0.59	0.66	0.86	0.95	0.97	0.95	0.87	0.92	0.93	0.95	0.97	0.94
аI'	0.35	0.93	1.43	0.24	0.04	0.03	0.07	0.17	0.11	0.08	0.05	0.01	0.04
Na ₂ O/K ₂ O	0.62	4.94	4.80	2.20	6.76	3.27	4.33	2.21	15.00	3.00	3.61	7.43	2.43
MgO/(MgO+CaO)	14.85	4.65	7.44	25.0	24.3	19.6	25.1	37.0	34.5	43.0	37.0	34.8	41.2
Исходный нормативный минеральный состав													
Q	7.50	8.57	9.18	24.97	28.85	35.23	44.6	49.97	39.45	40.2	32.41	32.09	19.58
OR	—	—	2.33	—	—	—	—	—	—	—	—	0.38	—
PL	4.25	10.61	25.34	4.87	4.48	2.10	3.04	3.91	11.48	3.11	3.76	4.49	2.79
ILL	8.05	2.45	1.77	2.53	0.77	0.73	0.80	2.02	0.87	1.19	1.19	—	1.31
MM	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CHLSRP	1.75	5.33	13.32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CCRCH	39.81	65.66	47.04	0.33	0.17	0.06	0.11	—	—	—	—	—	—
DL	23.64	4.06	—	13.81	8.12	4.98	7.88	12.65	16.45	9.70	6.88	6.01	8.76
ANK	13.58	3.02	—	21.25	9.26	8.96	10.60	2.44	2.41	—	—	—	—
SD	—	—	—	20.28	44.93	45.43	27.35	—	—	—	—	—	—
SHM	—	—	—	9.56	1.95	5.00	3.79	5.71	3.61	8.24	6.38	0.41	7.31
G'PRL	—	—	—	—	—	—	—	21.75	30.44	36.66	46.86	54.84	56.96
AP	0.97	0.12	0.36	2.00	1.40	1.42	1.76	1.41	0.38	0.78	2.45	1.75	3.17
RT	0.47	0.16	0.55	0.40	0.09	0.07	0.07	0.16	0.91	0.12	0.07	0.03	0.12
n	2	1	2	15	—	—	2	2	1	—	7	—	—

22–24 – метакарбонатные породы: 22 – мраморы амфибол-, пироксен- и скалолитсодержащие; 23, 24 – кальцифиты (23–плагноклаз-клинопироксен-карбонатные, 24–плагноклаз-клинопироксеновые); 25–28 – железисто-силикатные породы: 25 – пироксенолиты и пироксеновые амфиболиты гранатсодержащие; 26 – магнетитовые пироксенолиты и мономинеральные амфиболиты; 27 – клинопироксен-магнетитовые кварциты; 28 – амфиболитовые кварциты магнетитсодержащие; 29–34 – силикатно-магнетитовые кварциты: 29 – пироксен-амфиболитовые; 30 – гранат-роговообманковые; 31 – роговообманково-куммингтонитовые; 32 – клинопироксен-роговообманково-куммингтонитовые; 33, 34 – куммингтонитовые. Средние значения пород (р. 25, 27–29, 31, 32, 34 по материалам Л.Л. Шапуровой, рр. 26, 30, 33 – по материалам И.В. Найденова

нистых, карбонатных и глинистых осадков [Корнилов, 1981], либо как вулканогенно-осадочные образования, сформировавшиеся в областях подводного вулканизма в этапы усиления фумарольно-гидротермальной деятельности [Шатрубов, 1976]. Смешанная вулканогенно-осадочная первичная природа предполагалась для гранатосодержащих и куммингтонитовых амфиболитов [Найденков, 1991]. Присутствующие же в разрезе кальцифиры и железисто-силикатные породы (пироксенолиты, магнетитовые анхимономинеральные амфиболиты) обычно считались железо-магнезиально-кальциевыми метасоматитами, возникшими при изменении амфиболитов и других пород околоской серии [Шатрубов, 1975; Пап, 1984, 1996; Химический..., 1997], хотя Н.А.Корнилов [1981] в свое время указывал на возможность их образования за счет осадков, обогащенных карбонатным веществом. В последнее время наметилась тенденция относить к метасоматическим образованиям (продуктам железистого метасоматоза) не только кальцифиры, но и железистые кварциты [В.В.Солодилова, устное сообщение].

Однако довольно четкая стратификация разреза околоской серии, отсутствие метаморфической (метасоматической) зональности, частое переслаивание пород, отличающихся как минеральным, так и химическим составом, четкая, нередко тонкая параллельная полосчатость (по-видимому, реликтовая слоистость) с элементами ритмичности, особенности химического состава пород, сходство породных ассоциаций и строения разреза с железорудными формациями докембрия, седиментогенное происхождение которых не вызывает сомнений [Железисто-кремнистые..., 1988, 1991], свидетельствуют в пользу представлений большинства исследователей о первично-осадочном (вулканогенно-осадочном) генезисе как серии в целом, так и входящих в ее состав железистых пород. При определении палеотектонических условий накопления таких формаций обычно акцентируется внимание на петрогенетических особенностях вулканогенных образований как индикаторах геодинамических режимов, а также на условиях седиментации железистых (железисто-кремнистых) пород, тогда как литогенетические аспекты этой проблемы разработаны значительно слабее, на что справедливо указывали Я.Н.Белевцев и Д.А.Кулик [Железисто-кремнистые..., 1991], и ассоциирующиеся с вулканитами и железистыми кварцитами разнообразны по составу гнейсы и сланцы трактуются в общем как породы вулканогенно-осадочного и осадочного происхождения. Этот пробел может быть в какой-то степени восполнен посредством реконструкции исходного минерального состава гнейсов на основании метода литохимических пересчетов с использованием программы MINLITH [Розен и др., 2000а]. Вулканогенные породы при этом сохраняют свое значение как показатели геодинамической обстановки формирования рудоносного бассейна в целом.

Метаморфизованные вулканиты в Околоском палеобассейне представлены *метабазитами*, сосредоточенными преимущественно в нижней, гуменовщинской, толще. Пространственно с ними ассоциируют близкие по химизму метагабброиды и метадиабазы русиновского комплекса. Как те, так и другие по повышенной магнезиальности, сравнительно низкой глиноземистости, обедненности крупноионными литофильными элементами (Ba, Sr, Zr, Nb) и довольно высокой концентрации хрома и никеля сходны с базальтами толеитовых серий, формиру-

ющихся в участках земной коры с океаническим типом строения и в условиях геодипамического режима растяжения [Магматические..., 1985]. Примечательно петрогеохимическое сходство метабазитов с магнезиальными толеитами позднеархейских зеленокаменных поясов и, в частности, такого детально изученного пояса, как Абитибиды (Канада), что позволяет предполагать близкие условия проявления базальтоидного магматизма в их пределах, а, возможно, и сходство тектонических обстановок формирования. Главное отличие Околовского палеобассейна от большинства зеленокаменных поясов заключается в ограниченном распространении в нем вулканитов, представленных, по-видимому, только породами базитового состава. Причем незначительная мощность (от 1–2 см до 1,5 м) некоторых прослоев метабазитов, наличие в них тонкой полосчатости указывают на более вероятную принадлежность их к туфовым или туфогенным, а не лавовым образованиям. Метаморфические породы, которые могли бы быть надежно диагностированы как эффузивы среднего и кислого состава, не встречены.

Плагиогнейсы по кремнекислотности соответствуют магматическим породам среднего, умереннокислого и кислого составов, но, судя по полосчатым, нередко тонкополосчатым текстурам, небольшой мощности слоев (обычно первые метры), содержащих многочисленные прослои, в разной степени обогащенные темноцветными минералами, повышенным содержанием Sr и Ni, представляют собой, вероятнее всего, метаморфизованные седиментогенные породы. Это предопределяет правомерность использования метода литохимических пересчетов химических анализов плагиогнейсов на нормативный количественно-минеральный состав осадочных пород по программе MINLITH [Розен и др., 2000а].

Как показали расчеты, для всех разновидностей плагиогнейсов, независимо от их химического и минерального составов, характерны высокие содержания нормативных кварца и полевого шпата, часто с преобладанием последнего. По аналогии с расчетными составами неметаморфизованных осадочных пород эти минералы трактуются как обломочные (терригенные) компоненты [Розен, Димрот, 1982; Розен и др., 2000а]. В нормативном составе большей части плагиогнейсов суммарное количество кварца и полевого шпата превышает 50%, что свидетельствует, вероятно, о малой распространенности среди них первично глинистых (пелитовых) осадков, в которых доля этих компонентов обычно составляет не более 15–30% и 10–35%, соответственно [Гаррелс, Маккензи, 1974]. По-видимому, преобладающими типом отложений были осадки песчаной и алевритовой размерности, что отличает Околовский палеобассейн от более древних, существовавших в этом регионе палеобассейнов – Брагинского, Рудьянского и др., в которых доминировали глинистые и алевритоглинистые осадки. Другой отличительной особенностью является значительное преобладание во всех типах плагиогнейсов Na_2O над K_2O . Это выражается не только в дефиците нормативного калиевого полевого шпата (что характерно и для исходных пород более древних палеобассейнов), но и в пониженной роли иллитовой (гидрослюдистой) составляющей.

Выделенные петрохимические типы плагиогнейсов различаются сочетаниями нормативных глинистых минералов – хлорита, иллита и монтмориллонита, количественными соотношениями кварц-полевошпатовой и глинистой составляющих и присутствием или отсутствием нормативных карбонатных и окисных

минералов (см. табл. 2.3.14, рис. 2.3.20). В соответствии с этим, а также на основании сопоставления с количественно-нормативным составом неметаморфизованных седиментогенных пород (табл. 2.3.17, рис. 2.3.21), могут быть намечены пять типов вероятных исходных пород околоских плагиогнейсов: I – песчано-карбонатно-глинистые (туфы, туффиты или туфоалевролиты), II – карбонатно-глинисто-песчаные (известковистые петрокластические и полимиктовые граувакки), III – глинисто-песчаные кварц-полевошпатовые (полевошпатовые граувакки), IV – глинисто-песчаные полевошпатовые (полевошпатовые песчаники или туффиты), V – железистые карбонатно-песчано-глинистые породы (известковисто-железистые глинистые сланцы и алевропесчаники). В зависимости от количества нормативного кварца в каждом типе пород выделяются несколько разновидностей, имеющих между собой постепенные переходы.

1. Первичные песчано-карбонатно-глинистые породы (туфы, туффиты или туфоалевролиты) – так может быть интерпретирован нормативный минеральный состав роговообманковых и куммингтонит-роговообманковых плагиогнейсов (табл. 2.3.14, рис. 2.3.20, № 1–5), если считать их метаморфизованными терригенными осадками. Однако подобным же образом рассчитывается химический состав андезитов (табл. 2.3.17, рис. 2.3.21, № 2). Среди плагиогнейсов это единственная группа пород, в нормативном составе которых установлено значительное количество монтмориллонита (до 20–28 %). Помимо него, в породах среднего и умереннокислого состава (см. табл. 2.3.14, рис. 2.3.20, № 2–5) присутствует хлорит, в меньшем количестве иллит, а также карбонатные минералы – кальцит и анкерит. Хлорит представлен, по-видимому, умеренно железистой разновидностью (среднее значение железистости примерно 0.65–0.75), что вытекает из установленной прямой корреляционной зависимости коэффициента железистости хлорита и вмещающих его пород [Розен, 1975]. Следует заметить, что монтмориллонит-хлоритовая ассоциация является неременной составляющей нормативного состава основных и средних магматических пород. Присутствие ее в седиментогенных породах может указывать на наличие в них вулканогенного материала или продуктов его разложения. Примечательно, что близкий нормативный минеральный состав имеют литокластические граувакки Центрального Казахстана и хорошо сохранившиеся граувакки группы Кадиллак верхнеархейского зеленокаменного пояса Абитибби в Канаде (см. табл. 2.3.17, рис. 2.3.21, № 3–5). В отличие от них, в нормативном составе пород рассматриваемого типа содержится меньше кварца и иллита и больше полевого шпата. Повышенные содержания последнего, как считают Ф.Петтиджон с соавторами [Петтиджон и др., 1976], свойственно песчаным породам с примесью туфового (туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты) или переотложенного вулканокластического материала (вулканомиктовые песчаники или алевролиты).

Еще одним диагностическим признаком является соотношение нормативных кварца, полевых шпатов и глинистых минералов, которое, судя по эмпирически установленной корреляционной связи химического и гранулометрического состава граувакк [Петтиджон и др., 1976; Розен, Димрот, 1982], отражает степень их дисперсности: содержание глинистого материала возрастает с уменьшением их зернистости. В данных породах соотношение указанных компонентов варьирует

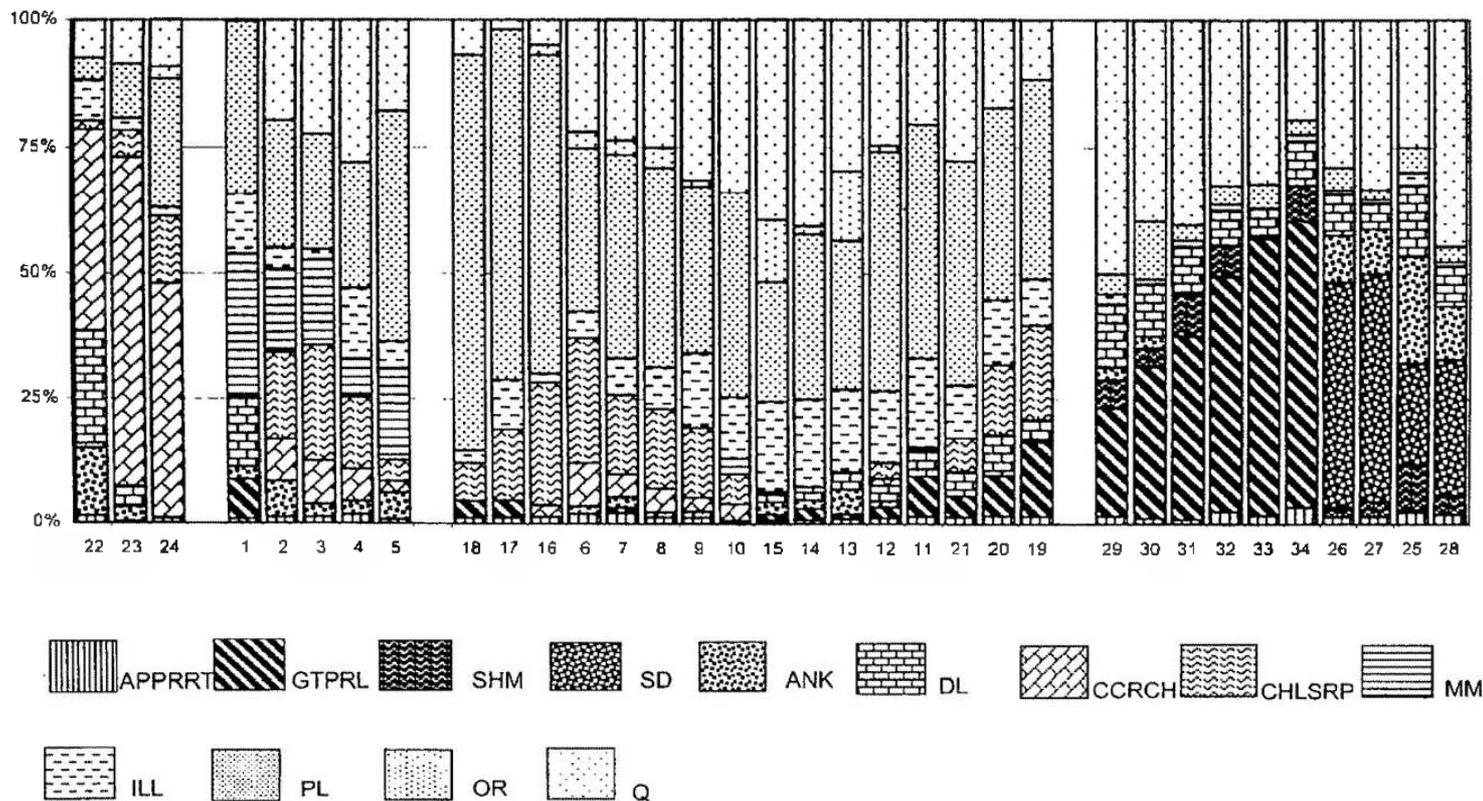


Рис. 2.3.20. Диаграмма нормативного минерального состава метаседиментогенных пород Окловского палеобассейна
 Пояснения см. в примечаниях к табл. 2.3.14 и 2.3.16

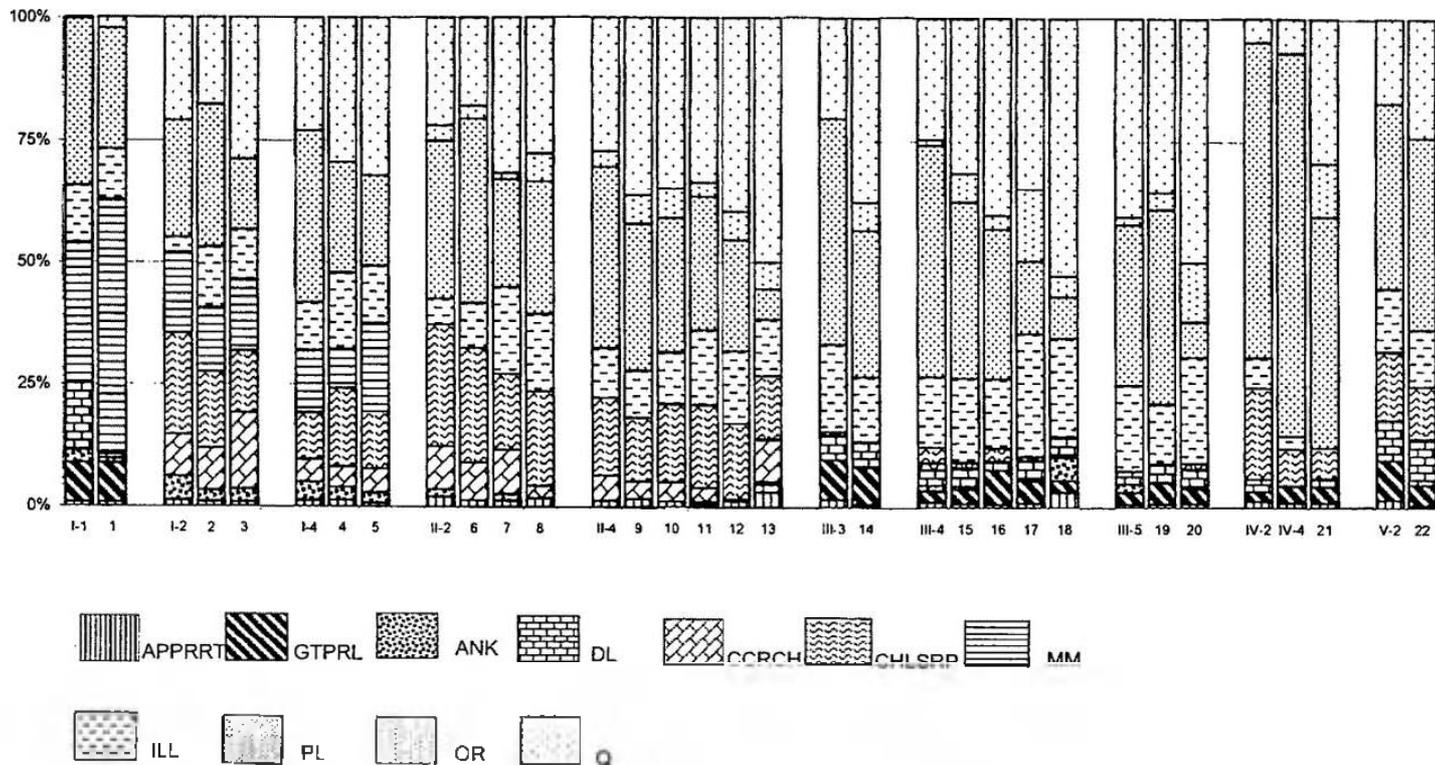


Рис. 2.3.21. Диаграмма нормативного минерального состава метаседиментогенных пород Околовского палеобассейна и некоторых типов терригенных пород разного возраста и происхождения.

Пояснения см. в примечании к табл. 2.3.17

Средний химический и нормативный минеральный состав метаседиментогенных пород Околовского палеобассейна и некоторых типов терригенных пород фанерозоя и современных осадков

	1-1	1	1-2	2	3	1-4	4	5	II-2	6	7	8	II-4	9	10	11	12	13
SiO ₂	52.23	57.64	58.92	59.70	53.69	64.67	60.95	65.00	57.18	56.12	58.42	58.78	64.51	66.94	65.84	65.80	64.82	65.67
TiO ₂	0.55	0.80	0.74	0.54	0.54	0.63	0.78	0.66	1.16	0.79	0.77	0.68	0.65	0.57	0.72	0.64	0.46	0.34
Al ₂ O ₃	19.62	21.24	15.25	17.42	11.67	16.25	14.87	14.40	15.16	16.30	13.66	14.94	15.46	13.05	13.51	14.75	12.84	8.59
Fe ₂ O ₃	9.53	2.33	2.33	2.09	1.91	2.88	2.63	4.55	2.71	4.04	2.45	4.58	1.93	0.74	2.59	5.92	3.39	3.33
FeO	—	4.17	6.64	4.33	2.94	2.18	3.90	—	6.57	3.97	3.54	2.00	4.06	3.97	3.11	—	1.94	1.36
MnO	0.08	—	0.17	0.13	0.22	0.06	0.14	—	0.12	0.15	0.15	0.16	0.09	0.40	0.12	—	0.06	0.07
MgO	4.77	2.10	3.78	3.44	2.64	2.05	2.85	2.93	3.35	3.67	2.34	3.00	2.31	1.91	2.43	3.18	2.38	2.86
CaO	6.31	0.88	7.22	6.55	9.20	4.69	3.58	3.60	6.66	5.17	5.84	2.15	3.62	2.33	2.61	2.25	0.80	6.01
Na ₂ O	4.91	3.88	3.28	3.74	1.88	4.32	2.64	2.50	3.64	4.11	2.33	2.76	4.09	3.15	2.92	2.93	2.26	0.65
K ₂ O	1.23	1.00	0.32	1.50	0.91	0.95	1.45	1.10	1.09	1.31	1.83	2.32	1.53	1.88	2.02	1.97	2.21	1.96
P ₂ O ₅	0.15	—	0.25	0.19	0.13	0.24	0.19	—	0.41	0.24	0.20	0.41	0.26	0.15	0.17	—	0.24	0.13
П.п.п.	0.89	5.97	0.65	0.31	17.48	0.96	6.98	—	1.59	4.27	12.75	—	1.32	2.81	4.37	—	—	6.60
Сумма	100.27	100.01	99.55	99.94	103.21	99.87	100.96	94.74	99.62	100.14	104.28	91.78	99.83	97.90	100.41	97.44	91.40	97.57
Фоб	0.67	0.76	0.71	0.66	0.66	0.71	0.70	0.61	0.74	0.69	0.72	0.69	0.72	0.73	0.71	0.65	0.69	0.62
al ⁺	1.37	2.47	1.20	1.77	1.56	2.29	1.59	1.93	1.20	1.40	1.64	1.56	1.86	1.97	1.66	1.62	1.67	1.14
Na ₂ O/K ₂ O	4.0	3.9	10.3	2.5	2.1	4.5	1.8	2.3	3.4	3.1	1.3	1.2	2.7	1.7	1.4	1.5	1.0	0.3
Нормативный минеральный состав																		
Q	0.20	2.24	20.88	17.67	28.84	22.96	29.41	32.11	21.91	17.95	31.62	27.62	27.16	36.3	34.77	33.46	39.57	50.03
OR	—	—	—	—	—	—	—	—	3.18	2.53	1.23	5.67	3.16	5.91	6.20	3.11	5.82	5.38
PL	33.95	24.47	24.07	29.23	14.62	35.33	22.81	18.68	32.36	37.87	22.27	27.25	37.27	29.93	27.49	27.25	22.69	6.17
ILL	11.92	10.61	3.13	12.48	10.21	9.74	15.63	11.78	5.27	9.22	17.75	15.91	10.22	9.71	10.50	15.31	14.83	11.53
KN	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MM	28.68	52.15	16.50	13.08	14.57	12.83	7.96	18.05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CHLSP	—	—	20.75	15.6	12.7	9.54	16.07	11.77	24.99	23.39	15.52	19.23	15.83	13.01	16.01	16.99	15.51	13.10
SIIM	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CCRCH	—	—	8.55	8.6	15.55	4.56	4.2	4.80	8.74	7.26	9.04	2.17	4.04	3.43	3.23	2.84	—	8.59
DL	13.79	0.80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.10	—	0.39	—	2.12
ANK	2.56	0.93	4.88	2.42	2.62	3.89	2.65	2.15	1.54	0.44	1.30	0.41	1.08	—	0.67	—	0.33	—
SD	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
GTPRL	8.09	8.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.15	—
APRTPR	0.81	0.79	1.24	0.92	0.89	1.15	1.24	0.66	2.01	1.34	1.27	1.74	1.24	1.61	1.13	0.64	1.10	3.08
п	1	1	3	16	146	6	420	—	62	2204	971	1	65	1	963	—	1	—

	III-3	14	III-4	15	16	17	18	III-5	19	20	IV-2	IV-4	21	V-2	22
SiO ₂	61.34	59.84	66.76	68.84	69.11	66.73	68.54	73.25	70.30	73.32	56.75	63.04	68.85	55.34	59.95
TiO ₂	0.93	0.52	0.57	0.50	0.60	0.56	0.71	0.38	0.50	0.59	0.88	0.66	0.74	0.88	0.59
Al ₂ O ₃	16.00	10.36	15.86	14.54	11.38	14.14	8.92	13.28	13.11	10.85	19.50	18.38	12.05	15.69	14.15
Fe ₂ O ₃	2.60	3.50	1.21	0.62	1.41	3.03	3.64	1.01	2.12	2.03	7.49	4.86	2.72	3.03	6.25
FeO	5.03	2.65	2.11	2.47	4.64	1.84	1.66	2.27	1.92	1.36	—	—	2.03	8.74	—
MnO	0.01	0.08	0.04	—	0.17	0.07	0.08	0.05	0.08	0.05	0.06	0.04	0.05	0.12	—
MgO	1.86	1.30	1.75	1.94	2.06	1.84	1.30	0.94	1.13	1.96	4.20	2.17	3.96	4.66	5.20
CaO	2.86	1.90	3.36	2.23	1.15	1.74	2.85	2.08	2.10	1.48	2.32	1.71	0.50	3.88	3.65
Na ₂ O	5.05	2.83	5.23	3.88	3.20	1.58	0.88	3.57	4.26	0.77	7.03	8.43	4.87	4.28	4.25
K ₂ O	1.71	1.96	1.59	2.68	1.76	4.87	2.52	1.96	1.76	4.06	0.59	0.24	1.81	1.28	1.10
P ₂ O ₅	0.27	—	0.23	0.15	0.03	0.13	0.31	0.14	0.12	0.10	0.20	0.18	0.06	0.35	—
П.п.п.	1.44	—	1.25	2.09	4.18	4.02	4.07	0.79	3.06	—	0.99	0.31	3.23	1.73	—
Сумма	99.10	84.94	99.93	99.94	99.69	100.55	95.28	99.72	100.46	96.57	100.07	100.02	99.87	99.97	95.14
FeO	0.80	0.83	0.66	0.61	0.75	0.73	0.81	0.78	0.78	0.64	0.65	0.69	0.62	0.72	0.55
al	1.69	1.39	3.12	2.89	1.40	2.11	1.35	3.15	2.54	2.03	1.67	2.61	1.56	0.96	1.24
Na ₂ O/K ₂ O	3.0	1.4	3.3	1.4	1.8	0.3	0.3	1.8	2.4	0.2	11.9	34.8	2.7	3.4	3.9
Нормативный минеральный состав															
Q	20.46	37.61	24.58	31.43	40.29	34.78	52.63	40.60	35.48	49.9	4.67	6.90	30.35	17.11	24.10
OR	—	5.81	1.15	6.11	2.80	14.80	4.20	1.58	3.60	12.05	—	—	11.41	—	—
PL	46.20	29.91	43.46	35.90	30.57	14.76	8.48	32.73	39.72	7.22	64.60	78.37	48.65	37.98	39.36
ILL	17.88	13.15	14.43	17.27	14.15	25.19	20.15	17.68	12.22	21.71	6.21	2.58	—	12.95	11.64
KN	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MM	—	—	0.91	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CHLSP	0.70	0.14	2.32	1.18	2.69	0.77	—	—	0.08	1.23	18.63	7.61	6.59	13.96	10.8
SHM	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CCRCH	—	—	1.38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
DL	5.12	5.16	3.14	4.33	1.78	4.21	4.27	2.59	3.84	4.00	2.51	—	1.62	8.22	9.37
ANK	—	—	1.24	—	—	—	4.70	1.68	—	—	—	—	—	—	—
SD	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
GTPRL	8.10	7.63	2.25	2.94	7.04	4.62	2.46	3.44	4.28	3.06	2.04	3.45	3.45	8.16	4.15
APRTPR	1.54	0.59	1.15	0.84	0.68	0.87	3.11	0.70	0.78	0.83	1.34	1.09	1.10	1.62	0.58
n	1	1	6	1	1	160	82	8	2495	—	5	5	1	35	—

1 – V – главные типы неравнанных метаседиментогенных пород Околовского палеобассейна (I – песчано-карбонатно-глинистые, II – карбонатно-глинисто-песчаные, III – глинисто-песчаные кварц-полевошпатовые, IV – глинисто-песчаные полевошпатовые, V – железистые карбонатно-песчано-глинистые), с подразделением на подтипы по содержанию SiO₂: 1 – основные, 2 – средне-основные, 3 – средние, 4 – умереннокислые, 5 – кислые (соответствуют средним составам пород в табл. 2.3.10: I-1 – № 1, I-2 – № 2 и 3, I-3 – № 4 и 5, II-2 – № 6, II-4 – № 7-9, III-3 – № 11, III-4 – № 12, III-5 – № 14, IV-2 – № 16 и 17, IV-4 – № 18, V-2 – № 20; 1 – песчано-глинистые породы с примесью измененного вулканического стекла граувакко-сланцевой формации нижней юры Сомхето-Кафаской зоны Кавказа (Петров, 1983, табл. 17); 3–22 – терригенные породы фанерозоя и современные осадки: 3, 4, 6, 7, 10, 17, 19 – песчаные породы верхнего протерозоя – юры Центрального Казахстана (Глухан, Серых, 1999, табл. 2); 3 – среднеосновные и 4 – средние литокластические граувакки, 6 – среднеосновные петрокластические натровые граувакки, 7 – средние, 10 – умереннокислые полимиктовые граувакки, 17 – умереннокислые калиевые и 19 – кислые натровые петрокластические граувакки; 5, 11, 22 – хорошо сохранившиеся граувакки группы Кадиллак зеленокаменного пояса Абитибби, Канада (Ролен, Димрот, 1982, табл. 3); 9 – мелководные граувакки палеозоя геосинклинальной местности, Верхний Гард (Ролен, Димрот, 1982, табл. 3); 13, 18, 20 – алевритовые породы платформенного чехла Русской плиты: 13 – средне-верхнепалеозойские (Ронов и др., 1995, табл. 1), 18 – пелитические палеозойские гумидного климата (Ронов и др., 1995, табл. 3), 20 – рифейские (Ролен и др., 2000, табл. 2); 15, 16, 21 – граувакки (Петтяджон и др., 1976, табл. 6-6); 15 – граувакка францисканской формации юры, Калифорния, 16 – ордовикская граувакка Рейселер, штат Нью-Йорк, 21 – граувакка Твинер верхнего девона-нижнего карбона, Шарифельд; 8, 12, 14 – терригенные осадки Тихого океана (Курунов, 1982, табл. 79); 8, 12 – плейстоценовые Командорской впадины, 14 – лоднищенские на внутреннем склоне Японского глубоководного желоба; 2 – андезиты вулкана Белымяного, п-ов Камчатка (Фролова, Бурикова, 1997, табл. 3.5)

в среднем от 1:1:2 до 1:1:1, что характерно для мелко- и тонкозернистых обломочных пород. Это находит отражение и в расположении фигуративных точек нормативных монтмориллонитсодержащих составов плагиогнейсов вблизи поля пелитовых граувакк на классификационной диаграмме полевые шпаты-глина-кварц (рис. 2.3.22). Аналогичное положение вблизи границы аргиллит-песчаник они занимают и на диаграмме карбонаты-глина-кварц+полевой шпат (рис. 2.3.23).

Исходя из сказанного, можно предположить, что первичными породами для них были либо вулканогенные образования типа мелко- или тонкозернистых туффитов (судя также по их тонкополосчатости, по-видимому, первичной тонкослоистой, текстуре), либо вулканокластические песчаники (литокластические граувакки). Более вероятным представляется первое предположение, учитывая наблюдаемую иногда в разрезах ассоциацию их с метабазитами.

В нормативном составе основных роговообманковых плагиогнейсов рассматриваемой группы пород (см. табл. 2.3.14, рис. 2.3.20, № 1), также содержащих нормативный монтмориллонит, отсутствует хлорит, что не характерно для магматических пород. Нет в них и кварца, но повышено содержание карбонатных (железистый доломит; доля железистого компонента – анкерита составляет 15%) и железистых (гетит, пиролюзит) минералов. По-видимому, первоначально это были карбонатно-глинистые осадки, содержащие продукты разложения вулканокластического, возможно, пеплового материала и гидроксида железа. Среди осадочных пород разности с таким набором нормативных минералов встречаются редко. Наиболее близкими метаморфизованными аналогами могут быть обогащенные разложившимся пепловым материалом глинистые породы юрской сланцево-граувакковой формации Сомхето-Кафанской зоны Армении (см. табл. 2.3.17, рис. 2.3.21, № 1).

II. Первичные карбонатно-глинисто-песчаные породы (известковистые петроклассические и полимиктовые граувакки) являются преобладающим в объеме отношении типом седиментогенных пород Околовского палеобассейна. Такой исходный нормативный минеральный состав предполагается для биотит-роговообманковых, роговообманково-куммингтонитовых гранатсодержащих, гранат-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов. Химический состав их варьирует от основного до кислого (см. табл. 2.3.14, рис. 2.3.20, № 6–10). В отличие от пород предыдущего типа, в их нормативном составе существенно выше содержание кварц-полевошпатового компонента (от 55 до 75%), значительную долю в котором составляет плагиоклаз; в небольшом количестве появляется калиевый полевой шпат. Как и в предыдущем типе, присутствуют нормативные карбонатные минералы (кальцит, анкерит), доля которых в средних и основных породах достигает 10%. Соотношение кварц/полевые шпаты/глины колеблется от 1:1:1 в средне-основных породах до 2:2:1 в кислых, что указывает на преобладание исходных пород алевропесчаной и песчаной размерности. Причем может быть намечен практически непрерывный ряд постепенного изменения количественного содержания глинистого компонента независимо от кремнекислотности, как это выявляется для умеренно кислых пород группы № 8 (см. табл. 2.3.14) детально опробованного разреза скв. 32р (рис. 2.3.24). Такие соотношения более свой-

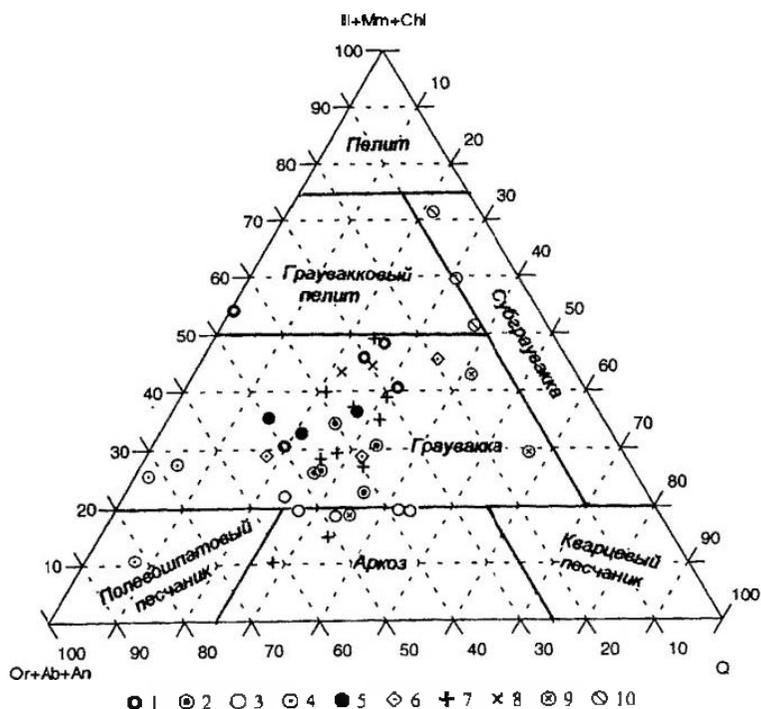


Рис. 2.3.22. Положение средних составов первичных седиментогенных пород Околовского и некоторых докембрийских железорудных палеобассейнов на диаграмме полевые шпаты-пелитовые минералы-кварц

1–5 – метатерригенные (соответствуют главным типам пород в табл. 2.3.16) и 6 – метакarbonатные породы Околовского палеобассейна; 7–10 – первичный состав имеющихся пород железорудных палеобассейнов Кольского полуострова (7), Верховцевского (8) и Кременчугского (9) районов Украинского щита и Курской магнитной аномалии (10), по данным (Железисто-кремнистые... (1991). В вершинах треугольника обозначены нормативные минералы, вычисленные по программе MINLITH

ственны осадочным породам, чем магматическим. В глинистой составляющей присутствуют хлорит умеренной железистости и количественно уступающий ему иллит; лишь в наиболее кислых разновидностях пород наблюдаются обратные соотношения этих минералов.

Иллит-хлоритовая ассоциация является типичной для многих глинистых сланцев, туфогенных песчаников и граувакк, особенно тех, которые связаны с вулканическими областями питания. Появление ее возможно в результате диагенетического изменения тонкообломочной фракции пород – матрикса [Петтиджон и др., 1976], либо продолжительного преобразования в морских условиях каолинита, монтмориллонита и других набухающих минералов в процессе «созревания» захороненного осадка. Возможно, что и в исходных осадках рассматриваемых пород первоначально присутствовал монтмориллонит, появление которого в морских условиях обычно связывается с разложением вулканического материала.

Наблюдается значительное сходство нормативного минерального состава данного типа плаггиогнейсов с расчетным составом граувакк различного возраста

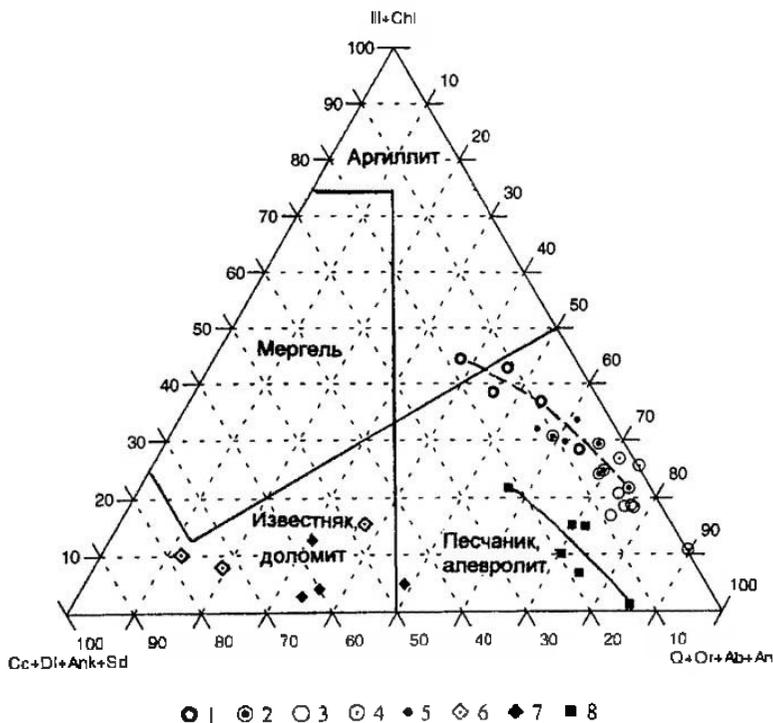


Рис. 2.3.23. Положение средних составов метаседиментогенных пород Околовского палеобассейна на диаграмме карбонат-аргиллит-песчаник

1-5 – метатерригенные (соответствуют главным типам пород в табл. 2.3.17); 6 – метакarbonатные и 7 – железисто-силикатные породы; 8 – силикатно-магнетитовые кварциты. Пунктирной линией показан (граувакковый) тренд, сплошной линией – тренд силикатно-магнетитовых кварцитов. В вершинах треугольника обозначены нормативные минералы, вычисленные по программе MINLITH

и разных регионов, в том числе генотипической местности в Верхнем Гарце и граувакками зеленокаменного пояса Абитибиде, а также плиоцен-плейстоценовыми гемипелагическими осадками Командорской впадины – передового прогиба Западно-Тихоокеанской островодужной области (см. табл. 2.3.17, рис. 2.3.21, № 6–12). Это довольно убедительно свидетельствует в пользу первичной терригенной природы обширной группы метаморфизованных пород Околовского палеобассейна. На классификационных диаграммах (см. рис. 2.3.22 и 2.3.23) их фигуративные точки располагаются соответственно в поле граувакк и песчаников. Причем на последней диаграмме они образуют тренд, являющийся продолжением тренда пород предыдущего типа, что свидетельствует, очевидно, о генетическом родстве этих типов пород и постепенном снижении в них доли глинистого, а, возможно, и вулканокластического материала.

III. Первичные глинисто-песчаные породы (полевошпатовые граувакки) также объединяют широкий диапазон составов преимущественно биотитовых, куммингтонит-биотитовых, нередко гранатсодержащих плагиогнейсов, развитых

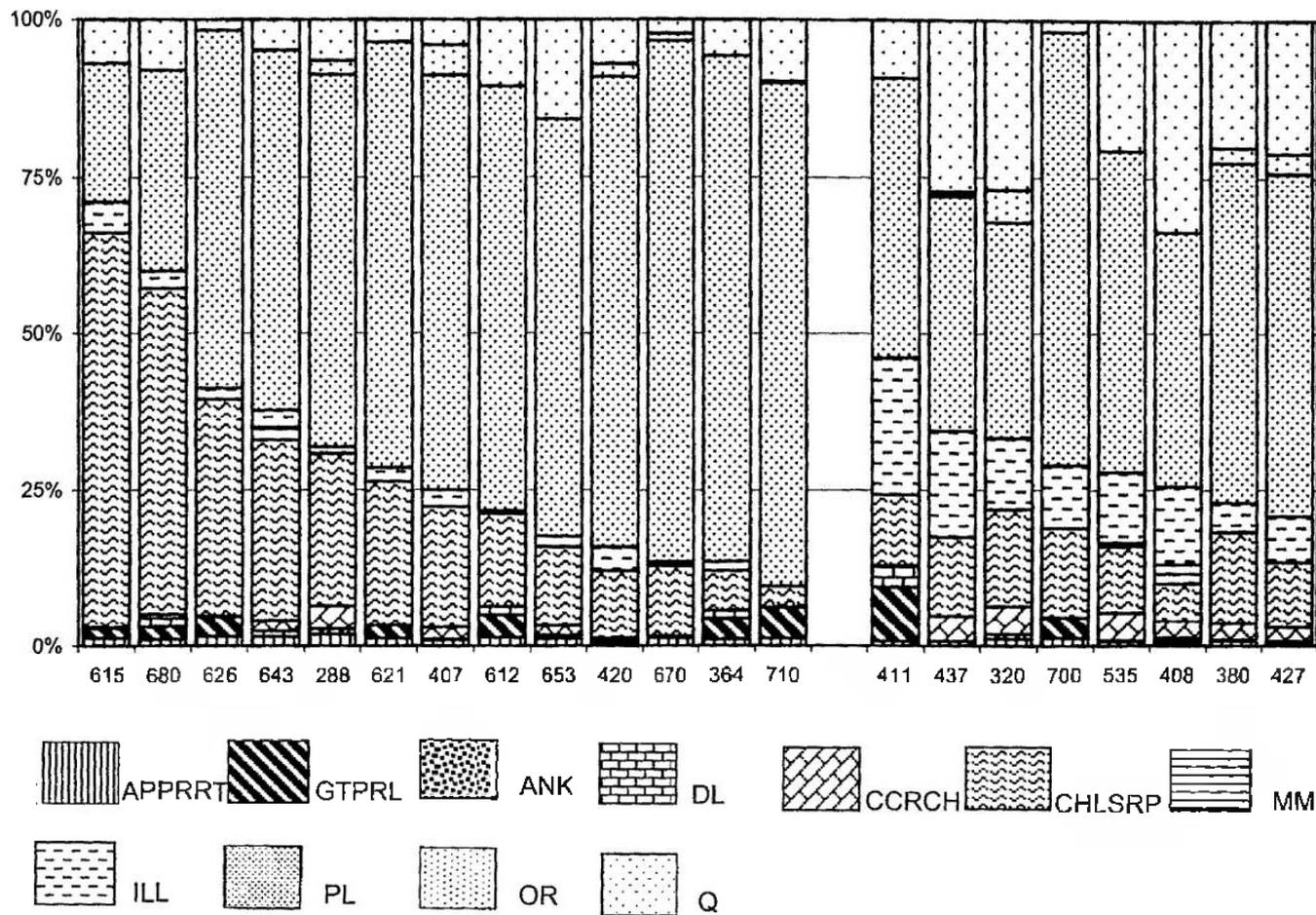


Рис. 2.3.24. Спектры нормативных минеральных составов кумингитовых, жердитовых и биотит-жердитовых микрогнейсов из разреза скв. 32р. Левая часть диаграммы – гнейсы, входящие в состав групп 16 и 18, правая часть диаграммы – гнейсы группы 8 (см. табл. 2.3.14 и рис. 2.3.20). Цифры внизу диаграммы – глубины (в метрах) отбора образцов из керна скв. 32р.

преимущественно в нижней, гуменовщинской, толще. В их нормативном составе велика доля полевошпатового компонента (до 50%), представленного, как и в предыдущих типах пород, плагиоклазом (см. табл. 2.3.14, рис. 2.3.20, № 11–15). Появление нормативного калиевого полевого шпата, как и следовало ожидать, характерно только для измененных (калишпатизированных) разностей. Отличительной особенностью этого типа пород является отсутствие в них нормативного хлорита. Глинистая часть представлена практически одним иллитом, количество которого довольно стабильно в различных по кремнекислотности породах. Другое отличие – преобладание в составе карбонатов доломита и повышенное содержание в средних породах гетита. По нормативно-минеральному составу умереннокислые и кислые разновидности пород сопоставимы с натровыми петрокластическими граувакками Центрального Казахстана, некоторыми граувакками палеозойского и мезозойского возраста Запада США и др. Более основные разновидности по количественному содержанию нормативных иллита, доломита и гетита близки к гемипелагическим осадкам внутреннего склона Японского глубоководного желоба (см. табл. 2.3.17, рис. 2.3.21, № 14), от которых отличаются большей долей полевошпатовой составляющей. На классификационной диаграмме полевые шпаты-глина-кварц (см. рис. 2.3.22) фигуративные точки нормативного минерального состава плагиогнейсов этого типа располагаются на границе, отделяющей поле граувакк от аркозов, а на диаграмме карбонаты-глина-полевой шпат+кварц (см. рис. 2.3.23) образуют компактный ореол вблизи полевошпат-кварцевого ее края. По-видимому, исходными для них были песчаные осадки, содержащие продукты размыва сиалических пород в области сноса.

IV. Первичные глинисто-песчаные полевошпатовые породы (полевошпатовые песчаники или туффиты) – так может быть интерпретирован исходный состав довольно редко встречающихся жедритовых и куммингтонит-жедритовых плагиогнейсов (см. табл. 2.3.14, рис. 2.3.20, № 16–18). В их нормативном составе присутствуют в основном плагиоклаз (от 57 до 83 %) и сравнительно низкожелезистый хлорит ($f=0.60-0.70$), доля которого постепенно снижается по мере роста кремнекислотности пород от 34 до 3.0% (см. рис. 2.3.24). Содержание нормативного кварца не превышает 10%. В незначительном количестве присутствует гетит, иногда карбонат. Большое количество полевых шпатов (свыше 60–70%) и аномально низкое содержание кварца (менее 10%) в седиментогенных породах обычно рассматриваются как показатель присутствия в них туфтового или переотложенного вулканокластического материала [Петтиджон и др., 1976]. Возможно, эти породы возникли за счет хорошо отсортированных вулканомиктовых песчаников, отлагавшихся в неспокойной гидродинамической обстановке, о чем свидетельствуют их слабо выраженные линзовидно-полосчатые текстуры. На диаграмме карбонаты-глина-полевой шпат+кварц (см. рис. 2.3.23) они смещены в сторону от грауваккового тренда, что, вероятно, указывает на отсутствие генетической связи между этими породами.

V. Первичные железистые карбонатно-песчано-глинистые породы (известковисто-железистые глинистые сланцы и алевропесчаники) присутствуют лишь в шапковской толще, где тесно ассоциируют с железистыми породами. Такой нормативно-минеральный состав имеют роговообманково-куммингтонитовые и

куммингтонит-роговообманковые биотит- и гранатсодержащие плагиогнейсы. Среди них выделяются разности основного и умереннокислого состава, общими для которых являются многокомпонентный нормативный минеральный состав, повышенное содержание гегита и апатита и сравнительно низкое – кварца (см. табл. 2.3.14, рис. 2.3.20, № 19–21). Нормативные глинистые минералы представлены примерно равным количеством иллита и хлорита, карбонатные – доломитом. На диаграмме карбонаты-глина-полевошпатовый кварц (см. рис. 2.3.23) фигуративные точки нормативного минерального состава этих пород локализируются вблизи грауваккового тренда. По-видимому, это также были граувакки, но обогащенные гидроксидами железа. Судя по сравнительно невысокой доле кварц-полевошпатовой составляющей, они принадлежали к породам алевропесчаной размерности. Наиболее близкой по нормативно-минеральному составу к породам данного типа оказалась одна разновидность хорошо сохранившейся граувакки зеленокаменного пояса Абитиби, отличающаяся несколько более высоким содержанием SiO_2 , и соответственно, нормативного кварца (см. табл. 2.3.17, рис. 2.3.21, № 2).

В целом, судя по химическому и нормативному минеральному составу плагиогнейсов, исходными породами для них были преимущественно граувакки, что наглядно иллюстрируется классификационными диаграммами полевые шпаты-глина-кварц (см. рис. 2.3.22) и $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 2.3.25). Сравнительно невысокое содержание в породах нормативного кварца, значительное количество и исключительно плагиоклазовый состав полевых шпатов, а также обогащенность глинистым веществом смешанного состава, обычно с существенной долей хлорита, указывают на низкую степень зрелости осадков и присутствие в них либо вулканического материала, либо продуктов размыва основных магматических пород, что также свойственно грауваккам. Тонкая, часто хорошо выраженная реликтовая слоистость указывает на преобладание среди них разностей псаммитовой, алевритовой и более тонкой размерности, что характерно для отложений зон, удаленных на значительные расстояния от областей активного вулканизма. В таких зонах доля собственно туфового материала незначительна; резко преобладают туффиты (примесь осадочного материала менее 50%), но иногда и они составляют незначительный процент среди нормально-осадочных и вулканотерригенных (переотложенных вулканогенных) пород [Малеев, 1963]. По-видимому, такого типа осадки преобладали и в Околовском палеобассейне.

Метакарбонатные породы, согласно нормативному минеральному составу, относятся к *первичным железисто-глинистым доломитовым и глинисто-песчанистым известнякам* (см. табл. 2.3.16, рис. 2.3.20, № 22). В доломитовых известняках карбонатные минералы составляют в среднем 77% и представлены примерно равным количеством кальцита и железистого доломита, доля железистого компонента (анкерита) в котором равна 36%. В качестве примеси в них присутствует небольшое количество глинистого (в основном иллита) и кварц-полевошпатового, очевидно, обломочного материала. В известняках карбонатный материал представлен практически чистым кальцитом, а глинисто-терригенная примесь достигает 50%, причем почти половину ее составляет плагиоклаз, а в глинистой части преобладает хлорит, что аналогично нормативному составу известковис-

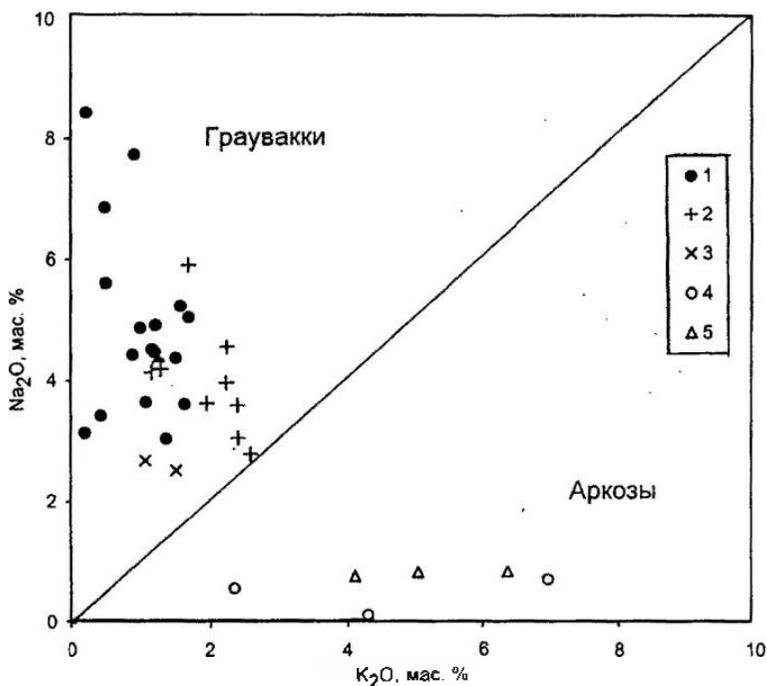


Рис. 2.3.25. Диаграмма отношения содержания Na_2O и K_2O в метаседиментогенных породах докембрийских железорудных палеобассейнов

1 – Околовский палеобассейн; 3-5 – палеобассейны Кольского полуострова (2), Верховцевского (3) и Кременчугского районов Украинского щита (4) и Курской магнитной аномалии (5), по данным «Железисто-кремнистые...» (1991)

тых петрокластических граувакк (см. табл. 2.3.16, рис. 2.3.20, № 7, 8). Это указывает на сходство состава терригенных пород и обломочного материала, поступавшего в карбонатный осадок, а также служит подтверждением первичной осадочной, а не метасоматической природы метакарбонатных пород околовской серии. Дополнительным свидетельством этому является наблюдаемая в разрезе скв. 32р ассоциация этих разновидностей метакарбонатов с разными породами: доломитовых известняков с туфами и туффитами основного состава, песчано-глинистых известняков – с известковистыми граувакками и карбонатсодержащими полевошпатовыми песчаниками.

Железистые породы, судя по нормативному минеральному составу, подразделяются на два типа, которые возникли, вероятно, за счет разных протолитов: кремнисто-железисто-карбонатных и кремнисто-железистых.

Первичные кремнисто-железисто-карбонатные породы (кремнистые и глинисто-кремнистые сидеритовые известняки) – так может быть интерпретирован нормативно-минеральный состав железисто-силикатных пород (см. табл. 2.3.16, рис. 2.3.20, № 25–28). Согласно расчетам, в первичном осадке этих пород содержалось около 45–65% карбонатов, представляющих собой смесь сидерита (пре-

обладал), анкерита и доломита, 25–45% кремнезема, а также железистого хлорита – шамозита ($F_{об}=0.86-0.97$), иллита и полевого шпата (плагиоклаза). В отличие от рассмотренных выше типов метаседиментогенных пород, количество полевого шпата незначительно – менее 5%, что свидетельствует, по-видимому, о малой доле обломочного материала. Нормативный кварц в данном случае является показателем не терригенной примеси, а присутствия в породах кремнезема, образовавшегося, как и карбонаты, по-видимому, хемогенным путем. Характерной особенностью является высокое содержание фосфата кальция (апатита).

Первичные кремнисто-железистые породы (кремнисто-железистые сланцы, шамозит-гетитовые руды). По результатам пересчетов практически однозначно интерпретируется исходный состав магнетитовых и силикатно-магнетитовых кварцитов (см. табл. 2.3.16, рис. 2.3.20, № 29–34), отвечающий, как и предполагалось большинством исследователей, кремнисто-железистым осадкам. В этих осадках содержалось от 20 до 50% кремнезема и 27–64 % железистых компонентов. Характерной особенностью состава последних является присутствие, помимо гидроксидов железа (гётита), нормативного высокожелезистого ($F_{об}=0.87-0.95$) хлорита (шамозита) – минерала, образующего крупные залежи в некоторых неметаморфизованных осадочных железорудных месторождениях. Другая особенность – незначительное содержание нормативных полевых шпатов и иллита, что указывает на крайнюю обедненность исходных осадков глинисто-терригенным материалом. Помимо последнего, по-видимому, присутствовала примесь доломита (до 6–13 %), иногда анкерита. На классификационной диаграмме (см. рис. 2.3.23) фигуративные точки исходного состава железистых пород располагаются в нижнем правом углу диаграммы (вследствие обогащенности пород кремнеземом), образуя тренд, параллельный «граувакковому», что указывает на отсутствие генетической связи между ними и граувакками.

Показательна ассоциация предполагаемых исходных минералов железистых пород – кремнезем, гидроксиды железа, железистый хлорит (шамозит?), доломит, сидерит, фосфаты. Как известно, образование большинства из них может происходить в сходных условиях (восстановительная среда, повышенные соленость, температура, рН и др.) в результате коагуляции коллоидных растворов в донных илах морских бассейнов [Справочное..., 1958]. Причем смешанный многокомпонентный состав илов (карбонатно-глинисто-кремнисто-железистые, глинисто-кремнисто-карбонатные и др.) свойственен обычно глубоководным обстановкам седиментогенеза [Систематика..., 1998]. По-видимому, подобные условия существовали и при накоплении кремнисто-железистых и кремнисто-сидеритовых осадков околоской серии. Наиболее вероятным источником железа и кремнезема, а также фосфора, были, очевидно, субмаринные эксталяционно-гидротермальные источники. В такой же обстановке, при сравнительно ограниченном поступлении обломочного материала, но, вероятно, в иных физико-химических условиях (меньшая глубина, ниже соленость воды), происходило отложение глинисто-известковых первичных осадков.

Выводы. 1. Околоский железорудный палеобассейн сформировался на земной коре с океаническим типом строения в условиях геодинамического режима растяжения. В его развитии выделяются два главных этапа: ранний, когда проис-

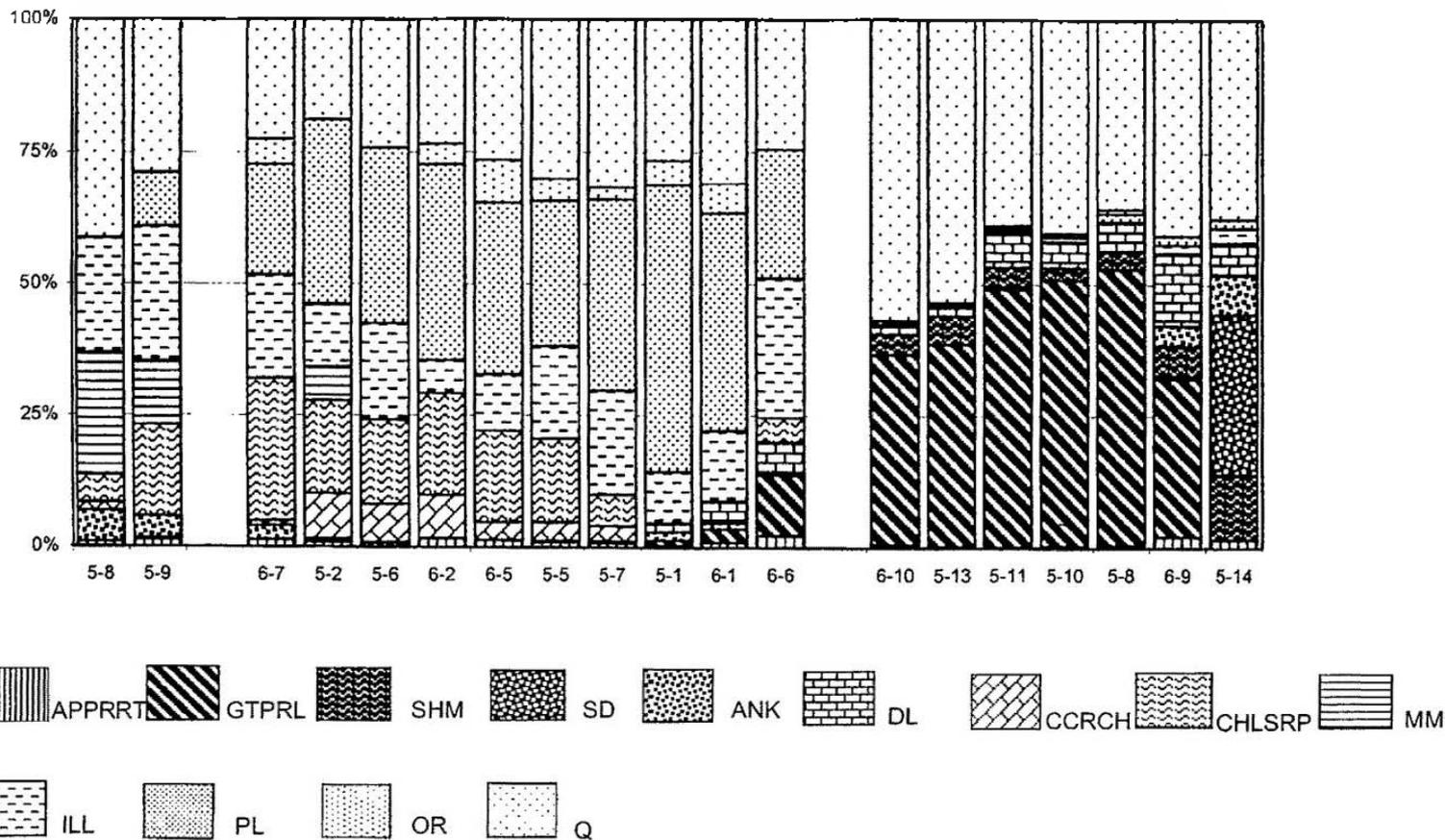


Рис. 2.3.26. Диаграмма нормативного минерального состава мегакристаллических пород Приморского и Алурчицкого палеобассейнов Кольского полуострова

Цифры внизу диаграммы – номера химических анализов из табл. 55 (5-1 – 5-14) и табл. 56 (6-1 – 6-10) (Железисто-кремнистые..., 1991)

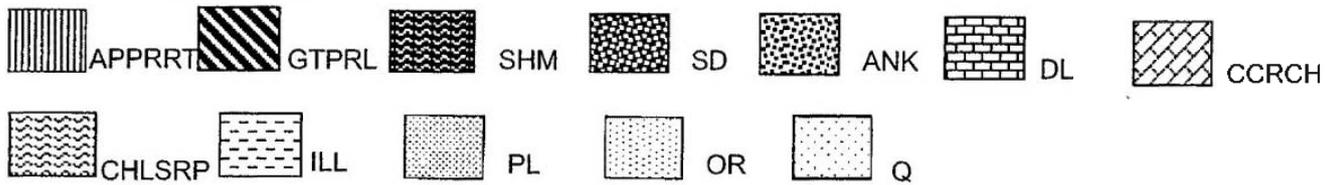
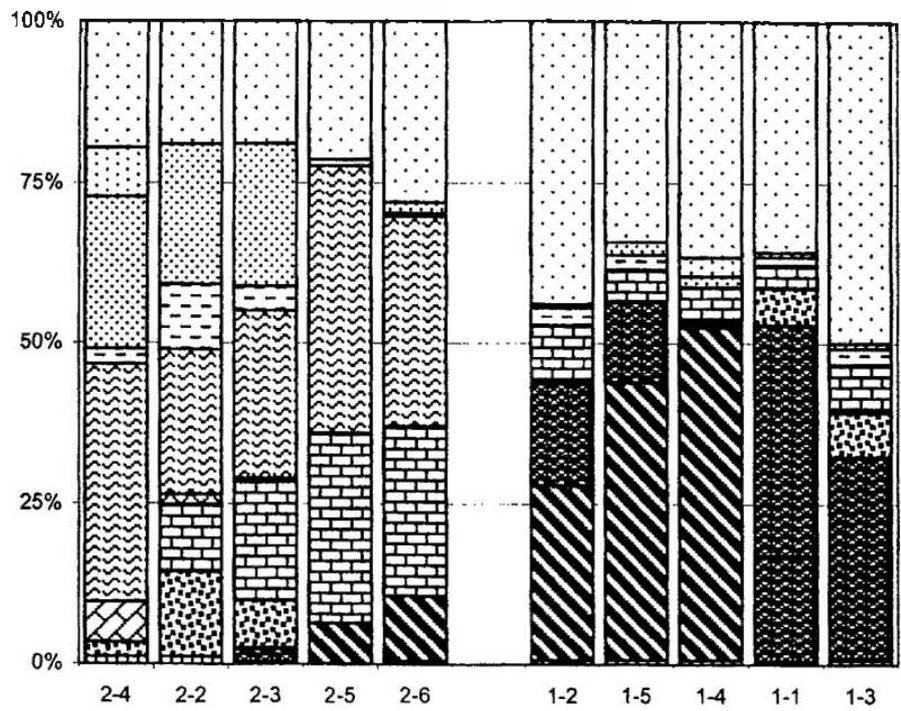


Рис. 2.3.27. Диаграмма нормативного минерального состава метаседиментогенных пород позднеархейского палеобассейна Верховцевского района Украинского щита

Цифры внизу диаграммы – номера химических анализов из табл. 31 (1-1 – 1-5) и табл. 32 (2-2 – 2-6) (Железисто-кремнистые..., 1991)

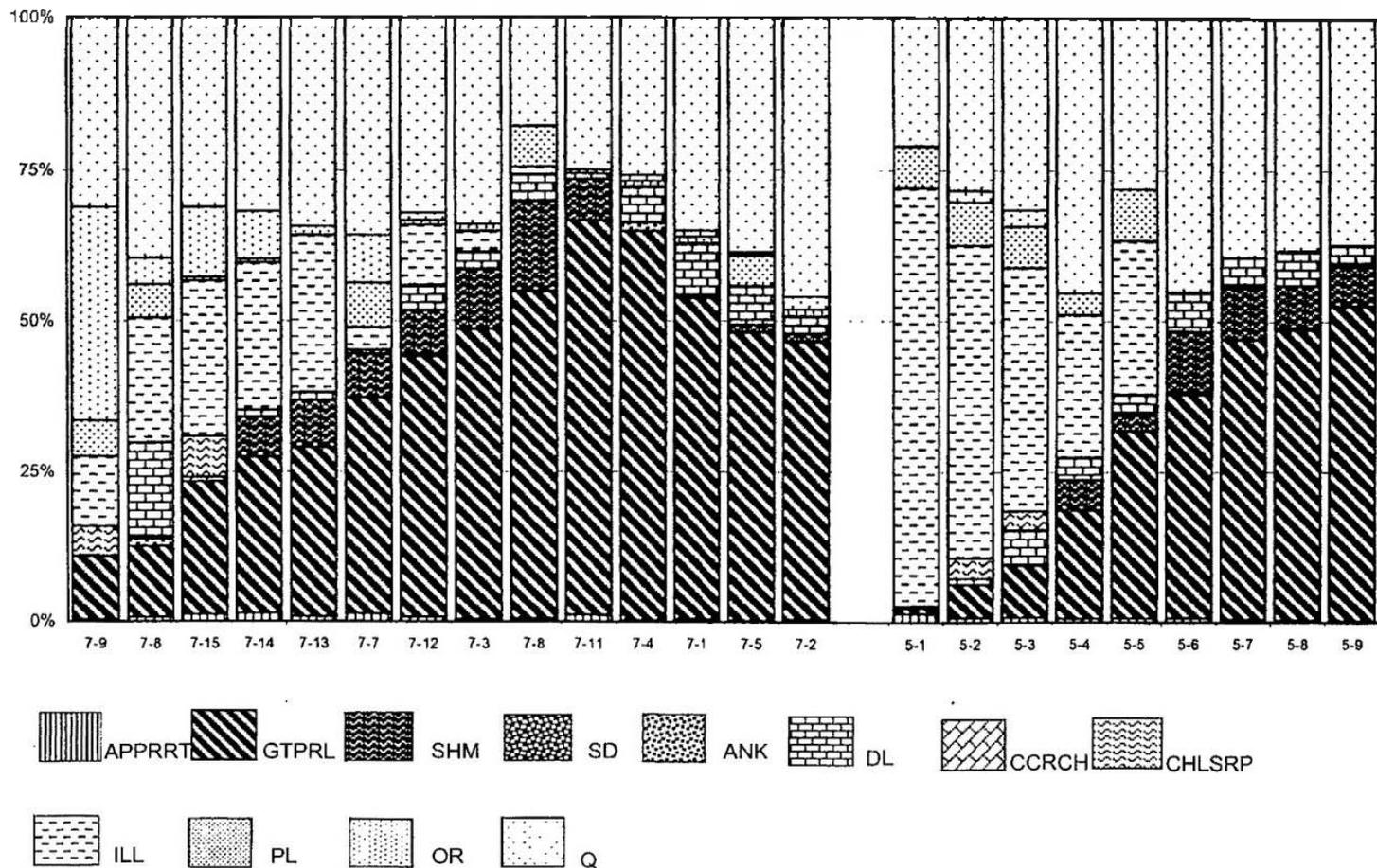


Рис. 2.3.28. Диаграмма нормативного минерального состава мезозойских пород палеобассейнов Кременчугского района Украинского щита и Курской магнитной аномалии.

7-1 – 7-15 – Кременчугский район Украинского щита; 5-1 – 5-9 – Курская магнитная аномалия (Железисто-кремнистые..., 1991, табл. 47 и 25, соответственно)

ходило накопление терригенных пород с подчиненным количеством вулканитов толеитового и магнезиально-толеитового состава, и поздний, характеризующийся появлением, наряду с терригенными отложениями, хемогенных (железистых, карбонатных) осадков и сокращением доли вулканогенного материала.

2. Метаседиментогенные породы Околовского палеобассейна первоначально представляли собой, по-видимому, разнообразные по минеральному составу осадки, включающие вулканогенно-осадочные (туффиты, туфоалевролиты), терригенные глинисто-песчаные (граувакки, песчаники), карбонатно-песчано-глинистые (известковистые алевропесчаники), а также хемогенные карбонатные, кремнисто-железисто-карбонатные и кремнисто-железистые фации.

3. Первичные глинисто-песчаные породы как по химическому, так и нормативно-минеральному составу отвечают грауваккам. Такой же состав, судя по отношению кварц/полевые шпаты/глины (см. рис. 2.3.27, 2.3.28), имеет терригенная составляющая и в остальных породах, что, вероятно, указывает на единый источник обломочного материала. Считается, что большинство граувакк являются морскими турбидитами, образующимися в результате перемещения песчано-глинистой взвеси в глубоководные бассейны периодически возникающими мутьевыми потоками [Петтиджон и др., 1976]. Наличие среди исходных пород Околовского палеобассейна образований, сопоставимых с граувакками, дает основание классифицировать их как отложения турбидных потоков.

4. Преобладание среди первичных терригенных осадков мелкозернистых разностей свидетельствует о принадлежности их к удаленным (дистальным) фациям турбидного потока. Преимущественное же развитие среди вулканогенных пород смешанных туфогенно-осадочных образований псаммитовой и алевритовой размерности (туффитов, туфоалевролитов) указывает на удаленность бассейна осадконакопления и от области активного вулканизма.

5. Осадконакопление происходило, очевидно, в глубоководной части бассейна, где шло отложение тонких карбонатных и кремнисто-железистых осадков, периодически прерываемое отложением приносимого турбидными потоками песчаного и глинистого материала, который переслаивался или смешивался с хемогенными осадками. В таком случае становится объяснимым частое и незакономерное чередование в разрезе околовской серии хемогенных осадков, лишенных примеси терригенного материала, и незрелых граувакковых отложений.

6. По нормативному минеральному составу первичные терригенные породы Околовского палеобассейна существенно отличаются от осадочных пород платформенных областей и, в частности, от алевропесчаников платформенного чехла Русской плиты (см. табл. 2.3.5, рис. 2.3.6, № 13, 18, 20), которые по ассоциации нормативных минералов сходны с соответствующими расчетными составами метаседиментогенных пород Околовского палеобассейна. В последних содержалось меньше кварца (обычно менее 25%, в платформенных – более 50%) и значительно больше полевого шпата (25–80% против 12–20% в платформенных отложениях), что указывает на принадлежность их к низкозрелым осадкам, накапливающимся в бассейнах геосинклинального типа.

7. Реконструкция исходного минерального состава метаседиментогенных пород докембрийских железорудных палеобассейнов позволяет наглядно выявить существующие между ними черты сходства и различия. Проведенные сопоставления показали, что по ассоциации исходных пород Околовский палеобассейн имеет наибольшее сходство с позднеархейскими железорудными бассейнами Кольского полуострова – Приимандровским и Аллареченским [Железисто-кремнистые..., 1988], где так же, как в Околовском палеобассейне, среди исходных пород преобладали граувакки (рис. 2.3.11, № 6–7 – 5–7), присутствовали, по-видимому, туфогенные породы (№ 5–8, 5–9), известково-железистые песчаники и глинистые сланцы (№ 6–1, 6–6), а среди железистых пород также выделяются кремнисто-железисто-карбонатные (№ 5–14) и кремнисто-железистые (№ 6–10 – 6–9).

Те же две разновидности железистых пород (см. рис. 2.3.12, № 1–2 – 1–5) характерны и для позднеархейских железорудных палеобассейнов Приднспровского блока Украинского щита и Воронежского кристаллического массива, где выделяются железисто-кремнистые метаультрабазит-базитовые формации [Железисто-кремнистые..., 1988]. Но здесь другой тип вмещающих отложений, представленных преимущественно основными, реже ультраосновными метавулканидами. В расчетном составе их преобладают хлорит, карбонаты (доломит, анкерит), кварц, плагиоклаз (таким образом обычно рассчитываются metabазиты). Накопление железисто-кремнистых осадков в этих палеобассейнах происходило непосредственно в областях активного базит-ультрабазитового вулканизма, входящих в состав единого Карельско Курско-Криворожского зеленокаменного суперпояса [Буш и др., 2000], протягивающегося в субмеридиональном направлении через всю территорию Восточно-Европейского кратона. Осадконакопление в Околовском палеобассейне и палеобассейнах Кольского полуострова происходило, по-видимому, в то же самое время, но на значительном удалении от этой активной вулканической зоны и, вероятно, в более глубоководных условиях передового прогиба.

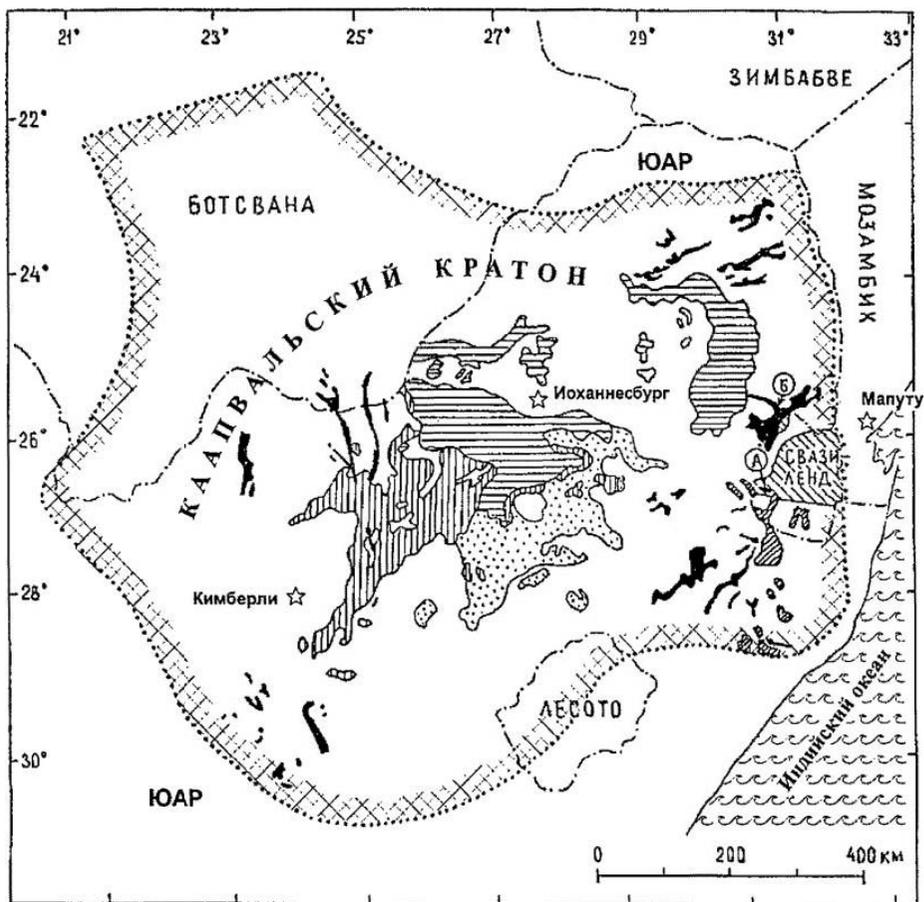
8. Совершенно иной спектр исходных седиментогенных пород характерен для более поздних железорудных бассейнов – Криворожского и Курского (см. рис. 2.3.13). Здесь отсутствуют карбонатные фации железистых осадков, а вмещающие породы представлены преимущественно кварц-гидрослюдистыми сланцами, являющимися, по-видимому, продуктами размыва и переотложения зрелых кор глубокого химического выветривания гранитоидных пород области сноса. Тонкая зернистость и тонкая полиритмичная слоистость пород, а также выдержанность их на обширных территориях свидетельствуют о накоплении осадков в крупных эпикратонных бассейнах в спокойной тектонической обстановке.

В этой связи представляется мало обоснованным отнесение метаморфизованных отложений Околовского палеобассейна к нижнему протерозою. Сходство первичного состава слагающих его метаседиментогенных пород с отложениями позднеархейских зеленокаменных поясов Восточно-Европейского кратона и кардинальное отличие тех и других от породных ассоциаций эпикратонных железорудных бассейнов свидетельствует о более раннем – архейском (позднеархейском) – времени формирования Околовского палеобассейна.

2.4. Каапвальский кратон, Южная Африка

В данном разделе на основе MINLITH-нормативных минеральных составов терригенных пород выявляются основные тенденции изменения минерального состава осадочных отложений на докембрийском этапе становления земной коры региона. Предметом рассмотрения являются ареалы распространения зеленокаменных ассоциаций раннего докембрия в пределах Каапвальского кратона Южной Африки (рис. 2.4.1). Каапвальский кратон – один из классических гранито-гнейсовых/зеленокаменных ареалов – характеризуется уникальным распространением обширных бассейнов осадконакопления, формировавшихся почти непрерывно от палеоархея (3.5 млрд.лет) до конца палеопротерозоя (1.8 млрд.лет). Древнейшие участки кратона слагает Древний Гнейсовый Комплекс (ДГК) (3.6–3.5 млрд.лет) на территории Свазиленда и зеленокаменный пояс Барбертон (3.5 млрд.лет), расположенные у юго-восточной границы кратона. Наряду с несколько более молодыми террейнами к югу и северу, эти ареалы составляют ранние ядра кратона. В юго-восточной части, к 2.94 млрд.лет, начал развиваться седиментационный бассейн Понгола, который частично перекрывается более молодым бассейном Витватерсранд (2.7–2.8 млрд.лет). Предполагается, что осадочные породы этих двух ареалов являются фрагментами единого, более обширного в архее осадочного бассейна. Более молодые бассейны Вентерсдорп (2.63–2.7 млрд.лет), Вентерсдорп и Трансвааль (2.6–2.1 млрд.лет) расположены в центральной части кратона. Наиболее молодой из рассматриваемых бассейнов представлен осадочными породами стратиграфических групп Вотерберг-Саутпесберг (1.75–1.8 млрд.лет) (рис. 2.4.1, 2.4.2).

Изучению геохимических особенностей древних метаседиментогенных пород региона, реконструкции палеогеографических и гидродинамических условий их седиментации посвящены многочисленные работы [Condie et al., 1970; Condie, Wronkiewicz 1990; de Wit, Ashwal, 1997; Eriksson, 1977, 1979, 1980a,б; 2000; Jahn, Condie, 1995, 1994; Kröner et al., 1994; McLennan Taylor, 1983; Reimer, 1985; Wronkiewicz, Condie, 1987, 1989, 1990;] и др. В этих англоязычных публикациях используются местные стратиграфические подразделения, образующие ряд последовательного соподчинения терминов: «formation – group – supergroup», приблизительно соответствующих понятиям толща – свита – серия, которые приняты в русскоязычной литературе, но имеют достаточно четкие ограничения [Стратиграфический ... 1977]. Во избежание искажений при переводе, англоязычные термины приведены в тексте как фонемы в русском написании: «формация – группа – супергруппа», а их смысловые соотношения в каждом конкретном случае очевидны из текста. Крупные стратиграфические подразделения (группы, супергруппы) характеризуют достаточно компактные ареалы докембрийской седиментации, среди которых наблюдаются как новообразованные, так и унаследованные прогибы, которые в той или иной степени тектонически фрагментированы. Такие прогибы по существу соответствуют термину «палеобассейн», принятому в данной книге. Поэтому в последующем изложении приводятся адекватные материалы по указанным подразделениям в предположении, что такая характеристика



- | | | | |
|---|----------------------------------|---|--|
|  | Фрагменты зеленокаменных поясов |  | Бассейн Витватерсранд |
|  | Древний гнейсовый комплекс (ДГК) |  | Бассейн Вентерсдорп |
|  | Двалайл |  | Бассейн Трансвааль |
|  | Зеленокаменный пояс Барбертон |  | Структурная граница Каапваальского кратона |
|  | Бассейн Понгола | | |

Рис. 2.4.1. Карта-схема Каапваальского кратона Южной Африки

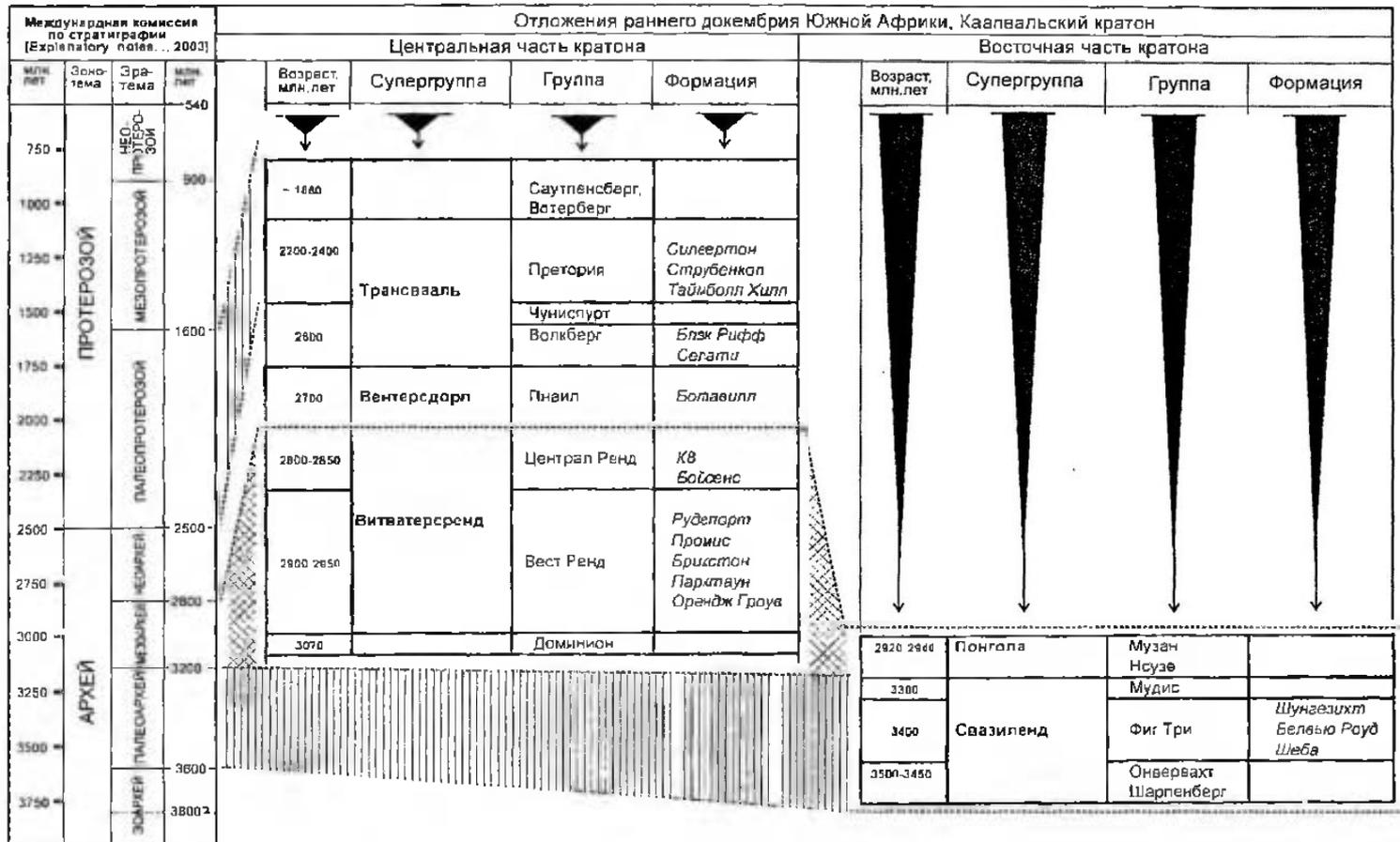


Рис. 2.4.2. Стратиграфическая схема архей-протерозойских осадочных образований Каапвальского кратона Южной Африки (по [Condie et al., 1990])

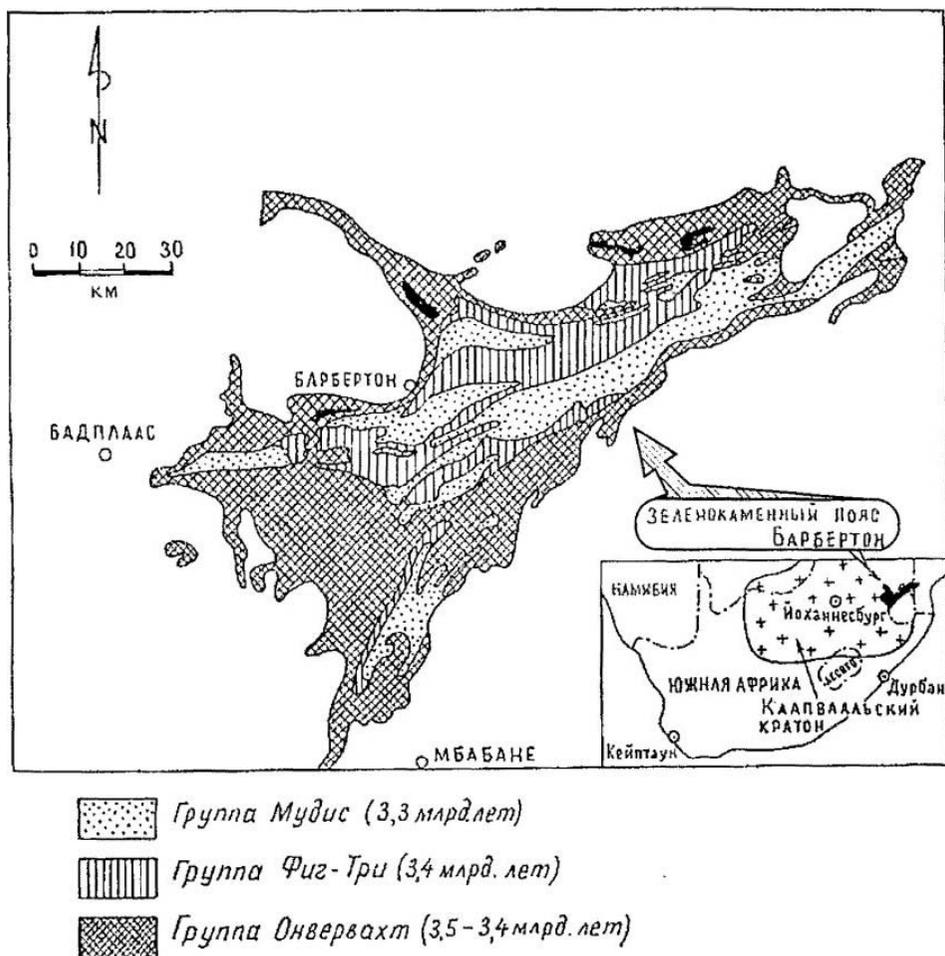


Рис. 2.4.3. Геологическая карта зеленокаменного пояса Барбертон (по [Alphacusser et al., 1983])

достаточно полно отражает строение и эволюцию сложных ими палеобассейнов. Подробная характеристика многочисленных конкретных палеобассейнов и их фрагментов, в силу огромного объема материала, выходит за рамки данной работы. Интересующийся читатель найдет эти материалы в цитируемых публикациях, указанных в списке литературы.

Палеобассейны

Группа *Онвервахт* супергруппы Свазилэнд, по-видимому слагает древнейший бассейн формировавшийся в зеленокаменном поясе Барбертон (рис. 2.4.1, 2.4.3).

Наряду с метавулканитами мафического и ультрамафического состава, зеленокаменные фрагменты разрезов содержат также кремнистые породы, прослои полосчатых железных руд, переслаивающиеся с вулканитами, и кластические

осадки. Их максимальная мощность достигает 8 метров. Образцы метаседиментогенных пород характеризуют три выходящих на поверхность фрагмента зеленокаменной ассоциации, два из которых, как предполагается, подстилают породы зеленокаменного пояса Барбертон [Dziggel et al., 2002]. Возраст ассоциации – 3.52–3.43 млрд.л. (U-Pb метод по детритовым цирконам); параметры метаморфизма: 650–700°C, P – 8 и 11 кбар, отвечающие условиям амфиболитовой фации [Dziggel et al., 2002].

Метаседиментогенные породы рассматриваемого комплекса по химическому и минеральному составам и текстурным особенностям делятся на две группы: грубозернистые породы, интерпретируемые как незрелые аркозы, и среднезернистые рассланцованные породы, рассматриваемые как метапелиты со значительной долей мафической компоненты [Dziggel et al., 2002].

Пересчет химических анализов на MINLITH-нормативный минеральный состав (табл. 2.4.1) выявил два типа пород: 1) глинисто-карбонатно-песчаные (алевроитовые) и 2) песчано-(алевроито)-карбонатно-глинистые. Глинисто-карбонатно-песчаные породы (см. табл. 2.4.1, №№ SL1-6, SL1-8, SL1-9, BE1 – BE13) по химическому составу представляют собой достаточно неоднородную группу с существенными колебаниями кремнезема (SiO_2 – 53.7–81.3), щелочей, с преобладанием натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}_{\text{ср}} \sim 3$), повышенными содержаниями магния и кальция, с преобладанием последнего (см. табл. 2.4.1). Обломочный материал представлен плагиоклазом и кварцем, со спорадически появляющимися значительными количествами ортоклаза. В глинистой составляющей (Pel = ILL+CHL+MM+KN) иллит преобладает над хлоритом (ILL/CHL > 2.3) при почти повсеместном отсутствии каолинита (см. табл. 2.4.1). По соотношению глины/полевые шпаты/кварц (Pel/Fsp/Q) породы представляют ряд: аркозы – полевошпатовые песчаники – граувакки (рис. 2.4.4). Характерной чертой, объединяющей этот ряд, является наличие нормативных доломита и анкерита, при спорадическом появлении кальцита. Карбонатная составляющая этих пород достигает ~50% состава.

Песчано-карбонатно-глинистые породы (см. табл. 2.4.1 №№ SL18a, BW211, BW214, BW219) с существенным преобладанием натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}_{\text{ср}} \sim 10$) и кальция над магнием по соотношению FSP/Pel/Q представляют собой граувакковые, субграувакковые пелиты, обломочная составляющая которых колеблется от 0 до 40%, отражая неоднородность состава пород. В глинистой составляющей резко преобладает хлорит над иллитом, появляются смектиты (нормативный монтмориллонит). Как и вышеописанный тип, породы обладают повышенной карбонатностью, представленной, однако, исключительно кальцитом. Наличие в породах высоких содержаний кварца и/или плагиоклаза указывает на низкую зрелость пород и позволяет предположить, что они составляют единую ассоциацию с выше охарактеризованными глинисто-карбонатно-песчаными (алевроитовыми) породами, отличаясь от последних наличием в составе мафического компонента, вероятно, вулканогенного генезиса. Таким образом, породы трех рассмотренных фрагментов зеленокаменных ассоциаций, вероятно, отлагались в едином бассейне, довольно мелководном (на что указывает низкая зрелость, плохая отсортированность и неоднородность осадочного материала).

Таблица 2.4.1

Химический и минеральный составы метаосадочных пород группы Онвервахт супергруппы Свазиленд

№№ проб	SL1-6	SL1-8	SL18a	SL1-9	BE1	BE4b	BE5b	BE8	BE9	BE10	BE11	BE12b	BE13	BW211	BW214	BW219
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	16	17
SiO ₂	64.06	55.87	71.02	55.77	57.51	81.25	62.7	55.88	53.7	85.43	77.19	61.62	54.6	54.02	51.54	69.29
TiO ₂	0.26	0.54	0.3	0.39	0.82	0.2	0.22	0.46	0.47	0.24	0.22	0.74	0.85	0.53	0.9	0.26
Al ₂ O ₃	9.4	4.86	10.57	10.89	11.9	6.23	11.96	6.33	7.35	7.69	5.68	13.93	12.51	13.03	17.05	11.4
Fe ₂ O ₃ ^т	6.09	9.48	4.21	7.57	5.67	0.98	3.23	5.36	5.59	0.77	2.62	7.66	7.6	7.92	7.02	5.4
MgO	3.72	8.96	1.99	8.15	7.38	0.86	5.73	10.78	10.72	0.3	4.02	3.39	5.24	5.03	4.1	1.39
MnO	0.25	0.24	0.15	0.17	0.41	0.14	0.53	0.72	0.7	0.05	0.31	0.29	0.32	0.26	0.16	0.16
CaO	11.49	17.6	9.84	11.24	10.7	2.13	10.81	18.92	18.02	1.07	7.32	5	14.72	16.66	12.02	11.34
Na ₂ O	3.46	1.66	2.18	2.72	3.55	1.85	0.91	1.18	2.72	0.57	1.31	1.57	3.08	1.65	4.9	—
K ₂ O	0.55	0.49	0.24	1.54	1.21	3.41	3.75	0.2	0.4	4.23	1.04	4.3	0.65	0.15	0.46	—
P ₂ O ₅	0.07	0.02	0.04	—	0.04	0.07	0.02	0.02	0.02	0.08	0.04	0.07	0.07	0.05	0.06	0.08
Сумма	99.35	99.72	100.54	98.14	99.19	97.12	99.86	99.85	99.69	100.43	99.75	98.57	99.64	99.3	98.21	99.32
Минералы																
AB	25.68	11.02	11.68	19.77	25.89	15.52	6.62	7.89	18.03	4.74	9.98	12.35	22.61	6.95	36.35	—
AN	2.73	1.17	1.24	2.1	2.75	1.65	0.7	0.84	1.91	0.5	1.06	1.31	2.4	0.74	3.86	—
PL	28.41	12.19	12.92	21.87	28.64	17.17	7.32	8.73	19.94	5.24	11.04	13.66	25.01	7.69	40.21	—
OR	—	0.27	—	—	—	19.97	6.32	—	—	19.82	1.23	9.7	—	—	—	—
Q	34.16	33.84	39.11	36.74	24.65	56.22	33.97	34.85	26.78	63.51	57.69	29.93	23.3	21.32	8.46	49.98
MM	—	—	20.99	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	21.46	6.84	—
ILL	5.16	3.62	2.32	12.31	11.15	—	23.06	1.69	3.35	8.57	7.78	25.22	6.03	1.38	4.51	—
CHI	2.74	—	6.37	2.89	2.19	—	—	9.58	1.66	—	—	—	17.04	20.47	20.35	12.24
KN	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18.77
AP	0.15	0.04	0.09	—	0.08	0.16	0.04	0.04	0.04	0.19	0.09	0.15	0.14	0.1	0.13	0.17
CC	4.73	—	13.32	—	—	—	2.87	7.04	—	0.69	0.13	—	16.07	24.06	17.87	17.44
DL	12.32	31.82	0	28.24	25.97	3.89	20.43	28.46	36.35	0.56	15.85	12.11	6.43	—	—	—
ANK	11.75	14.91	4.39	2.49	2.8	1.94	5.05	8.33	10.24	1.12	5.54	2.37	4.79	2.7	0.57	0.94
RCH	0.36	0.31	0.22	—	—	—	0.74	0.92	0.89	0.08	0.45	—	0.45	0.36	0.24	0.23
SD	—	2.58	—	—	—	—	—	—	0.38	—	—	—	—	—	—	—
CT	—	—	—	5.04	3.39	0.28	—	—	—	—	—	5.84	—	—	—	—
PRL	—	—	—	0.18	0.43	0.17	—	—	—	—	—	0.33	—	—	—	—
RT	0.23	0.42	0.27	0.25	0.71	0.2	0.19	0.36	0.37	0.24	0.2	0.69	0.74	0.46	0.82	0.23
Сумма	100.01	100	100	100	100	100	99.99	100	100	100.02	100	100	100	100	100	100
Pspr	28.41	12.46	12.92	21.87	28.64	37.14	13.64	8.73	19.94	25.06	12.27	23.36	25.01	7.69	40.21	—
PsI	7.9	3.62	29.68	15.2	13.34	—	23.06	11.27	5.01	8.57	7.78	25.22	23.07	43.31	31.7	31.01
Carb	28.8	49.31	17.71	30.73	28.77	5.83	28.35	43.83	46.97	2.37	21.52	14.48	27.29	26.76	18.44	18.38



Рис. 2.4.4. Соотношение Al_2O_3 - нормативных концентраций полевых шпатов, глинистых минералов и кварца в метасадочных породах группы Ошвервахт (А) и расшивка полей диаграммы (Б) по [Розен, Димрог, 1982]

Комплекс Древних Гнейсов (ДГК) региона Свазиленд включает гнейсы, развитые по гранитоидным интрузиям тоналит-трондjemитового состава с возрастом 3.6–3.2 млрд. лет, и фрагменты зеленокаменного пояса, подвергнутого складчатости, известного как супракустальный комплекс Двалайл (см. рис. 2.4.1), по-видимому представляющий фрагментированный осадочный бассейн. Породы комплекса наилучшим образом сохранены в юго-западной части Свазиленда и литологически сходны с породами нижних частей зеленокаменного пояса Барбертон, расположенного севернее.

Супракустальный комплекс Двалайл включает следующие типы пород [Kröner et al., 1994]:

1. Мафические-ультрамафические породы, практически полностью измененные и состоящие из серпентина, хлорита, эпидота, кальцита и темноцветных минералов; амфиболиты, состоящие из амфибола (роговая обманка и актинолит, 50–80%), плагиоклаза (5–20%) и кварца (до 5%). Второстепенные минералы – хлорит и эпидот.

2. Богатые кварцем и плагиоклазом породы осадочного генезиса и/или пирокласты (предположительно метасилициты, метаграувакки, метапелиты, кальцит-силикатные гнейсы и железистые породы). Породы содержат кварц (20–60%), частично соскюритизированный плагиоклаз (15–60%), амфиболы, гранат, калиевый полевой шпат, биотит, эпидот, цоизит, хлорит, темноцветные минералы и циркон.

Параметры метаморфизма комплекса Двалайл отвечают, в целом, нижним пределам амфиболитовой фации: (550–600°C и P ~ 4 кбар.) U-Pb метод по цирконам из кластических осадков определяет возраст осадочного комплекса в 3.57–3.42 млрд.лет [Kröner et al., 1994].

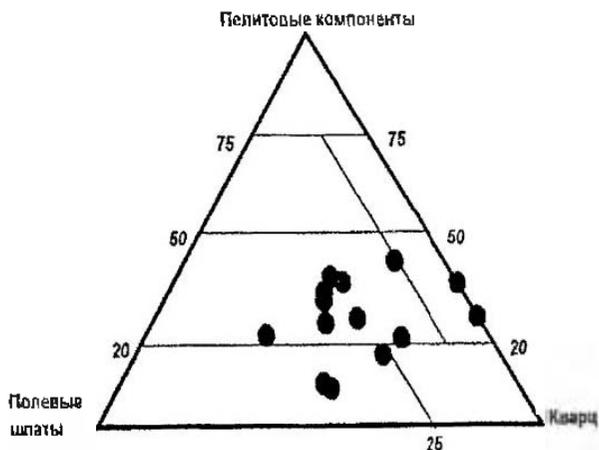


Рис. 2.4.5. Соотношение нормативных концентраций полевых шпатов, глинистых минералов и кварца в метасадочных породах супракrustального комплекса Двалайл (Древний Гнейсовый Комплекс)

Пересчет химических анализов существенно кислых метаседиментов и пирокластов (SiO_2 – 66–78%, табл. 2.4.2) с существенным преобладанием кальция над магнием (кроме обр. №№ 41 и 77) и натрия над калием на нормативный минеральный состав дает возможность предположить, что это могли быть существенно обломочные породы (сумма кварца и полевых шпатов составляет 60–86 %, за исключением выше указанных образцов, с содержанием кварца 53% и отсутствием плагиоклаза (см. табл. 2.4.2). По соотношению нормативных содержаний полевые шпаты/глины/кварц (рис. 2.4.5) выделяются две совокупности пород: 1) граувакки и аркозовые песчаники с пониженным содержанием глинистой составляющей и 2) граувакки и субграувакки, характеризующиеся относительно низкими содержани-

**Химический и нормативный минеральный составы метаосадочных пород
супракристалльного комплекса Двалайл (Древний гнейсовый комплекс)**

№№ Проб	47a	5i	76	82b	82c	31	32a	46	46d	47	41	77
Компоненты	1	2	3	4	5	6	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	66.41	66.54	66	66.2	66.86	74.31	75.68	77.28	77.56	77.58	77.72	74.97
TiO ₂	0.56	0.58	0.88	0.44	0.52	0.29	0.16	0.12	0.25	0.19	0.63	0.37
Al ₂ O ₃	14.85	15.11	16.14	14.35	14.65	11.6	12.26	11.32	11.25	11.2	16.16	13.36
Fe ₂ O ₃	4.87	4.93	4.54	4.59	4.78	5.03	2.64	1.93	2.92	2.8	2.78	5.41
MgO	1.8	1.9	1.21	2.85	2.15	0.5	2.63	0.81	0.5	0.34	0.5	1.47
MnO	0.08	0.07	0.11	0.1	0.09	0.16	0.12	0.04	0.05	0.08	0.08	0.2
CaO	4.51	4.57	3.25	5.2	4.63	2.07	3.3	1.58	3.5	3.12	0.06	0.24
Na ₂ O	2.86	2.6	4.72	2.22	3.34	3.63	1.91	3.6	2.14	2.68	0.13	0.32
K ₂ O	2.46	2.26	1.78	2.52	1.4	2.05	0.58	2.04	1.3	1.53	1.44	1
P ₂ O ₅	0.15	0.15	0.24	0.12	0.13	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.06	0.1
LOI	1.62	1.8	1.25	1.35	1.45	0.99	0.77	1.1	1.03	0.96	1.46	2.74
Сумма	100.17	100.51	100.12	99.94	100	100.66	100.08	99.83	100.52	100.49	101.02	100.18
Минералы												
AB	23.45	21.23	39.17	19.13	25.96	29.96	9.51	30.25	15.97	21.85	—	—
AN	2.49	2.25	4.16	2.03	2.76	3.18	1.01	3.21	1.69	2.32	—	—
PL	25.94	23.48	43.33	21.16	28.72	33.14	10.52	33.46	17.66	24.17	—	—
OR	3.91	0.22	3.58	3.98	—	6.56	—	7.14	—	—	—	—
Q	33.13	34.94	25.61	31.39	32.18	41.73	44.23	45.76	50.88	50.69	53.28	53.33
MM	—	—	—	—	5.64	—	25.13	—	5.8	0.3	4.43	11.23
ILL	18.42	22.93	12.2	20.23	14.46	9.51	5.95	8.74	13.32	15.81	14.78	10.56
CHL	10.43	10.12	9.08	13.53	10.54	—	7.49	—	—	—	0.66	7.86
KN	—	—	—	—	—	—	—	—	3.36	1.15	23.99	13.6
AP	0.34	0.34	0.56	0.29	0.3	0.07	0.07	0.02	0.05	0.02	0.14	0.23
CC	6.05	6.22	2.79	7.98	6.01	—	4.3	—	2.48	1.91	—	—
DL	—	—	—	0.83	—	1.36	—	2.88	—	—	0.05	—
ANK	1.11	1.08	1.84	—	1.5	3.57	1.97	0.14	6.14	5.64	—	0.43
RCH	0.13	0.11	0.17	0.17	0.14	—	0.19	—	0.08	0.13	—	—
SRP	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—
GT	—	—	—	—	—	3.57	—	1.69	—	—	2.05	2.14
PRL	—	—	—	—	—	0.2	—	0.05	—	—	0.1	0.25
RT	0.54	0.56	0.86	0.45	0.5	0.28	0.15	0.12	0.24	0.18	0.6	0.37
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fsp	29.85	23.7	46.91	25.14	28.72	39.7	10.52	40.6	17.66	24.17	—	—
Pel	28.85	33.05	21.28	33.76	30.64	9.51	38.57	8.74	19.12	16.11	19.89	29.65
Carb	7.29	7.41	4.8	8.98	7.65	4.93	6.46	3.02	8.7	7.68	0.05	0.43

ями полевых шпатов или их отсутствием. Итак, по соотношению полевые шпаты/глина/кварц эти совокупности можно отнести: первую – к кварц-полевошпатовым песчаникам, а вторую – к песчано-глинистым породам с повышенным содержанием кварца. Крёнер [Kröner et al, 1994] отмечает, что в метаседиментогенных породах ДГК с повышенным содержанием кремнезема ($\text{SiO}_2 > 70\%$) наблюдаются признаки окремнения, что характерно для обеих выделенных групп пород. Для кварц-полевошпатовых песчаников, обломочная фракция (Fsp+Q) которых составляет в среднем $\sim 70\%$, глинистая составляющая характеризуется преобладающим количеством иллита, с подчиненными содержаниями железистого хлорита. Ранее Крёнер [Kröner, 1994] мафическим источником питания пород зеленокаменного пояса Двалайл считал материал подстилающих осадочный комплекс гранито-гнейсов комплекса Нгване, с второстепенным влиянием мафических вулканогенных пород или продуктов синхронного вулканизма ультрамафического-мафического состава. Однако для второй выделенной группы пород, песчано-глинистых, в глинистой фракции, составляющей в среднем 34% , ассоциация железистого хлорита и монтмориллонита играет равную роль наряду с K-содержащим иллитом. Наличие в изученных породах ассоциации хлорита и монтмориллонита (последний присутствует спорадически (см. табл. 2.4.2), вероятно, подтверждает влияние на состав пород материала мафического состава. Необходимо отметить наличие в породах значительных количеств плагиоклаза (см. табл. 2.4.2), природа которого, как можно предположить, двойственная. Несомненно, что значительная его часть поступала с продуктами выветривания пород гранито-гнейсового комплекса, однако часть его имеет, вероятно, вулканическое происхождение и связана с базальтовым веществом. Это предположение подтверждается положительной связью плагиоклазовой составляющей с мафической (CHL+MM+SRP) компонентой (рис. 2.4.6).

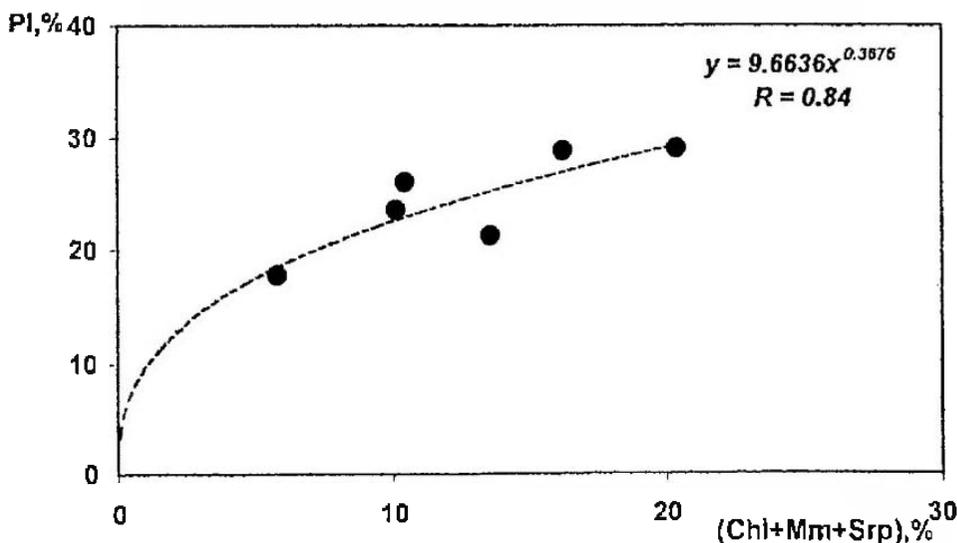


Рис. 2.4.6. Соотношение плагиоклаза и мафической составляющей в метасадочных породах комплекса Двалайл (Древний Гнейсовый Комплекс)

На основании изотопных Sm-Nd и U-Pb данных по циркону [Kroner et al., 1994] седиментация проходила в осадочном бассейне, развивавшемся на протяжении 250 млн. лет. Наличие двух разновидностей пород: собственно граувакк, чередующихся с породами, близкими к аркозам, и с собственно аркозами, и граувакк и субграувакк, относительно обогащенных пелитовой составляющей, с трендом уменьшения роли плагиоклаза, позволяет считать их отложениями турбидитовых потоков, периодическое возникновение которых обеспечило чередование в осадочном разрезе выделенных типов пород. Наличие плохо отсортированного материала, нестабильность его состава, возможно, свидетельствуют об относительно мелководном характере морского бассейна с крутыми его склонами. Та же нестабильность состава с периодически появляющимися в породах доломитом, каолинитом, монтмориллонитом и гидроксидами железа (гетит) (см. табл. 2.4.2) может отражать нестабильность физико-химических условий седиментации.

Два древнейших синхронных супракрустальных комплекса, литологические черты и минеральные особенности пород которых рассмотрены выше, имеют в целом идентичный первичный состав. Повышенные содержания обломочной фракции свидетельствуют о низкой степени зрелости. Присутствие карбонатных минералов в терригенных породах обоих комплексов, содержания которых в породах комплекса Онвервахт в среднем составляют 28%, а комплекса Двалайл – 20%, фиксирует периоды относительного тектонического покоя в процессе развития бассейнов. Наличие высоких содержаний доломита в породах комплекса Онвервахт (см. табл. 2.4.1), вероятно, указывает на аридные условия седиментации. Отличительной особенностью первичного минерального состава терригенных пород комплекса Двалайл является относительная их обогащенность железистым хлоритом и наличие смектита (монтмориллонита), которые фиксируют особенности областей сноса и/или синхронный вулканогенный источник.

Группа Фиг-Три по стратиграфическому положению располагается над группой Онвервахт, являясь частью супергруппы Свазиленд (см. рис. 2.4.2). Группа слагает северо-восточный фрагмент зеленокаменного пояса Барбертон (рис. 2.4.1, 2.4.3). Возраст пород группы, установленный по косвенным данным, составляет ~3.4 млрд лет [Tegtmeier et al, 1981].

Мощность пород составляет более 2000 м. Группа делится на три формации (снизу вверх): 1) Формация Шеба. Мощности – 700–1000 м. Формация представлена граувакками с подчиненным количеством сланцев и железистых кварцитов. 2) Формация Белвью Роуд. Мощности – 600–1000 м. Формация представлена переслаивающимися сланцами, кремнистыми породами, с подчиненным количеством граувакк с редкими прослоями пирокластов. 3) Формация Шунгезихт. Мощности колеблется в пределах 200 – 600 м. Формация состоит в целом из пирокластов, вулканитов, конгломератов и граувакк. Петрохимических данных по ней недостаточно и далее она не расматривается. В целом отложения группы Фиг-Три относятся к турбидитовому типу осадков [Eriksson, 1980a].

1 Формация Шеба. Глинисто-песчаные породы формации Шеба – умеренно кислые метаосадки (SiO_2 – 54.1–74.5%) с преобладанием магния над кальцием и, как правило, натрия над калием (табл. 2.4.3). Нормативный минеральный состав

Химический и нормативный минеральный составы метасадочных пород группы Фиг-Три супергруппы Свазиленд

Формация	Белвью							Формация Шеба													
	С-1	С-2	С-24	С-26	С-27	С-28	С-29	V-1	V-2	K-1	С-4	С-6	С-7	С-8	С-9	С-10	С-11	С-12	С-13	С-14	
№№ проб	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
SiO ₂	66	65.7	59	51.9	51.2	60.8	64.4	54.11	63.3	63.9	65	66	63.8	72	71	66	66.2	70.6	68	67	
TiO ₂	0.5	0.53	0.7	0.69	0.66	0.38	0.43	1	0.59	0.59	0.5	0.5	0.56	0.6	0.5	0.69	0.51	0.47	0.46	0.49	
Al ₂ O ₃	12	12.6	15	14.3	15	10.6	10.7	17.54	10.8	11	9.5	12	10.5	9.34	10	12.5	10.3	9.97	10.1	10	
Fe ₂ O _{3t}	5.7	5.38	7.6	8.73	8.89	4.72	4.89	8.8	6.96	6.67	7.9	6.3	7.74	6.82	8.6	8.23	7.02	6.4	7.05	9.14	
MgO	5	4.08	4.3	4.44	4.44	4.44	4.44	6.97	5.67	5.5	3.4	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	3.5	4.5	4.5	
MnO	0.1	0.06	0.1	0.13	0.098	0.12	0.08	0.06	0	0.14	0.1	0.1	0.08	0.08	0.1	0.06	0.13	0.12	0.09	0.13	
CaO	2.1	2.24	3	4.49	3.1	4.99	2.36	0.22	1.95	1.7	3.2	2.1	1.51	0.8	1.7	1.34	2.29	1.51	2.47	1.47	
Na ₂ O	2.4	2.1	3.5	3.04	3.32	2.48	3.01	2.14	2.09	1.27	1.8	2.8	1.3	1.22	1.7	2.13	2.06	1.84	1.5	1.34	
K ₂ O	1.6	2.32	2	3.2	3.07	2	1.36	2.72	1.44	1.63	1.4	0.9	1.61	1.54	1	1.13	1.26	1.26	1.55	1.32	
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
LOI	4.5	5.49	5.2	9.08	10.22	9.47	8.33	6.44	7.19	7.65	7.2	5.5	8.4	3.1	1	3.42	5.73	4.33	4.28	4.61	
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
Минералы																					
AB	21	18.1	30	26.1	29.48	21.3	26.7	18.73	18.3	11.2	15	24	11.6	10.4	14	18.1	17.7	15.9	12.8	11.5	
AN	2.2	1.92	3.1	2.76	3.13	2.26	2.84	1.12	1.94	1.19	1.6	2.6	1.23	1.1	1.5	1.92	1.87	1.68	1.35	1.22	
PL	23	20	33	28.8	32.61	23.5	29.6	19.85	20.2	12.4	17	27	12.8	11.5	16	20	19.5	17.5	14.1	12.8	
OR	—	10.1	11	7.25	6	3.27	0.08	8.34	—	8.52	—	—	7.16	—	4	1.67	—	5.07	8.32	6.25	
Q	38	37.7	23	17.3	14.68	35.5	37.8	20.12	39.5	43.6	46	40	44.5	52.6	48	40.7	43.9	49.3	46.1	46.7	
ILL	17	7	2.6	21.5	23.59	15.8	15.1	15.01	15.9	2.72	15	9.8	5.21	16.6	3	9.11	13.6	4.54	1.61	3.05	
CHL	8.4	20.6	25	—	—	—	—	34.63	7.44	28.5	6.4	13	26.8	7.34	26	25.7	8.84	20.6	24.9	28.2	
CC	—	2.72	4	—	—	—	—	—	—	1.92	—	—	2	—	2.1	1.41	—	1.9	3.47	2.1	
DL	5.4	1.21	0.6	13.1	8.63	15.1	6.27	—	5.35	1.49	9.6	5.2	0.74	1.93	0.2	0.56	6.38	0.43	0.87	0.23	
RCH	—	0.1	0.2	—	—	—	—	—	—	0.24	—	—	0.14	—	0.2	0.1	—	0.2	0.15	0.21	
SRP	3.5	—	—	2.24	4.32	1.64	5.61	0.94	5.61	—	0.2	1.6	—	4.7	—	—	2.55	—	—	—	
GT	3.4	—	—	8.89	9.35	4.63	5.05	—	5.31	—	5.9	2.8	—	4.66	—	—	4.54	—	—	—	
PRL	0.1	—	—	0.16	0.13	0.15	0.1	0.07	—	—	0.1	0.1	—	0.1	—	—	0.16	—	—	—	
RT	0.5	0.54	0.7	0.7	0.69	0.39	0.45	1.03	0.61	0.61	0.5	0.5	0.59	0.6	0.5	0.69	0.52	0.48	0.46	0.5	
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	99.99	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
Fsp	23	30.2	43	36.1	38.61	26.8	29.7	28.19	20.2	20.9	17	27	20	11.5	20	21.7	19.5	22.6	22.4	19	
Pel	29	27.6	28	23.8	27.91	17.4	20.7	50.58	29	31.2	21	25	32	28.6	29	34.8	25	25.1	26.5	31.3	
Carb	5.4	4.03	4.7	13.1	8.63	15.1	6.27	—	5.35	3.65	9.6	5.2	2.88	1.93	2.5	2.07	6.38	2.53	4.49	2.54	

Формация	Формация Шеба										
№ проб	C-15	C-16	C-17B	C-18	C-25	C-3	C-5	79NC94	79NC117	79NC118	79NC136
Компоненты	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	66.8	65.2	67	66	57.2	56	63.7	74.49	50.16	58.86	58.46
TiO ₂	0.49	0.51	0.43	0.53	0.42	0.46	0.72	0.6	0.69	0.52	0.58
Al ₂ O ₃	9.61	10.7	10.3	10.3	9.48	10.3	12.3	3.56	17.4	13.05	13.46
Fe ₂ O ₃	6.07	7.21	5.42	6.87	4.95	14.43	10.99	2.32	11.86	10.62	13.19
MgO	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	—	—	4.57	6.81	7.06	4.84
MnO	0.09	0.11	0.1	0.08	0.099	0.16	0.04	0.09	0.105	0.08	0.15
CaO	3	2.21	2.43	2.39	1.6	2.17	0.13	7.2	0.3	0.48	1.61
Na ₂ O	1.76	1.55	1.64	1.7	2.9	0.28	0.81	0.31	0.8	1.09	1.95
K ₂ O	1.35	1.98	2.14	1.45	1.18	0.72	1.7	0.5	3.37	1.78	4.14
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0.09	0.1	0.09	0.1	0.09	0.09
LOI	6.33	6.03	6.04	6.18	17.67	15.48	9.61	6.62	9.67	7.52	2.95
Сумма	100	100	100	100	99.999	100	100	100.26	101.17	101.06	101.33
Минералы											
AB	15	13.45	14.1	14.8	29.01	2.49	15.2	2.53	7.22	9.55	9.67
AN	1.59	1.43	1.5	1.57	3.08	0.26	0.06	0.27	0.77	1.01	1.03
PL	16.59	14.88	15.6	16.3	32.09	2.75	15.26	2.8	7.99	10.56	10.7
OR	—	11.07	1.15	8.1	1.13	1.54	2.12	—	8.27	8.21	8.18
Q	46.47	42.11	44.33	44.2	35.35	43.73	43.63	66.31	21.29	35.41	35.83
ILL	14.54	1.68	21.17	1.25	12.89	5.28	5.32	5.15	23.46	4.78	5.15
CHL	6.5	25.67	—	25.2	—	—	—	4.19	37.12	39.23	38.21
KN	—	—	—	—	—	20.76	19.94	—	—	—	—
AP	—	—	—	—	—	0.22	0.23	0.21	0.23	0.2	0.22
CC	—	3.09	—	3.3	—	—	—	2.22	—	—	—
DL	8.88	0.81	7.12	0.94	4.17	—	—	15.04	0.12	0.6	0.58
ANK	—	—	—	—	—	8.08	—	3.66	—	—	—
RCH	—	0.18	—	0.13	—	0.29	—	0.15	—	—	—
SD	—	—	—	—	—	17.28	—	—	—	—	—
SRP	2.11	—	4.87	—	7.79	—	—	—	0.66	0.36	0.48
GT	4.31	—	5.2	—	5.94	—	12.7	—	—	—	—
PRL	0.11	—	0.12	—	0.14	—	0.05	—	0.14	0.11	0.1
RT	0.49	0.52	0.44	0.54	0.5	0.06	0.76	0.25	0.74	0.54	0.55
Сумма	100	100	100	100	100	99.99	100.01	99.98	100.02	100	100
Fsp	16.59	25.95	16.75	24.4	33.22	4.29	17.38	2.8	16.26	18.77	18.88
Pel	23.15	27.35	26.04	26.4	20.68	26.04	25.22	9.34	61.24	44.37	43.84
Carb	8.88	4.08	7.12	4.37	4.17	8.37	—	21.07	0.12	0.6	0.58

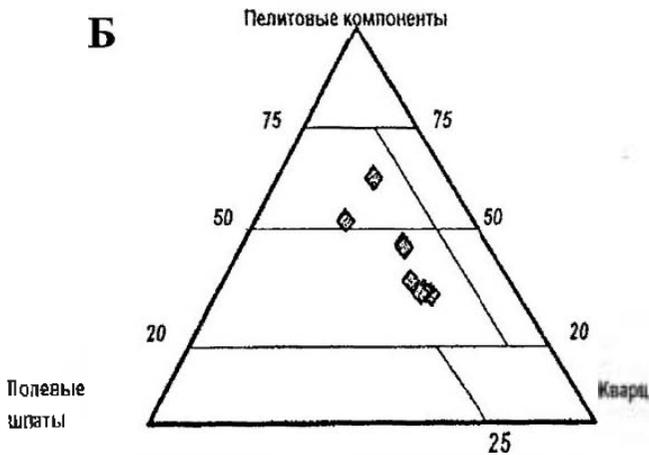
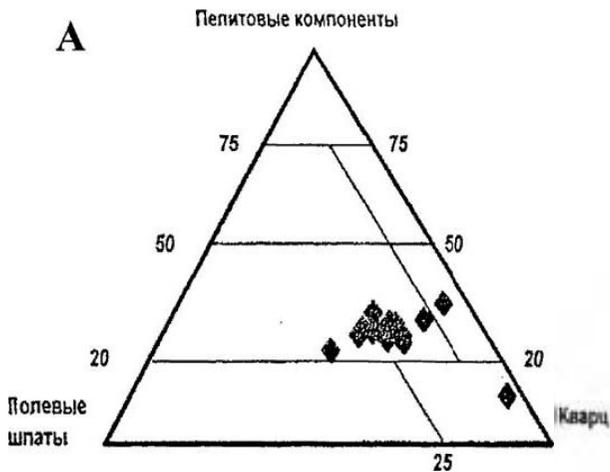


Рис. 2.4.7. Соотношение нормативных концентраций полевых шпатов, глинистых минералов и кварца в мегаосадочных породах группы Фнг-Гри, формация Шеба

А – Граувакки, Б – Пелиты

позволяет выделить две группы пород по соотношению полевые шпаты/глины/кварц (рис. 2.4.7А, Б). Граувакки и субграувакки, существенно кварцевые, характеризуются тенденцией относительного роста содержаний полевого шпата и кварца вверх по разрезу, приведенному в [Condie et al, 1970], при относительно постоянном содержании глинистой составляющей. Вся совокупность пород располагается вблизи границы граувакки-аркозовые песчаники. Отношение кварц/полевые шпаты (Q/F_{sp}) крайне непостоянно и колеблется в пределах от 1 до 24. Глинистый матрикс пород по составу также неоднороден, имея в среднем отношение иллит + каолинит/хлорит + серпентин, равное 1.2 (монтмориллонит отсутствует). Одна часть пород характеризуется преобладанием иллита, тогда как

другая – существенным преобладанием хлоритовой составляющей. В совокупности пород с преобладанием иллита присутствует серпентин, содержания которого достигают 7.8%. Именно в этой разновидности глинисто-песчаных пород плагиоклаз связан положительной корреляцией с железистым хлоритом (рис. 2.4.8). Возможно, что плагиоклаз является остаточным продуктом выветривания вулканитов андезито-базальтового состава. К. Конди [Condie et al., 1970], анализируя модалный минеральный состав граувакк группы Фиг Три, отмечал преобладание кислого плагиоклаза ($AN_{10} - AN_{25}$). Однако в составе граувакк им были обнаружены обломки мафических вулканитов с кальциевым плагиоклазом, на основании чего был предположен вулканический источник мафического состава как главный, наряду с кислой пирокластикой. В совокупности глинисто-песчаных пород с преобладанием хлоритовой составляющей (отношение иллита/хлорит < 1 , $ILL/CHL = 0.06 - 0.6$) появляется ортоклаз в значительных количествах ($O_{г.ср} - 11\%$) при незначительном его содержании или полном отсутствии в первой совокупности. Итак, вторая совокупность глинисто-песчаных пород, при постоянной сумме кварца и полевого шпата в целом, обладает высокими содержаниями ортоклаза, несколько более высоким содержанием Fsp ($Q/Fsp \sim 2$, по сравнению с $Q/Fsp > 5$ – для первой совокупности). В матриксе пород преобладает хлорит. Возвращаясь к соотношению полевые шпаты/глины/ кварц (см. рис. 2.4.7 А), можно отметить, что тенденция роста роли полевых шпатов вверх по разрезу обусловлена в большей степени появлением значительных количеств ортоклаза, источником которого, вероятно, являлись плутонические породы.

Показательно количественное изменение ассоциации таких предположительно исходных минералов, как кварц, гидроксиды железа (гетит), доломит,

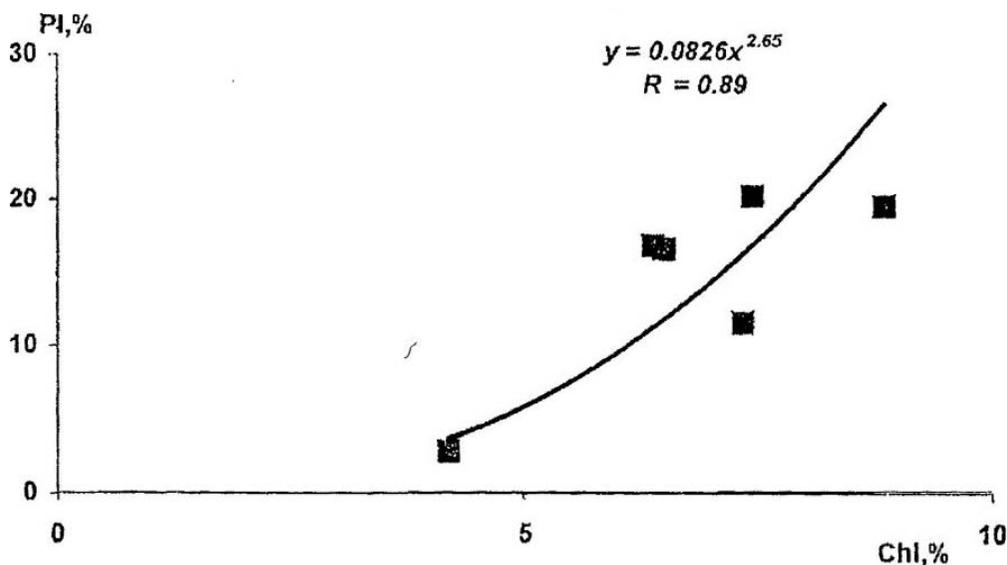


Рис. 2.4.8. Соотношение плагиоклаза и мафической составляющей в граувакках группы Фиг-Три, формация Шеба

Пелитовые компоненты

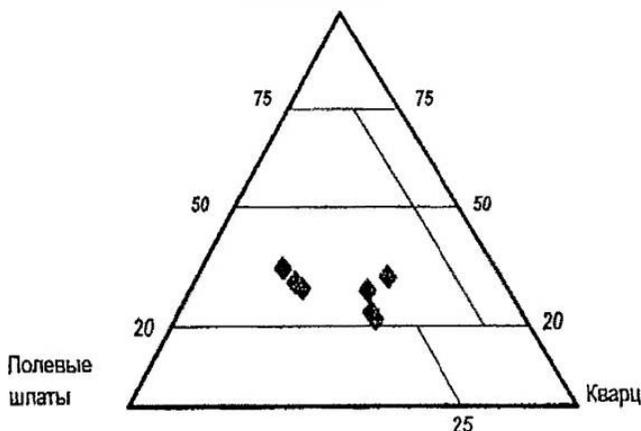


Рис. 2.4.9. Соотношение нормативных концентраций полевых шпатов, глинистых минералов и кварца в метасадочных породах группы Фиг-Три, формация Белвью

фосфаты. Присутствие этой ассоциации в первой совокупности пород (см. табл. 2.4.3) и их практически полное отсутствие во второй, вероятно, можно интерпретировать как изменение физико-химических условий седиментации (восстановительно-окислительной среды, изменение температуры и солености и т.д. К. Эрикссон [Eriksson, 1980a] предполагает для пород группы Фиг Три морские глубоководные условия седиментации. К. Конди [Condie et al., 1970] отмечает, что наличие плохо окатанных фрагментов пород и хорошая сохранность полевых шпатов могут свидетельствовать о том, что сносимый в бассейне обломочный материал не был подвергнут интенсивному выветриванию, а источник сноса располагался примерно на расстоянии 50 – 100 км от бассейна.

Песчано-глинистые породы занимают подчиненное место в разрезе формации Шеба. Суммарные количества нормативных глинистых минералов составляют в среднем > 40% и по составу аналогичны матриксу глинисто-песчаных пород, в котором значительно преобладает хлорит (ILL/CHL – 0.3). При этом, как и в вышеописанной второй совокупности глинисто-песчаных пород, в песчано-глинистых породах отсутствует гетит. содержания серпентина, апатита, карбонатов составляют десятые доли процента. Аналогична составу глинисто-песчаных пород второй совокупности и обломочная составляющая глин: количества ортоклаза достигают ~ 7 %, отношение Q/Fsp ~ 2. По соотношению полевые шпаты/глины/кварц песчано-глинистые породы имеют тренд развития в направлении увеличения глинистой составляющей, вероятно, за счет роста содержаний хлорита, с уменьшением доли кварца при неизменном процентном содержании полевых шпатов (см. рис. 2.4.76). Как можно предположить, обе совокупности развивались в аналогичных физико-химических условиях, представляя собой различные фации глубинности.

2 Формация Белвью Роуд, согласно залегающая на формации Шеба, состоит из алевроитов (siltstone), подчиненного количества граувакк, кремнистых пород и прослоя трахитовых туфов [Condie, 1970]. В указанной работе были проанализированы только граувакки. Содержание кремнезема в породах колеблется в пределах 55-65 %, отмечается преобладание магния над кальцием и натрия над калием (см. табл. 2.4.3) Нормативный минеральный состав граувакк по соотношению полевые шпаты/глины/кварц идентичен составу граувакков формации Шеба (рис. 2.4.9). Отличие заключается в повышенном содержании полевошпатовой составляющей – плагиоклаза (в среднем ~ 27 %) и ортоклаза (в среднем ~ 5%). Пелитовую составляющую глинисто-песчаных пород, как и аналогичных пород формации Шеба, можно разбить на две разновидности: 1 – с преобладанием иллита; 2 – с преобладанием хлорита. Каждая совокупность пород имеет особенности состава, описанные выше для пород формации Шеба. Анализ состава пород вверх по разрезу [Condie et al., 1970, Fig.2] выявляет изменение соотношения полевого шпата и кварца (за счет увеличения доли ортоклаза) и рост пелитовой составляющей за счет появления значительных количеств хлорита. Можно предположить, что глинисто-песчаные породы формации Белвью Роуд составляют верхнюю часть единой генетической ассоциации Фиг-Три с аналогичными источниками обломочного материала и едиными условиями седиментации. Значительные количества терригенной составляющей, в том числе преобладание кварца над полевыми шпатами, указывает на низкую степень зрелости пород. Анализируя гранулометрический состав пород формации, К. Эрикссон [Eriksson, 1980a] приходит к выводу о том, что данная ассоциация пород отлагалась в мелководном бассейне с крутыми склонами, чему не противоречат наши данные о соотношении главных минеральных фаз.

Группа Мудис. Породы группы Мудис, являясь завершающей разрез частью супергруппы Свазиленд, практически согласно залегают на породах группы Фиг Три (см. рис. 2.4.2, 2.4.3). Мощность пород колеблется в пределах 1500–3600 м.

Породы группы представлены более зрелыми, по отношению к породам группы Фиг Три, песчаниками, сланцами и конгломератами. Условия седиментации пород группы весьма разнообразны: от аллювиальных фаций до краевых фаций морских бассейнов [Eriksson, 1977, 1980b]. Возраст пород ~ 3.3 млрд. лет [Tegtmeyer, 1981].

Группа Мудис представлена обломочными породами, характеризующимися существенным преобладанием калия над натрием ($Na/K_{cp} \sim 0.36$), что впервые отмечается в рассматриваемом разрезе, и магния над кальцием. Сумма кварца и полевого шпата постоянна и составляет в среднем ~57%, при преобладании полевого шпата (за исключение обр. 79 NC123, табл. 2.4.4). Особенностью полевошпатовой составляющей являются значительные количества ортоклаза ($OR_{cp} \sim 15.1\%$), составляющие практически половину общего содержания полевых шпатов ($PL_{cp} \sim 16.7\%$). Связующая глинистая масса практически не содержит хлорита и состоит из иллита ($ILL_{cp} \sim 23.7\%$) и серпентина ($SRP_{cp} \sim 7.5\%$), при отсутствии как каолинита, так и монтмориллонита. Карбонаты представлены доломитом, в значительных количествах присутствуют гидроксиды железа (гетит ~ 7.6%) (см. табл. 2.4.4). По соотношению полевые шпаты/глины/кварц породы группы относятся к грауваккам (рис. 2.4.10).

**Химический и минеральный составы метаосадочных пород группы Мудис
супергруппы Свазиленд**

№№ Проб	79NC123	79NC124	79NC129	79NC130	79NC131
Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	61.93	59.44	58.12	61.59	55.53
TiO ₂	0.36	0.38	0.55	0.47	0.43
Al ₂ O ₃	11.07	13.3	15.37	14.86	15.04
Fe ₂ O ₃ l	8.65	6.67	10.22	7.17	8.15
MgO	5.19	4.97	5.45	4.78	5.07
MnO	0.14	0.139	0.106	0.09	0.15
CaO	2.59	1.92	0.58	0.87	0.8
Na ₂ O	0.96	2.07	2.03	2.21	1.52
K ₂ O	3.59	4.62	4.71	5.94	5.49
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
LOI	6.36	7.18	3.89	2.74	8.61
Сумма	100.84	100.689	101.026	100.72	100.79
Минералы					
AB	8.23	18.08	18.22	17.55	13.61
AN	0.87	1.92	1.93	1.86	1.44
PL	9.1	20	20.15	19.41	15.05
OR	8.49	17.68	17.78	12.92	18.66
Q	36.88	23.89	24.08	19.84	18.76
ILL	23.53	19.03	19.22	28.08	28.41
AP	0.22	0.2	0.22	0.22	0.21
DL	7.66	4.88	4.88	0.31	1.47
SRP	5.84	6.91	6.99	9.28	8.43
GT	7.75	6.83	6.11	9.24	8.36
PRL	0.17	0.17	0.18	0.13	0.19
RT	0.36	0.39	0.4	0.56	0.46
Сумма	100	99.98	100.01	99.99	100
Fsp	17.59	37.68	37.93	32.33	33.71
Pl	29.37	25.94	26.21	37.36	36.84
Carb	7.66	4.88	4.88	0.31	1.47

Генетические особенности глинисто-песчаных пород группы Мудис целесообразно рассмотреть параллельно с аналогичными породами группы Фиг Три, поскольку обе группы формировались в течение единого седиментационного цикла, представляющего собой последовательную в геологическом времени смену режима глубоководной седиментации (фазии группы Фиг Три) режимом мелководных фазий группы Мудис [Eriksson, 1979]. Нормативный минеральный состав позволяет проследить в этой стратиграфической последовательности меняю-

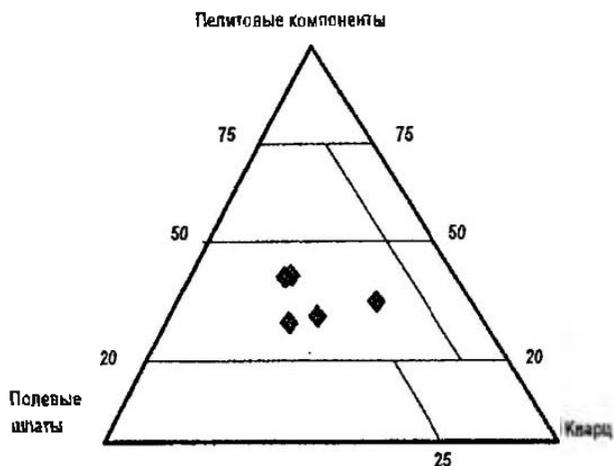


Рис. 2.4.10. Соотношение нормативных концентраций полевых шпатов, глинистых минералов и кварца в метасадочных породах группы Мудис

шийся во времени вклад разных источников питания в формирование глинисто-песчаных и глинистых пород. При этом первичные глинисто-песчаные породы как по химическому, так и по нормативному минеральному составу отвечают в целом грауваккам. Следует отметить, что и породы со значительной долей глинистого матрикса (содержание пелитовой составляющей > 30%) по соотношению полевые шпаты/глины/кварц соответствуют грауваккам или, частично, граувакковым пелитам. Рассматривая особенности минерального состава двух выделенных выше ассоциаций пород, одна из которых характеризуется повышенными содержаниями железистого хлорита, ортоклаза, связанными, по-видимому, с вулканическими областями питания (хлорит) и гранитным плутономизмом (ортоклаз), а другая – присутствием значительных количеств иллита, гидроксидов железа, серпентина, доломита и апатита, можно предположить, что седиментация первой группы проходила в тектонически нестабильных условиях, подвергаясь влиянию синхронного вулканизма и интенсивного привноса выветрелого материала из областей эрозии, в отличие от более тектонически спокойных седиментационных условий пород второй группы, вероятно, в большей степени подвергшихся процессам диагенетических преобразований.

Общие тенденции седиментации пород супергруппы Свасиленд в стратиграфической последовательности показывают, что вверх по разрезу в глинисто-песчаных породах снижается содержание обломочной составляющей (кварц + полевые шпаты). При этом соотношение кварца и полевых шпатов изменяется в сторону увеличения доли полевых шпатов за счет ортоклаза. Количественный и качественный состав глинистой составляющей вверх по разрезу тоже претерпевает существенные изменения. При общем увеличении глинистого матрикса, отношение иллит/хлорит растет от группы Опвервахт к группе Мудис. На фоне

изменения макроминерального состава в сторону роста содержания глинистого вещества в граувакках увеличивается роль таких второстепенных минералов, как гидроксиды железа (гетит), серпентин, доломит и апатит (см. табл. 2.4.1, 2.4.3, 2.4.4). Совокупность приведенных фактов последовательного изменения нормативного минерального состава отражает, вероятно, эволюцию условий седиментации. Осадконакопление в более глубоких бассейнах с крутыми склонами, испытывавшее на себе интенсивное влияние вулканизма мафического состава (группа Фиг Три, формация Шеба), сменяется седиментацией в более тектонически спокойных условиях мелководных морских бассейнов или речных отложений, продукты которой испытывали интенсивное преобразование при диагенезе.

Супергруппа Понгола. Комплекс располагается к югу от Свазиленда и представляет собой фрагменты одного из позднеархейских осадочных бассейнов Южной Африки (рис. 2.4.1, 2.4.2)

Супергруппа состоит из двух стратиграфических групп (снизу вверх по разрезу): 1) группы Нсузе, несогласно залегающей на кристаллическом основании с возрастом 3.0 – 3.6 млрд. лет [Button, 1981] м; 2) группы Музан.

Группа Нсузе включает мощные толщи вулканических лав и туфов от мафического до кислого составов, с прослоями кварцевых аренигов, аркозов, пелитов и строматолитовых доломитов. U-Pb возраст по циркону из кислых вулканитов группы был оценен в 2934 ± 114 млн. лет [Hegner et al., 1984].

Наличие в разрезе группы бимодальной вулканической ассоциации, присутствие в основании разреза конгломератов и песчаников и часто наблюдаемая изменчивость мощностей отложений свидетельствуют о рифтогенном характере осадконакопления. Северная часть разреза считается континентальной, тогда как южная его часть несет отпечатки влияния приливно-отливных течений, что позволяет предполагать, что рифтовый бассейн этой части разреза был связан с океаном [Bickle, Eriksson, 1982; Burke et al., 1985].

Группа Музан. в отличие от более древней группы Нсузе, состоит из перемежающихся слоев кварцевых аренигов, пелитов, с подчиненным значением вулканитов, конгломератов и железистых кварцитов. Возраст пород группы – 2.94–2.88 млрд. лет [Weilers, 1990], мощность пород группы достигает 5000 м. Состав и текстурные особенности, в частности, зрелый характер осадков позволяют предположить, что седиментация проходила в условиях медленно прогибающегося морского бассейна (его шельфовых частях). Параметры метаморфизма супергруппы Понгола отвечают нижним пределам зеленосланцевой фации (410–430°C и P-2-4 кбар) [Kerrick, 1968]).

По химическому составу породы представляют собой умеренно кислые до кислых осадки (SiO_2 – 56–79 %), характеризующиеся значительным преобладанием магния над кальцием (содержания кальция составляют сотые процента) и калия над натрием (табл. 2.4.5). Породы обеих стратиграфических групп идентичны по химическому составу и в дальнейшем будут рассматриваться как единый комплекс. Пересчет химических анализов показывает, что это могли быть песчано-глинистые породы с достаточно неоднородным составом глинистого матрикса. При колебаниях содержаний иллита от 0.4% до ~ 60% спорадически

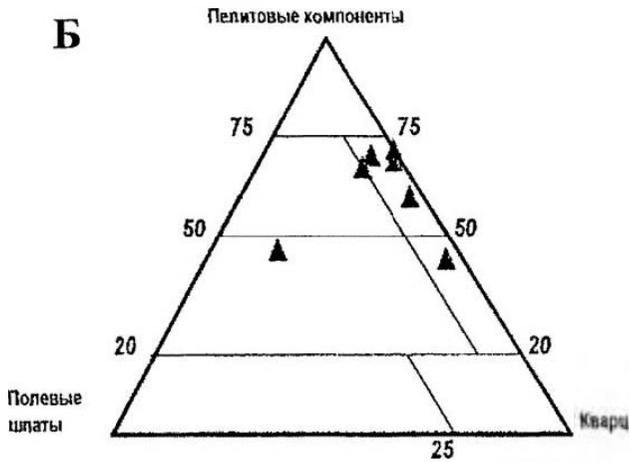


Рис. 2.4.11. Соотношение нормативных концентрации полевых шпатов, глинистых минералов и кварца в метасадочных породах супергруппы Понгола

А – группа Музан, Б – группа Нсузе

присутствует хлорит, содержания которого изменяются от 3% до 34%. В составе глинистого вещества, наряду с иллитом и хлоритом, определенную долю составляет ассоциация монтмориллонита, серпентина и каолинита. Подобное разнообразие составов отражается на величине отношения иллит + каолинит/хлорит + серпентин + монтмориллонит, которое колеблется от 0.6 до 68, фиксируя тем самым как присутствие, так или полное отсутствие пеплового вулканического материала или продуктов размыва мафических магматических пород в исходном осадке. В обломочном материале кварц преобладает над полевошпатовой составляющей (отношение кварц/полевые шпаты ~ 7). Постоянное присутствие в полевошпатовой составляющей ортоклаза (см. табл. 2.4.5) отражает влияние калиево-

Химический и минеральный составы метаосадочных пород супергруппы Поингола

№№ Проб	Музан								Исузе					
	1 ^{*)}	2 ^{*)}	3 ^{*)}	PO55	PO59	PO60	P-41	P-47	4 ^{*)}	5 ^{*)}	6 ^{*)}	P-54	P-62	PO-103
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	59.53	57.43	64.27	58.5	58.86	64.2	59.18	79.36	58.75	56.23	70.71	56.68	66.44	57.76
TiO ₂	0.75	0.08	0.57	0.82	0.7	0.66	0.6	0.62	0.76	1.19	0.46	1.01	1	1.14
Al ₂ O ₃	16.47	19.32	15.61	21.3	21.89	16.33	14.99	9.75	20.62	24.45	13.56	22.33	18.31	23.88
Fe ₂ O _{3t}	13.19	9.87	6.06	5.95	5.07	8.75	12.92	3.71	6.57	6.22	5.59	8.39	5.87	5.73
MgO	1.86	1.79	2.97	3.19	3.22	1.2	3.28	1.71	3.26	1.11	1.58	2.46	1.59	0.01
MnO	0.07	0.25	0.11	—	0.117	0.112	0.07	0.03	0.06	0.04	0.04	0.08	0.05	0.01
CaO	0.09	0.07	0.96	—	—	—	0.02	0.02	0.04	0.03	0.01	0.03	0.01	0.05
Na ₂ O	0.58	0.32	0.07	0.83	0.18	0.86	0.27	0.14	0.19	0.36	0.35	0.38	0.58	0.27
K ₂ O	1.51	5.33	4.83	5.82	6.26	4.42	3.08	2.07	4.7	5.98	3.24	5.73	4.19	5.85
P ₂ O ₅	0.1	0.08	0.15	—	—	—	0.02	0.02	0.09	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04
LOI	5.52	4.48	3.62	4.09	3.9	3.09	5.57	2.57	4.64	4.47	2.47	2.87	1.92	5.26
Сумма	99.67	99.02	99.22	100.5	100.197	99.622	100	100	99.68	100.12	98.03	100	100	100
Минералы														
AB	4.98	2.77	0.6	7.08	1.54	7.33	2.35	0.1	—	3.04	3.04	3.2	2.55	2.25
AN	—	0.29	0.06	0.75	0.16	0.78	—	0.01	—	—	—	—	0.27	—
PL	4.98	3.06	0.66	7.83	1.7	8.11	2.35	0.11	—	3.04	3.04	3.2	2.82	2.25
OR	—	0.15	3.72	1.99	1.19	2.23	6.86	—	—	4.72	0.62	2.51	—	33.87
Q	37.31	28.25	38.87	22.27	24.37	36.73	37.26	64.4	27.27	19.01	51.41	22.69	35.59	13.51
MM	—	—	—	—	—	—	—	4.61	6.86	—	—	—	9.71	—
ILL	16.4	58.02	45.47	59.19	65.43	43.59	21.46	22.34	51.08	55.36	34.38	56.48	44.35	0.4
CHC	33.82	—	—	—	—	—	29.44	7.29	12.87	—	8.56	11.81	3.13	—
KN	5.57	—	—	—	—	—	—	—	0.32	12.06	—	—	—	42.47
AP	0.24	0.19	0.36	—	—	—	0.05	0.05	0.22	0.1	0.05	0.09	0.09	0.09
ANK	—	—	—	—	—	—	—	0.04	—	—	—	—	0.03	—
SRP	0.83	1.26	2.91	3.82	3.65	0.64	—	—	—	—	—	—	—	—
GT	—	8.67	4.81	4.08	2.82	7.9	1.86	0.5	0.54	4.47	1.43	2.11	3.24	6.27
PRL	0.09	0.32	0.13	—	0.14	0.14	0.09	0.04	0.07	0.05	0.05	0.1	0.06	0.01
RT	0.76	0.08	0.58	0.83	0.71	0.67	0.62	0.63	0.77	1.19	0.47	1.01	0.99	1.12
Сумма	100	100	97.51	100.01	100.01	100.01	99.99	100.01	100	100	100.01	100	100.01	99.99
Gsp	4.98	3.21	4.38	9.82	2.89	10.34	9.21	0.11	—	7.76	3.66	5.71	2.82	36.12
Pal	56.62	59.28	48.38	63.01	69.08	41.23	50.9	34.24	71.13	67.42	42.94	68.29	57.19	42.87
Carb	—	—	2.49	—	—	—	—	0.04	—	—	—	—	0.03	—

*) – средние содержания: 1-п=9; 2-п=18; 3-п=6; 4-п=11; 5-п=16; 6-п=3

го гранитного плутонизма, который, как впервые было отмечено в [Anhaeusser, Robb, 1981], к этому времени (3.2–3.3 млрд. лет) получил широкое распространение. По соотношению полевые шпаты/глины/кварц песчано-глинистые породы относятся в целом к субграувакковым пелитам. Однако часть из них при значительной доле глинистой составляющей ($PeI > 30\%$) обладают отношением $PeI / Fsp + Q < 1$, что заставляет характеризовать их как субграувакки (рис. 2.4.11 А, Б). В обеих разновидностях пород терригенная часть составляет существенную долю, что, возможно, свидетельствует о невысокой степени зрелости поступавшего в бассейн материала, хотя несколько более высокие содержания глинозема и более низкие значения суммы полевого шпата и кварца в глинистых породах группы Нсузе могут быть свидетельством более стабильных условий их седиментации по сравнению с песчано-глинистыми породами группы Музан [Wronkiewicz, Condie, 1989]. Ассоциации пород, составляющие обе группы, по мнению [Von Brunn, Hobday, 1976], отражают флювиальные или прибрежно-морские условия осадконакопления. Грабенообразный тип бассейна, по представлениям [Hegner et al., 1981], в который поступал осадочный материал различного характера, вероятно, может быть предположен для условий седиментации пород супергруппы Понгола. Особенностью нормативного минерального состава осадков является постоянное присутствие в них гидроксидов железа (гетит) (см. табл. 2.4.5).

Супергруппа Витватерсранд состоит из нижней части – группы Вест Ранд, перекрывающей с несогласием породы кристаллического основания Каапвальского кратона, и верхней – группы Централ Ранд (см. рис. 2.4.1).

Группа Вест Ранд включает примерно равные пропорции сланцев и кварцитов с единственным горизонтом мафических вулканитов. Мощность пород группы составляет ~5000 м [Phillips, 1986]. Условия осадконакопления группы Вест Ранд аналогичны условиям, описанным для группы Музан супергруппы Понгола. Это неглубокие, шельфовые части морского бассейна с подчиненными признаками флювиальной седиментации [Tankard et al., 1982].

Группа Централ Ранд включает субграувакки, кварциты, конгломераты и незначительное количество сланцев. Мощность пород группы составляет ~3000 м. Условия седиментации пород группы изменялись от морских до субаэральных аллювиальных [Minter, 1978].

Возраст пород супергруппы (U-Pb метод по цирконам из фельзитовых вулканитов, [Armstrong et al., 1991] колеблется в пределах 3070–2720 млн. лет. Продолжительность развития бассейна седиментации Витватерсранд, таким образом, составляет ~350 млн. лет. Параметры метаморфизма: $T = 350 \pm 50^\circ\text{C}$, $P = 1-2 \text{ kb}$ [Phillips, 1986].

Группа Вест Ранд. В данное рассмотрение были включены песчано-глинистые и песчанистые породы, обогащенные железом ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \sim 6 - 32\%$, табл. 2.4.6) формаций (снизу вверх) Парктаун – Брикстон, Промис и Рудепорт. Химический состав низко-умеренно-кремнеземистых железисто-песчано-глинистых пород характеризуется значительным превышением магния над кальцием и калия над натрием. Несмотря на преобладание калия над натрием, содержания калия незначительные, достигающие максимума в породах формации Рудепорт

Таблица 2.4.6

Химический и нормативный минеральный составы метасадочных пород супергруппы Витварсранд

Группа	Централ Ранд										
Формация	K8									Буйсенс	
№№ Проб	MEE-14	MEE-23	MEL-34	MED-1	MED-7	MED-8	MEE-21	MEE-39	730-S	CR*	MPE-5
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	64.26	62.31	59.36	63.13	64.22	64.85	58.5	62.41	51.09	54.52	55.75
TiO ₂	0.74	0.92	0.97	0.9	0.78	0.9	0.92	0.99	0.75	0.73	0.62
Al ₂ O ₃	19.58	27.15	26.1	23.64	28.09	24.89	24.48	29.44	18.94	18.94	19.44
Fe ₂ O ₃	6.98	0.51	6.58	3.36	0.76	2.46	6.54	1.02	10.87	9.6	6.73
MgO	2.8	0.43	1.55	0.61	0.46	0.44	1.02	0.34	7.75	6.61	6.14
MnO	0.6	—	0.03	—	—	—	—	0.3	—	0.08	0.05
CaO	0.07	0.1	0.03	0.06	0.18	0.7	0.05	0.07	0.12	0.35	0.97
Na ₂ O	0.27	1.42	0.18	0.68	0.26	0.71	0.5	0.39	0.14	0.39	1.21
K ₂ O	1.77	2.76	0.94	4.82	0.61	1.34	4.32	0.9	1.7	1.73	3.62
P ₂ O ₅	0.06	0.6	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09	0.09
LOI	3.52	4.18	4.35	3.27	5.17	3.66	3.31	4.37	8.48	8.65	4.5
Сумма	100.65	100.38	100.15	100.53	100.59	100	100	100	100	101.71	99.12
Минералы											
AB	—	10.46	—	5.62	0.06	4.8	3.53	2.23	—	—	10.35
AN	—	—	—	—	0.01	0.51	0.38	0.24	—	—	1.1
PL	—	10.46	—	5.62	0.07	5.31	3.91	2.47	—	—	11.45
OR	—	8.83	—	11.4	—	—	—	—	—	—	3.09
Q	34.61	17.67	24.54	24.28	25.84	29.07	22.38	23.07	25.03	24.99	23.68
MM	9.36	4.55	6.15	—	8.58	4	2.55	3.8	5.13	14.12	—
ILL	18.48	12.39	9.66	29.7	6.23	13.73	45.21	9.15	18.82	18.85	33.54
CHL	14.48	—	11.34	—	—	—	—	—	39.87	32.96	24.61
KN	20.18	43.84	45.26	25.65	57.66	45.76	19.4	59.73	9.43	7.28	—
AP	0.14	1.37	0.14	0.14	0.14	0.11	0.14	0.16	0.2	0.22	0.22
CC	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.21	—
DL	—	—	—	—	—	—	—	—	0.05	—	2.1
ANK	—	—	—	—	0.37	1.94	0.03	—	—	0.46	—
RCH	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.17	—
SRP	—	—	—	—	—	—	—	—	0.58	—	0.62
GT	1.32	—	1.95	2.34	0.38	1.22	5.12	0.68	—	—	—
PRL	0.72	—	0.04	—	—	—	0.36	—	0.1	—	0.06
RT	0.72	0.88	0.93	0.88	0.74	0.86	0.9	0.94	0.78	0.74	0.63
Сумма	100.01	99.99	100.01	100.01	100.01	100	100	100	100.01	100	100
Fsp	—	19.29	—	17.02	0.07	5.31	3.91	2.47	—	—	14.54
Pl	62.5	60.78	72.41	55.35	72.47	61.49	67.16	72.68	73.85	73.21	58.77
Crst	—	—	—	—	0.37	1.94	0.03	—	0.05	0.67	2.1

Группа	Централ Ранд										
Формация	Буисенс					Руденори					
№№ Проб	МЕЕ-27	SJ-3-2	SJ-3-4	МЕЕ-24	SJ-3-5	MED-17	MED-18	C-75	AA0098	AA0101	AA0097
Компоненты	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	54.01	53.64	52.4	58.79	53.65	55.32	53.92	59.33	58.82	57.79	64.65
TiO ₂	0.5	0.61	0.6	0.55	0.64	0.53	0.6	0.78	0.9	0.97	0.78
Al ₂ O ₃	15.67	15.84	18.82	19.95	19.38	12.77	13.98	17.51	19.97	20.78	16.84
Fe ₂ O ₃	7.8	8.52	7.93	7.07	7.63	19.13	17.2	11.04	7.02	7.02	6.14
MgO	11.2	12.1	9.94	5.12	8.41	6.49	7.02	3.99	5	5.03	4.44
MnO	0.08	0.06	0.05	0.07	0.04	0.07	0.09	0.05	0.06	0.06	0.06
CaO	1.7	1.37	0.91	0.5	1.02	0.17	0.68	0.14	0.22	0.2	0.23
Na ₂ O	1.04	1.27	1.41	0.72	1.41	0.01	0.03	0.22	1.12	1.48	1.18
K ₂ O	1.05	0.74	2.48	2.87	2.73	0.02	0.67	3.09	2.31	2.28	1.76
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.09	0.1	0.11	0.11	0.09	0.12	0.04	0.05	0.04
LOI	6.25	5.78	5.36	4.26	4.98	4.76	5.34	3.82	4.82	4.81	3.88
Сумма	99.39	100.02	99.99	100	100	99.38	99.62	100.09	100.28	100.47	100
Минералы											
AB	8.85	10.74	11.96	0.56	11.94	—	—	0.01	1.8	4.56	3.72
AN	0.94	1.14	1.27	0.06	1.27	—	—	—	0.19	0.48	0.4
PL	9.79	11.88	13.23	0.62	13.21	—	—	0.01	1.99	5.04	4.12
OR	—	—	8.31	—	3.44	—	—	—	—	—	—
Q	29.93	28.09	20.52	22.97	21.65	40.23	35.47	32.53	19.62	15.91	31.11
MM	—	—	—	23.18	—	0.36	1.06	7.8	32.36	33.52	26.44
ILL	11.3	7.91	11.53	30.64	23	0.22	7.24	33.16	24.78	24.42	18.88
CHL	38.56	41.93	43.26	20.28	34.93	52.79	49.03	23.54	18.62	18.52	17.27
KN	—	—	—	—	—	4.36	4.4	—	—	—	—
AP	0.21	0.21	0.21	0.24	0.26	0.26	0.22	0.29	0.1	0.12	0.1
DL	4.61	3.36	1.77	—	2.04	—	—	—	—	—	—
ANK	—	—	—	1.38	—	0.1	1.49	—	0.5	0.14	0.39
RCH	—	—	—	—	—	—	0.15	—	—	—	—
SRP	3.01	4.04	0.51	—	0.78	—	—	—	—	—	—
GT	1.58	1.9	—	0.05	—	1.06	—	1.83	1.07	1.28	0.85
PRL	0.1	0.07	0.06	0.09	0.05	0.09	—	0.06	0.07	0.07	0.07
RT	0.5	0.61	0.6	0.55	0.64	0.54	0.61	0.78	0.9	0.97	0.78
Сумма	99.99	100	100	100	100	100.01	99.69	100	100.01	99.99	100.01
Fsp	9.79	11.88	21.54	0.62	16.65	—	—	0.01	1.99	5.04	4.12
Pel	53.27	53.88	55.3	74.1	58.71	57.73	61.75	64.5	75.76	76.46	62.59
Carb	4.61	3.36	1.77	1.38	2.04	0.1	1.81	—	0.5	0.14	0.39

Группа Формация	Централ Ранд							
	Рудепорт	Промис			Парктаун-Бриктон			
№№ Проб	AA0099	MED-13	MED-14	MED-15	MED-11	C-72	MED-12	MED-10
Компоненты	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	58.88	44.06	48.45	42.09	47.72	54.62	65.32	57.84
TiO ₂	0.94	0.28	0.38	0.31	0.24	0.49	0.47	0.53
Al ₂ O ₃	20.51	8.48	11.11	9.61	7.25	12.04	11.71	14.02
Fe ₂ O ₃	6.68	31.84	25.15	33.24	31.7	23.96	13.4	16.51
MgO	4.69	5.12	4.69	4.23	4.02	2.33	4.36	5.33
MnO	0.06	0.38	3.44	3.44	0.47	0.11	0.1	0.03
CaO	0.24	0.91	0.94	0.57	0.12	0.02	0.02	0.02
Na ₂ O	1.29	0.4	0.27	0.06	0.13	0.19	0.02	0.05
K ₂ O	2.35	1.3	1.5	1.65	0.16	0.42	0.86	1.49
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.1	0.11	0.03	0.04	0.02	0.02
LOI	4.28	7.15	3.97	4.69	8.16	5.78	3.52	4.16
Сумма	100	100	100	100	100	100	99.8	100
Минералы								
AB	2.42	2.24	3.45	0.5	1.15	1.65	—	0.43
AN	0.26	0.24	0.37	0.05	0.12	—	—	—
PL	2.68	2.48	3.82	0.55	1.27	1.65	—	0.43
OR	—	—	—	—	—	—	—	0.52
Q	17.39	34.34	30.76	28.27	41.88	44.58	50.58	39.71
MM	35.68	—	—	—	—	—	0.72	—
ILL	25.14	15.76	14.17	17.44	1.78	4.6	9.26	15.13
CHL	16.18	8.97	6.27	8.98	16.5	33.38	34.59	42.26
KN	—	—	—	—	—	—	3.13	—
AP	0.19	0.23	0.19	0.26	0.07	0.1	0.05	0.05
DI	—	2.47	2.45	1.35	0.19	—	—	—
ANK	0.32	—	—	—	—	—	—	—
SRP	—	5.81	7.51	5.78	6.13	1.81	—	—
GT	1.4	25.41	34.07	32.89	31.33	13.26	1.08	1.32
PRL	0.07	4.15	0.48	4.17	0.6	0.13	0.12	0.04
RT	0.94	0.37	0.29	0.31	0.25	0.5	0.47	0.53
Сумма	99.99	99.99	100.01	100	100	100.01	100	99.99
Fsp	2.68	2.48	3.82	0.55	1.27	1.65	—	0.95
Pl	77	30.54	27.95	32.2	24.41	39.79	47.7	57.39
Carb	0.32	2.47	2.45	1.35	0.19	—	—	—

(см. табл. 2.4.6). Еще одной особенностью пород группы Вест Ранд является их относительно низкая глиноземистость, также достигающая максимума в породах формации Рудепорт, самой молодой формации группы Вест Ранд. Глинистое вещество пород включает иллит (16–21%), железистый хлорит (9–27%). Интересно отметить крайне неравномерное распределение по формациям смектита (монтмориллонита). Практически отсутствуя в двух нижних по разрезу группы Вест Ранд формациях, монтмориллонит появляется в значительных количествах в верхней формации Рудепорт, составляя в среднем по формации 18%. Спорадически появляются значительные количества серпентина, достигая максимума в средней по разрезу формации Промис. Для этой же формации отмечаются высокие содержания гидрооксидов железа ($GT_{cp} \sim 30\%$). В целом отношение $ILL+KN/CHL+MM+SRP$ близко к единице для двух нижних формаций. Значительное преобладание железо-магниевого глинистых минералов характерно для формации Рудепорт, в породах которой это отношение в среднем составляет 0.5, что свидетельствует, вероятно, о существенном влиянии на состав пород материала мафического и ультрамафического состава, поступавшего, вероятно, при выветривании и переносе из областей более древних зеленокаменных поясов.

Обломочная часть рассматриваемых пород довольно стабильна и состоит из кварца и плагиоклаза (см. рис. 2.4.12, 2.4.13). Следует отметить двойственную природу плагиоклаза. Если в породах двух нижних формаций плагиоклаз имеет тенденцию отрицательной корреляции с железо-магниевыми глинистыми минералами, то при росте их содержания в верхней формации (формация Рудепорт) содержания плагиоклаза тоже увеличиваются. Причиной этому могут являться разные по составу источники питания. Не исключена активизация вулканической деятельности в период отложения пород наиболее молодой формации рассматриваемой группы. По соотношению полевые шпаты/глины/кварц песчано-глинистые породы группы Вест Ранд (снизу вверх по разрезу) изменяются от субграувакк и субграувакковых пелитов до пелитов (рис. 2.4.12 Б). Общее количество пелитовой составляющей изменяется вверх по разрезу от ~42% (формация Парктан-ун-Брикстон) до ~68% (формация Рудепорт) за счет роста содержания хлорита (см. табл. 2.4.6). Отличительной особенностью пород рассматриваемых формаций является появление значительных количеств гётита (~16–34%), что, наряду с величиной отношения $ILL+KN/CHL+MM+SRP$, колеблющегося от 0.6 до ~1, отражает влияние выветрелого материала зеленокаменных поясов. Следует отметить, что выделенные особенности нормативного минерального состава пород характерны и для вышеописанных песчано-глинистых пород этого разреза, что еще раз свидетельствует о единой ассоциации, образованной за счет достаточно интенсивно выветрелого материала, седиментация которого проходила в условиях весьма обширного мелководного морского бассейна, что ранее было отмечено в работе [Wronkiewicz, Condie, 1987].

Группа *Централ Ранд* состоит из формаций (снизу вверх по разрезу) Буйсенс и K8F. Песчано-глинистые породы формации Буйсенс (см. табл. 2.4.6) обладают нормативным минеральным составом, достаточно схожим с составом аналогичных пород верхней формации (формация Рудепорт) группы Вест Ранд. По-прежнему хлорит в породах преобладает над иллитом, однако значительно снижается

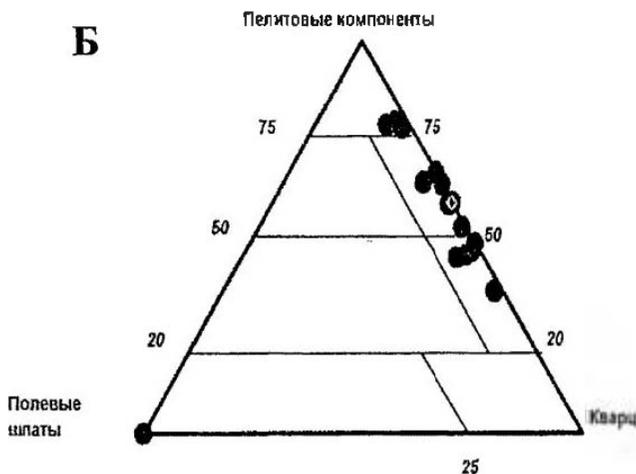
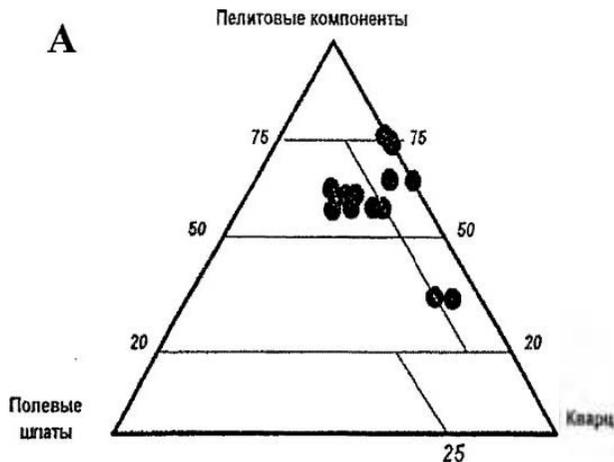


Рис. 2.4.12. Соотношение нормативных концентраций полевых шпатов, глинистых минералов и кварца в метлассовых породах супергруппы Витватерсранд

А – группа Централ Ранд; Б – группа Вест Ранд

содержание монтмориллонита. Отличие состоит в возрастании содержания полевошпатовой составляющей за счет роста содержаний плагиоклаза и спорадического появления ортоклаза. При этом отношение глинистой составляющей пород к их обломочной части ($Pel/Fsp+Q$) остается тем же самым за счет роста содержаний нормативного хлорита (см. табл. 2.4.6). Ранее в работе [Wrónkiewicz, Condie, 1987] на основании анализа гранулометрического состава осадочных пород разреза супергруппы Витватерсранд было сделано предположение о более активном тектоническом режиме, сопровождавшем процесс седиментации пород группы Централ Ранд. Обогащение песчано-глинистых пород формации Буйсенс нормативным хлоритом и периодически появляющиеся заметные количества

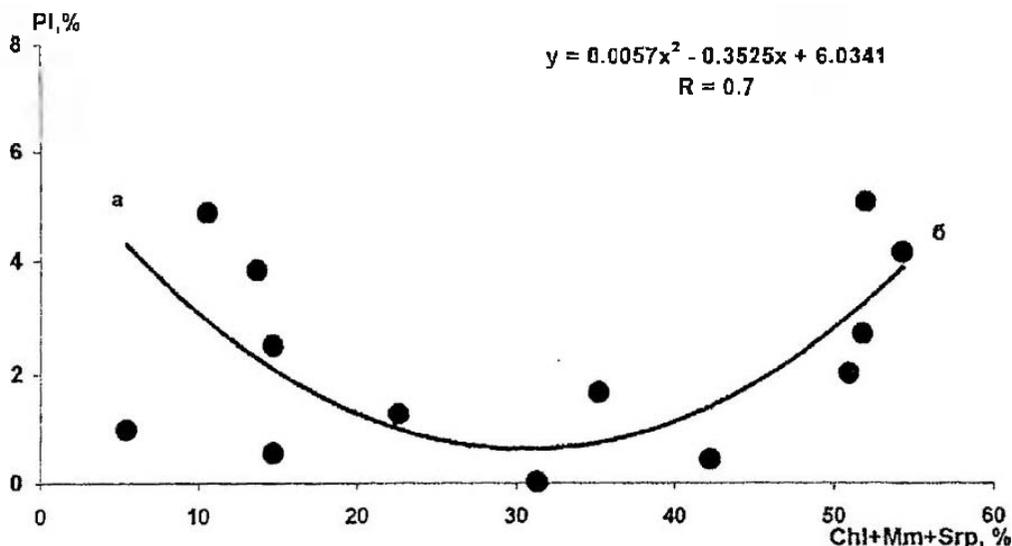


Рис. 2.4.13. Соотношение плагиоклаза и мафической составляющей в метабазальтовых породах группы Вест Ранд супергруппы Витватерсранд

а – формации Парктаун-Брикстон; Промис; б – формация Рудеспорт

нормативного полевого шпата, наряду с полным его отсутствием в породах, вероятно, подтверждают это предположение.

Наиболее молодая в группе Централ Ранд формация К8 представлена песчано-глинистыми породами, качественно отличающимися от аналогичных пород рассмотренной выше формации. В глинистой составляющей этих пород преобладает иллит, при этом хлорит в большинстве проб отсутствует (см. табл. 2.4.6). В значительных количествах в породах появляется каолинит, в среднем составляющий ~ 39.4%. Эти черты, наряду с уменьшением роли полевошпатовой составляющей, показывают более значительную зрелость пород и, вероятно, более стабильные условия седиментации.

Для пород группы Централ Ранд в целом следует отметить влияние гранитного плутонизма, отраженного в породах периодическим появлением ортоклаза, особенно характерного для пород формации Буйсенс. По соотношению полевые шпаты/глины/кварц (см. рис. 2.4.12А) породы группы соответствуют граувакковым – субграувакковым пелитам. Вверх по разрезу намечается тенденция роста в породах пелитовой составляющей, параллельно с уменьшением роли полевых шпатов при постоянной доле кварца. В целом для группы можно предположить более стабильный тип седиментации, при котором как переработка сносимого материала, так и его отложение в бассейне, размеры которого в период седиментации сокращались [Wronkiewicz, Condie, 1987], проходили в условиях умеренно теплого, влажного климата. На основании наличия в разрезе остаточных глин предполагаются [Reimer, 1985] аридные условия седиментации, чему не противоречат наши данные, показывающие более разнообразные климатические особенности условий седиментации.

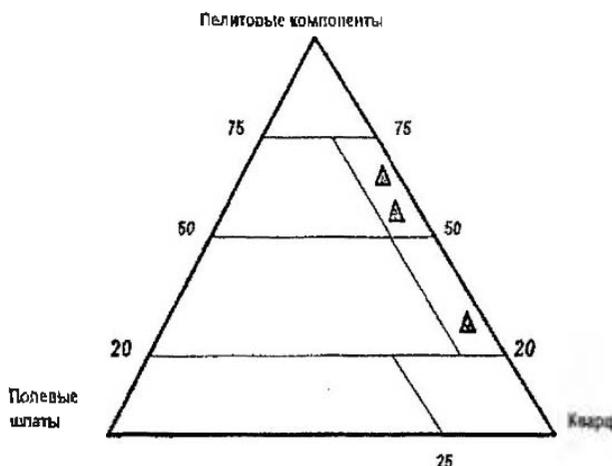


Рис. 2.4.14. Соотношение нормативных концентраций полевых шпатов, глинистых минералов и кварца в метасадочных породах супергруппы Вентерсдорп

Супергруппа *Вентерсдорп* состоит преимущественно из вулканических ассоциаций, меняющихся по составу от базальтовых коматиитов до риолит-дацитов, подчиненного количества кластических и химических осадочных пород. Она согласно перекрывает супергруппу Витватерсранд (см. рис. 2.4.1). В данное сообщение включена одна из трех групп супергруппы, группа Пнаил (формация Ботавилл), которая состоит из кластических осадков и вулканитов (см. рис. 2.4.2). Возраст группы (U-Pb метод по цирконам вулканитов) 2630 млн. лет [Armstrong et al., 1991].

Формация *Ботавилл* характеризуется наличием циклических ритмов, состоящих из конгломератов, кварцитов, пелитов и карбонатов [Button, 1981]. Преобладают аллювиальные фации пород, отлагавшихся, вероятно, в рифтовых долинах [Tankard et al., 1982]. Рассматриваемые здесь породы относятся к умеренно-кислым песчано-глинистым породам, химический состав которых характеризуется преобладанием калия над натрием и магния над кальцием (табл. 2.4.7). Среди глинистых минералов в породах преобладает иллит при значительном количестве хлорита (отношение $ILL/CHL = 1.4$). Довольно высокое содержание хлорита отражает, вероятно, присутствие в составе пород продуктов разложения пеплового или другого тонкозернистого вулканогенного материала мафического состава. Суммарное количество глинистых минералов составляет ~ 60%. Обращает на себя внимание высокое содержание кварца и крайне низкие содержания полевых шпатов, состоящих из равных долей плагиоклаза и ортоклаза, суммарное количество которых не превышает 4.5%. Как и сходные породы Витватерсранда, данные сланцы по соотношению полевые шпаты/глины/кварц относятся к субграувакковым пелитам (рис. 2.4.14). Карбонатная составляющая представлена преимущественно кальцитом.

**Химический и нормативный минеральный составы метасадочных пород
супергруппы Вентерсдорп**

Группа	Прайл		
Формация	Ботавилл		
№№ Проб	JWS-8-9	JWS-8-11	JWS-8-12
Компоненты	1	2	3
SiO ₂	58.63	63.41	75.59
TiO ₂	0.57	0.45	0.19
Al ₂ O ₃	18.45	16.63	8.32
Fe ₂ O ₃ [†]	8.33	5.72	3.14
MgO	5.34	5.94	3.23
MnO	0.01	0	0.01
CuO	0.2	0.21	3.52
Na ₂ O	0.22	0.23	0.22
K ₂ O	3.92	3.48	1.6
P ₂ O ₅	0.14	0.13	0.07
LOI	4.19	3.8	4.11
Сумма	100	100	100
Минералы			
AB	1.88	1.96	1.85
AN	0.08	0.2	0.2
PL	1.96	2.16	2.05
OR	1.72	3.21	1.83
Q	31.09	38.21	62.53
ILL	39.22	31.68	13.69
CHL	24.36	22.3	12.66
AP	0.34	0.31	0.17
CC	—	—	5
DL	—	—	1.87
RCH	—	—	0.02
SRP	0.73	1.67	—
PRL	0.01	—	—
RT	0.58	0.45	0.19
Сумма	100.01	99.99	100.01
Fsp	3.68	5.37	3.88
Pel	64.31	55.65	26.35
Carb	—	—	6.89

Супергруппа Трансвааль несогласно перекрывает супергруппу Вентерсдорп (см. рис. 2.4.1) и представляет главный цикл осадконакопления в условиях рифтообразования на северо-востоке провинции Трансвааль Каапвальского кратона. Мощность пород супергруппы достигает 12000 м. В состав супергруппы входят три группы (снизу вверх по разрезу): Волкберг, Чуниспурт, Претория (см. рис. 2.4.2). Группа Волкберг, последняя стратиграфическая группа, относящаяся к верхам архея, включает две формации – Селати и Блэк Рифф – и датируется возрастом 2630–2560 млн. лет [Jahn, Condie, 1995]. Мощность пород группы ~ 2000 м. Группа состоит преимущественно из флювиальных и мелководных морских осадков: аркозов, пелитов и конгломератов. Седиментация пород группы предположительно проходила в рифтогенном бассейне. Породы вышележащих групп, относящихся к нижнему протерозою, отлагались в стабильных кратонных условиях [Songe, 1986; Schreiber et al., 1992]. Группа Претория, включающая формации (снизу вверх) Таймболл Хилл, Струбенкоп и Силвертон, достигает мощности 6000 м и состоит преимущественно из кварцитов и сланцев, с подчиненным количеством вулканитов и карбонатов. Седиментация пород проходила в мелководном морском бассейне кратонного типа [Button, 1975; Tankard et al., 1982]. Возраст группы – 2070±90 – 2095±24 млн. лет [Crampton, 1974; Hamilton, 1977]. Первичные структуры пород сохранены, породы существенно не претерпели деформаций, но были подвергнуты динамотермальному метаморфизму. Параметры метаморфизма: T=110–170°C; P >2 кб [Miyano, Beukes, 1984].

Группы Саутенсберг, Вотерберг включают главным образом субаэральные базальтовые потоки, полевошпатовые песчаники, аркозы и конгломераты. Седиментация проходила исключительно в континентальных обстановках [Jansen, 1976]. Возраст отложений – 1850–1750 млн. лет (косвенные данные).

Группа Вотерберг представлена двумя формациями (снизу вверх по разрезу): формацией Селати и формацией Блэк Рифф. В формации Селати выделяются две разновидности: первая представляет собой породу мафического состава ($\text{SiO}_2=42\%$) с 30% Fe_2O_3 , в которой магний преобладает над кальцием и натрий над калием (табл. 2.4.8). Хлорит составляет 47.7%, практически отсутствует иллит. Из второстепенных минералов в значительном количестве присутствуют гидроксиды железа (гётит = 15.5%). Вероятнее всего, данный образец представляет собой пример выветрелых базальтов, которые, наряду с кварцитами, аркозами, пелитами и граувакками составляют разрез формации [Button, 1973]. Другая разновидность – умеренно кислые породы ($\text{SiO}_2 \sim 60\%$), с существенным преобладанием калия над натрием; это песчано-глинистые породы, глинистая составляющая которых содержит исключительно иллит (ILL=34%) с примесью серпентина. В полевошпатовой составляющей преобладает ортоклаз, содержания которого достигают 20% при 2–4% плагиоклаза (см. табл. 2.4.8). По соотношению полевые шпаты/глины/кварц породы относятся к граувакковым–субграувакковым пелитам (рис. 2.4.15). Степень зрелости пород крайне низкая. По данным в [Button, 1973; Clendenin et al., 1988], эти породы отлагались в интенсивно прогибающейся троговой структуре Селати, граничащей с зеленокаменным поясом Мачисон.

**Химический и нормативный минеральный составы метасадочных пород
супергруппы Трансвааль**

Группа	Саутпенсберг- Ватерберг			Претория					
Формация				Силвертон			Струбенкор		
№№ Проб	C-90	C-130	C-169	D-72	D-79	D-84	CDV-1-2	CDV-1-4	CDV-1-5
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	62.76	80.72	45.22	59.95	69.44	57.84	56.19	66.72	54.46
TiO ₂	0.75	0.93	1.04	0.85	0.62	0.77	0.51	0.8	1
Al ₂ O ₃	18.55	7.12	37.41	21.71	13.45	21.54	12.99	19.81	24.33
Fe ₂ O ₃ ^t	7.33	7.44	0.74	7.22	5.48	7.55	23.4	7.63	10.36
MgO	1.24	0.52	0.09	2.2	2.92	1.75	1.31	1.12	1.67
MnO	0.02	0.01	0.07	0.17	0.6	0.25	0.12	0.09	0.25
CaO	0.44	0.27	0.22	1.57	2.1	0.72	0.61	0.31	0.69
Na ₂ O	6.08	1.99	0.17	2.84	2.53	3.28	0.69	0.66	1.82
K ₂ O	0.03	0.03	0.01	0.05	0.07	0.05	0.06	0.05	0.08
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.27	0.07	0.15	0.05	0.06	0.08	0.18
LOI	2.75	0.92	14.76	3.37	2.64	6.22	4.16	2.73	5.16
Сумма	100	100	100	100	100	100.02	100.1	100	100
Минералы									
AB	3.73	2.27	1.54	2.89	17.94	—	—	—	—
AN	0.4	0.24	0.16	0.31	1.9	—	—	—	—
PL	4.13	2.51	1.7	3.2	19.84	—	—	—	—
OR	9	1	—	—	6.41	—	—	—	—
Q	30.7	68.48	—	13.54	41.04	19.8	31.08	37.5	14.44
MM	—	—	1.45	43.08	—	25.9	21.5	10.64	24.07
ILL	48.76	19.32	1.84	30.05	15.72	35.5	7.32	6.82	19.11
CHL	—	—	—	—	15.71	1.21	15.6	16.86	11.35
GB	—	—	0.37	—	—	—	—	—	—
KN	—	—	92.14	2.41	—	9.76	6.6	26.32	23.69
AP	0.12	0.12	0.65	0.16	0.36	0.12	0.14	0.18	0.42
DL	—	—	—	—	0.08	—	—	—	—
ANK	—	—	0.03	0.06	—	0.72	0.15	—	0.06
SRP	0.5	0.24	—	—	0.12	—	—	0.02	—
GT	6.01	7.37	0.75	6.6	—	6.15	17.04	0.87	5.78
PRL	0.04	0.04	0.01	0.06	0.09	0.06	0.07	0.06	0.1
RT	0.75	0.92	1.05	0.84	0.63	0.78	0.51	0.77	0.98
Сумма	100.01	100	99.99	100	100	100	100.01	100.04	100
Fsp	13.13	3.51	1.7	3.2	26.25	—	—	—	—
Pel	49.26	19.56	95.43	77.95	31.55	72.37	51.02	60.66	78.22
Carb	—	—	0.03	0.06	0.08	0.72	0.15	—	0.06

Группа	Претория				Волкберг				
	Таймболл Хилл			Блэк Рифф			Селати		
№№ Проб	D-31	MSF-2-1	MSF-2-8	CDV-1-28	MEE-20	MEE-35	C-196	D-56	D-111
Компоненты	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	71.78	58.81	59.18	61.82	48.46	60.14	68.76	50.44	42.35
TiO ₂	0.53	0.7	0.72	0.82	0.87	1	0.53	2.42	0.66
Al ₂ O ₃	10.56	20.75	23.93	16.99	17.96	20.55	15.13	16.54	14.91
Fe ₂ O ₃	11.32	8.59	6.93	4.51	5.5	5.04	2.88	10.74	30.35
MgO	1.57	2.22	1.06	3.86	5.26	2.4	2.82	7.14	2.96
MnO	0.23	0.53	0.29	0.49	5.78	0.05	0.15	2.9	0.13
CaO	0.34	0.56	0.72	0.21	0.03	0.05	0.23	0.49	0.2
Na ₂ O	0.89	3.99	4.25	6.32	4.88	5.88	6.67	6.83	0.02
K ₂ O	0.06	0.05	0.06	0.01	0.4	0.02	0	0.04	0.05
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.14	0.27	0.13	0.05	0.12	0.55	0.13
LOI	2.58	3.54	2.72	4.7	10.73	4.82	2.71	1.91	8.24
Сумма	100	99.9	100	100	100	100	100	100	100
Минералы									
Ab	2.87	—	4.99	1.83	0.26	0.43	1.97	4.01	1.76
An	0.22	—	0.53	0.19	0.03	0.05	0.21	0.43	—
Pl	3.09	—	5.52	2.02	0.29	0.48	2.18	4.44	1.76
Or	—	—	—	14.13	9.06	0.59	21.63	19.86	—
Q	57.27	22.89	22.46	29.14	20.53	29.42	36.25	11.69	31.59
Min	—	19.77	4.03	—	—	—	—	—	—
Ill	9.49	42.4	44.4	43.97	36.92	63.18	33.2	34.74	0.22
Chl	27.98	6.25	—	—	19.3	—	—	—	47.7
Gb	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Kln	—	1.75	16.9	—	—	—	—	—	—
Ap	0.33	0.38	0.32	0.66	0.32	0.12	0.29	1.26	0.32
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cc	—	—	—	—	8.08	—	—	—	—
Dl	—	—	—	0.33	3.96	—	—	6.64	—
Ank	—	1.22	0.01	—	—	—	—	—	—
Rch	—	—	—	—	0.66	—	—	—	—
Sd	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Srp	0.85	—	—	5.67	—	2.23	4.12	8.94	2.19
Mst	—	—	—	—	—	—	—	—	—
GT	0.39	4.59	5.57	3.23	—	2.94	1.79	10.03	15.48
Prf	0.07	0.06	0.07	0.01	—	0.02	—	0.05	0.06
Pr	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rt	0.53	0.7	0.7	0.84	0.89	1.02	0.54	2.34	0.69
Hl	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gy	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fl	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100	100.01	99.98	100	100.01	100	100	99.99	100.01
Fsp	3.09	—	5.52	16.15	9.35	1.07	23.81	24.3	1.76
Pl	38.32	70.17	65.33	49.64	56.22	65.41	37.32	43.68	50.11
CARB	—	1.22	0.01	0.33	12.7	—	—	6.64	—

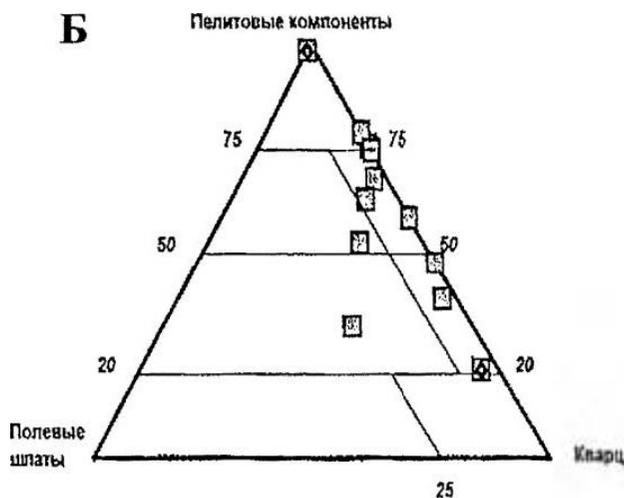
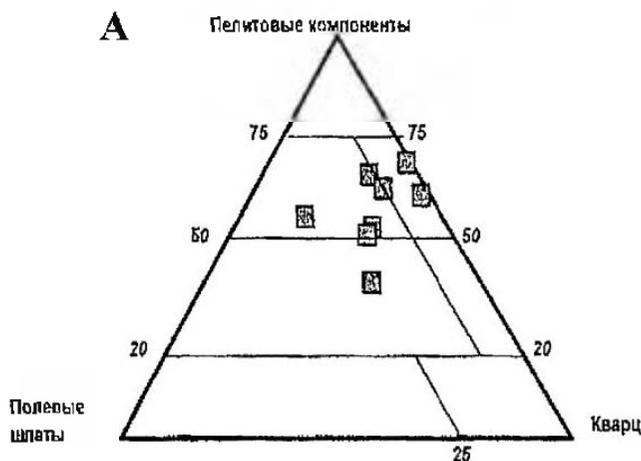


Рис. 2.4.15. Соотношение нормативных концентраций полевых шпатов, глинистых минералов и кварца в метасадочных породах супергруппы Трансвааль

А – архей, Б – протерозой

Расположенная выше по разрезу формация Блэк Рифф завершает архейский период развития Каапвальского кратона. Породы формации, аналогично породам формации Селати, представляют собой речные и морские отложения, в целом согласно перекрывающие отложения формации Селати в одноименном тропе [Button, 1973]. Песчано-глинистые породы формации по составу схожи с аналогичными породами ниже расположенной формации (см. рис. 2.4.15 А). Отличительной чертой их является появление в составе некоторого количества карбонатов. Карбонатные породы, как самостоятельный тип осадков в разрезе формации, отмечены Баттоном [Button, 1981]. Этот фактор должен фиксировать изменение

климатических условий седиментации. Тем же автором отмечается зрелость осадков формации.

Группа Претория открывает протерозойский этап развития Каапвальского кратона. Как отмечалось выше, группа состоит из трех формаций, снизу вверх соответственно Таймбол Хил – Струбенкор – Силвертон. В составе всех формаций преобладают глинистые породы и кварциты. Пелитовая составляющая песчано-глинистых пород содержит значительные количества как иллита, так и хлорита. Последний иногда преобладает, слагая ~ 30% породы (см. табл. 2.4.8). Значительные содержания хлорита, наряду с практически постоянным присутствием в породах высоких количеств монтмориллонита (табл. 2.4.8), отражают, вероятно, присутствие продуктов разложения пеплового или другого вулканогенного материала ультрамафического и мафического составов. В целом количество глинистой составляющей колеблется в пределах от 31 до 75%. Необходимо отметить минимальные количества полевых шпатов или их полное отсутствие, за исключением обр. № D79, в котором наряду с плагиоклазом, присутствует значительное количество ортоклаза (см. табл. 2.4.8). В породах отмечается постоянное присутствие каолинита. В среднем сумма глинистой составляющей и кварца достигает ~ 90%, что, параллельно с присутствием каолинита, указывает на довольно высокую зрелость слагающего материала. В породах всех трех формаций присутствуют гидрооксиды железа (гётит). Таким образом, породы супергруппы Трансвааль обладают многими схожими чертами, на основании чего можно сделать вывод об единообразных условиях их формирования. По соотношению полевые шпаты/глины /кварц породы относятся к субграувакковым пелитам и собственно пелитам (см. рис. 2.4.15 Б). При этом вверх по разрезу породы постепенно «очищаются» от кварца, что, возможно, свидетельствует об увеличении расстояния от береговой линии морского бассейна седиментации.

Тенденции в изменении состава осадков со временем

Анализ данных MINLITH-нормативного минерального состава метаседиментогенных пород, в сопоставлении с наблюдаемыми минеральными составами для слабо метаморфизованных разновидностей, позволяет наметить следующие тенденции в ходе эволюции рассмотренных бассейнов от палеоархея до палеопротерозоя включительно.

1. Пелитовая составляющая пород, включающая весь комплекс слоистых алюмосиликатов (иллит, хлорит, монтмориллонит, каолинит), постепенно возрастает от палеоархея до протерозоя, что соответствует увеличению степени дифференцированности этих пород в ходе эволюции бассейнов. При общей направленности изменения количества пелитовой составляющей тренды изменения ее составных частей (K-содержащий иллит и Mg-, Fe-содержащие хлориты и монтмориллониты) показывают противоположную друг другу направленность в изменениях по разрезу: тренд изменения иллита повторяет общую тенденцию возрастания пелитовой составляющей, тогда как содержания хлорита и монтмориллонита постепенно снижаются вверх по разрезу, что соответствует общей тенденции развития седиментационных процессов и, в частности, снижения роли мафичес-

кого и ультрамафического материала [Мигдисов и др., 2003]. Подобно хлориту распределяются по разрезу содержания плагиоклаза. При более детальном анализе соотношения железистых слоистых силикатов и апортитовой составляющей плагиоклаза выявляется четкая согласованность максимальных содержаний хлорита с таковыми основного плагиоклаза, что, видимо, является следствием единого, базальтоидного по составу, вулканического источника этих минералов. Однако существенным источником плагиоклаза на ранних этапах развития бассейнов являются плагиогнейсы (ТТГ – тоналиты, трондьемиты, гранодиориты), что подтверждается составом наиболее древних метapelитов Свазиленда, обладающих максимальными содержаниями плагиоклаза, не сопровождающимися значительными количествами хлоритов.

Распределение содержаний кварца в породах по разрезу является, наряду с пелитовой составляющей, еще одним показателем увеличения дифференцированности изучаемых докембрийских пород в ходе развития седиментационных процессов. Его содержания имеют противоположный по отношению к пелитовой составляющей тренд распределения по разрезу, что подтверждает постепенное «освобождение» глинистых сланцев от грубозернистых составляющих, увеличивая отсортированность пелитовых осадков.

Снижение по разрезу количества плагиоклаза, Mg-, Fe-содержащих смешаннослойных силикатов и рост от AR₂ к PR₁ калий-содержащего иллита тоже отвечает общей направленности эволюции глинистых сланцев и свидетельствует о затухании влияния ультрамафического и мафического вулканогенного материала и материала плагиогнейсов как источников, питающих древние бассейны седиментации Каапвальского кратона.

2. Степень переработки в области размыва материала, поступающего в осадочные бассейны, является функцией воздействия климата и интенсивности эрозии, которая, в свою очередь, может отражать уровень подъема и денудации областей эрозии. Описанная выше «пелитизация» глинистых сланцев, обеднение их Fe- Mg силикатами и обогащение иллитом и каолинитом в ходе развития осадочных бассейнов могут служить показателями их дифференцированности на протяжении всего разреза – показателями периодов максимальной денудации и/или изменения климатических условий как в областях эрозии, так и в областях осадконакопления.

Таким образом, полученные данные позволили выявить главные тенденции эволюции палеобассейнов седиментации и соотнести эти тренды с основными изменениями тектонических и климатических условий в интервале палеоархей-палеопротерозой Каапвальского кратона Южной Африки.

Глава 3

ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ И ПЕСЧАНЫХ ПОРОД В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КОНТИНЕНТОВ

Эволюция среднего состава глинистых сланцев и песчаников в ходе геологической истории материков (от раннего архея к мезокайнозой) рассмотрена в виде трендов изменения важнейших минеральных фаз параллельно изменениям среднего минерального состава магматических пород (коматииты, базальты, андезиты, кислые эффузивы, гранитоиды) на основе обобщения огромного собственного и литературного материала. Использовалась программа расчета нормативного минерального состава осадочных пород (MINLITH). Сопоставление трендов изменения осадочных и магматических пород показало согласованность этих изменений и снижение в ходе времени (от раннего архея к фанерозою) магнийсодержащих минеральных фаз, последовательный рост калийсодержащих минералов и, отчасти, кварца [Мигдисов и др., 2003].

Последовательное изменение средних содержаний главных минералов глинистых сланцев и граувакк, взаимосвязанное с изменением минерального состава важнейших типов магматических пород, определялось, главным образом, изменением пропорций и составов (в соответствии со сменой во времени преобладающей тектонической позиции формирования пород) основных, кислых и осадочных пород, слагавших область эрозии.

На основании данных о распространенности магматических и осадочных пород и об их минеральных составах для разных этапов истории континентов рассчитано среднее содержание главных минеральных фаз в комплексе пород, слагавших области эрозии: в зеленокаменных поясах и в верхней континентальной коре в целом.

Закономерности изменения в ходе геологического времени среднего минерального состава глинистых пород в большинстве случаев отвечают трендам эволюции состава областей эрозии, представленных зеленокаменными поясами. Более слабо проявленные изменения в граувакках соответствуют, как правило, изменениям минеральных составов всей верхней коры континентов, где преобла-

дал гранито-гнейсовый комплекс. Предполагается, что причинами различных источников вещества глинистых и песчаных пород могут быть следующие: (а) породы зеленокаменных поясов и гранито-гнейсового комплекса имеют различную устойчивость к выветриванию, что привело к преимущественному формированию за счет первых – глинистых пород, а за счет вторых – песчаных; (б) в связи с разными скоростями разрушения пород зеленокаменных поясов и гнейсового комплекса их пропорции во время накопления нижнеархейских глин были иными, чем в настоящее время. В связи с этим древние глины испытали на себе большее влияние коматиитов и базальтов, чем это допускается современным соотношением пород в древнеархейском возрастном комплексе. В предыдущем разделе подобная эволюция описана также и в пределах одного конкретного региона – Каапвальского кратона.

Состояние проблемы и постановка задачи

Проблема эволюции химического и минерального составов главных типов пород осадочной оболочки и земной коры – одна из фундаментальных проблем геохимии. Пытаясь продвинуть решение этой проблемы, академик А.Б. Ронов и один из авторов этой работы на основе данных о распространенности и химическом составе пород щитов, фундаментов и осадочных чехлов Русской, Северо-Американской и некоторых других платформ [Ронов, Мигдисов, 1970] обнаружили отчетливые тренды изменения химического состава осадочных (метаседиментогенных) и магматических комплексов пород в ходе геологической истории этих блоков земной коры. С учетом полученных в этой работе результатов и после нескольких лет накопления новых систематических данных эти же авторы, совместно с А.А. Ярошевским и Н.В. Бредановой, вновь вернулись к данной проблеме [Ронов и др., 1984; Ронов и др., 1988; Ronov et al., 1992], основываясь на более обширном и представительном материале. Используя оригинальные данные о глобальной (объемной или площадной) распространенности пород различных материков и результаты обобщения более 45 тыс. литературных и собственных анализов, мы вывели взвешенные оценки среднего содержания не только главных компонентов (как в упомянутой выше статье [Ронов, Мигдисов, 1970]), но и распространенности многих редких элементов в глинистых сланцах, гранитоидах, базальтах и коматиитах, сформированных в течение пяти крупнейших этапов геологической истории материков от раннего архея до фанерозоя (AR_1 , AR_{2-3} , PR_1 , PR_{2-3} (R_1-V), Ph). Таким образом, была прослежена эволюция химического и микроэлементного составов осадочных, кислых, основных и ультраосновных пород, составляющих, как предполагается, более 95% массы земной коры. Отличие этого исследования от предыдущих состояло в том, что впервые не для отдельных регионов, а в целом для континентов мира было рассмотрено изменение во времени средних химических составов наиболее распространенных типов осадочных и магматических пород земной коры, причем, по возможности, рассматривались оценки, взвешенные по массам (или по площадям выходов). Исследованием были охвачены все главные типы геотектонических структур континентов. В результате для изученных пород (как для осадочных, так и для магматических, а из них как для коровых, так и для мантийных)

и, следовательно, для земной коры в целом были обнаружены общие, четко проявленные тренды возрастных эволюционных изменений их средних химических составов. Было высказано предположение, что эти изменения в ходе геологической истории сопряжены с ростом мощности земной коры, уменьшением величины теплового потока и с изменением соотношения тектонических режимов формирования пород: от господства активных (геосинклиналей, т.е. подвижных поясов, активных окраин, а в вещественном понимании – океанических и континентальных вулканических дуг) к усилению роли платформенных обстановок в ходе процесса стабилизации континентов [Ронов и др., 1988]. Приведенные в цитированных работах графики изменения в ходе геологического времени нормативного минерального состава (CIPW) коматиитов, базальтов и гранитоидов (рис. 3.1) наглядно демонстрируют общность тенденций изменения вещественного состава магматических пород.

Несколько лет спустя после публикации наших обобщений [Ронов и др., 1988; Ronov et al., 1992] вышли обобщающие работы К. Конди [Condie, 1993, 1994], также посвященные проблеме изменения распространенности и химических составов главных типов магматических и осадочных пород коры континентов от раннего архея до фанерозоя. Для многих типов пород им были охарактеризованы практически те же возрастные интервалы, что и в рассмотренных выше работах, а для некоторых типов пород – интервалы более грубые. Количество использованных анализов химического состава, в целом, меньше, чем в наших публикациях. Выводились, по-видимому, средние статистические, а не взвешенные по распространенности средние составы пород. Тем не менее, оценки средних составов базальтов на разных возрастных этапах в наших работах и в работе К. Конди [Condie, 1993] оказались достаточно близкими. Сходным оказывается и характер изменений составов кислых пород: гранитоидов, рассмотренных нами [Ронов и др., 1988; Ronov et al., 1992], и гранитоидов и фельзитических (кислых) эффузивов, по Конди [Condie, 1993]. Результаты этого обобщения существенно дополнили и расширили полученную нами ранее информацию. Особенно важными являются сведения об изменении среднего состава таких образований, как андезиты, кислые эффузивы (фельзиты) и граувакки. Охарактеризованы отдельные генетические типы гранитоидов (группа тоналитов, трондьемитов, гранодиоритов и группа гранитов). В то же время малоинформативными оказались сведения о составе коматиитов (в отличие от нашей работы, их характеристики не дифференцированы для разных этапов геологической истории: приведена лишь средняя их характеристика) и о составе кратонных песчаников. Мы не стали использовать их здесь в силу большей обоснованности и полноты нашей собственной оценки для первых и явного несоответствия предлагаемых К. Конди данных по кратонным песчаникам более представительным нашим оценкам по материкам [Ронов, Мигдисов, 1970; Ронов и др., 1990б, 1996].

Рассмотреть в общем ряду вместе с магматическими породами закономерности изменений среднего минерального состава осадочных образований ранее не представлялось возможным. Данные о модальных минеральных составах, полученных рентген-дифрактометрическим методом, имелись в литературе, но были ограничены и несистематичны. Не существовало также общепринятого мето-

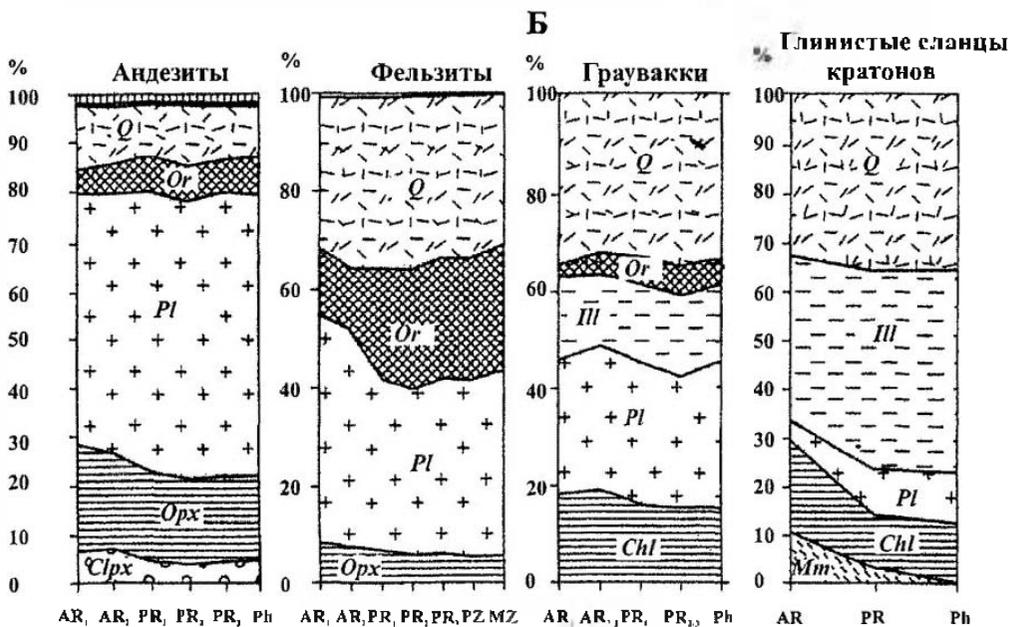
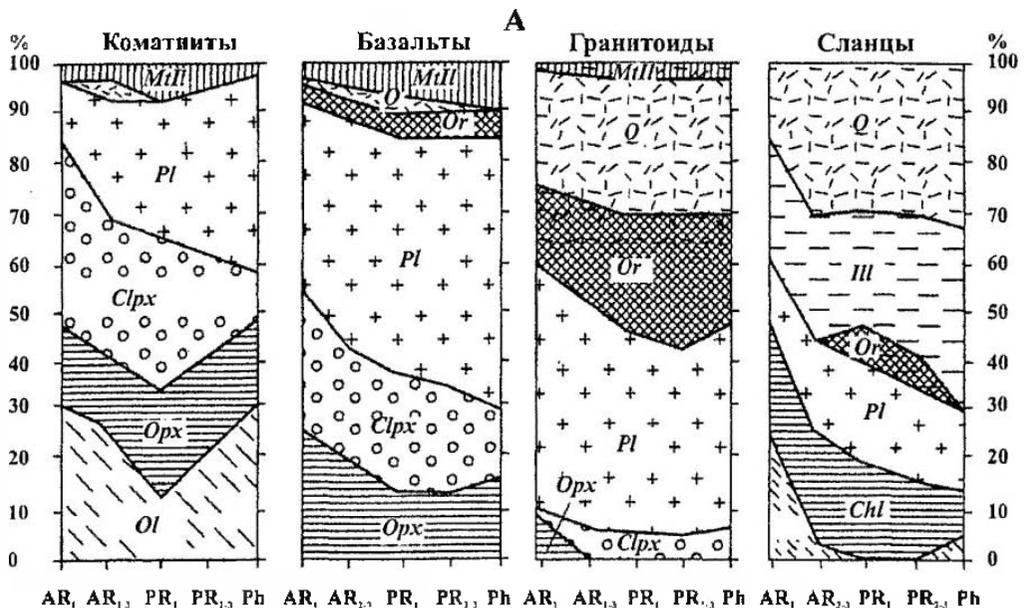


Рис. 3.1. Изменение в ходе геологического времени нормативного минерального состава магматических и осадочных пород

А) Коматиты, базальты, гранитоиды и глинистые сланцы всех тектонических зон континентов, по данным [Роноп и др., 1988];

Б) Андезиты, фельзиты, граувакки и глинистые сланцы кратонов, по данным [Condie, 1993]

Обозначения: *Ol* – оливин; *Orpx* – ортопироксен; *Cpx* – клинопироксен; *Pl* – плагиоклазы; *Or* – ортоклаз; *Q* – кварц; *Mt-II* – магнетит и ильменит; *Ill* – иллит; *Chl* – хлорит; *Mm* – смектит (монтмориллонит)

да расчета минеральных фаз осадочных пород по их химическому составу, достоверность которого была бы доказана фактическими данными. Соответственно, использование нормативных оценок для выявления возрастных трендов минералов в осадочных толщах также было невозможно. Анализ возрастных изменений среднего минерального состава осадочных пород на основании нормативных оценок стал возможным, как нам представляется, лишь недавно. На основе разработанного MINLITH-алгоритма [Розен, Нистратов, 1984], А.А. Аббясов для среды EXCEL разработал программу расчета по петрохимическим данным нормативного минерального состава осадочных пород [Розен и др., 1999; Розен и др., 2000а; Розен, Аббясов, 2003].

После опубликования А.Б. Роновым, А.А. Мигдисовым и Кн. Хане [Ронов и др., 1990а, 1995] систематических данных рентгено-дифрактометрического количественного анализа глинистых и алевро-псаммитовых пород Русской платформы и с привлечением ряда других публикаций авторам удалось провести детальный анализ достоверности результатов нормативных расчетов [Розен и др., 1999, 2000]. Эта работа продолжается и сейчас. Накоплен большой материал по сопоставлению модальных и нормативных оценок содержаний различных минеральных фаз в фанерозойских осадочных породах, сформировавшихся в различных геодинамических (геотектонических) обстановках, что, по-видимому, является предметом отдельного сообщения.

Ниже, в дополнение к информации, обсуждавшейся в цитированных выше работах, мы приводим (табл. 3.1) результаты расчета MINLITH-нормативных минералов, данные рентген-дифрактометрических анализов модальных их содержаний, а также оценки рекомендуемых значений в широко используемых международных стандартных образцах (reference samples) терригенных осадочных пород (углистого глинистого сланца – TS и полевошпатового песчаника – FK). Как можно видеть из таблицы, расчетные оценки содержаний минералов достаточно близки их оценкам, рекомендуемым в сертификатах, равно как и их рентгенодифрактометрическим определениям. Расхождения расчетных оценок с теми и с другими не превышают, как правило, 10% относительных и увеличиваются лишь при малых количествах минерала. Тем не менее, иногда возникают разночтения при идентификации железомagneзиальных фаз. Согласно сертификату, в сланце TS содержится 10% хлорита. Рентгеновский анализ показал 5% хлорита, плюс 5 дополнительных (по сравнению с сертифицированными данными) процентов иллита, а также примесь гетита (0.5%). Сумма этих фаз составляет как раз 10%. Расчетные данные показывают в этом же стандартном образце вместо хлорита – некоторое количество серпентина и гетит (см. табл. 3.1), сумма которых также составляет ~9%.

Обоснованность данных о средних химических составах глинистых и метapelитовых пород, граувакк и песчаников, явившихся основой для получения обсуждаемых в статье оценок распространенности минеральных фаз, весьма высока [Мигдисов и др., 2003]. В общей сложности они опираются почти на 50 тысяч химических анализов. Эти данные, а также методы их получения детально описаны в цитированных выше публикациях.

Оценки минерального состава стандартных образцов, %

Минералы	Стандартные образцы					
	Угристо-глинистый сланец, TS			Песок полевошпатовый, ГК		
	Методы			Методы		
	Рекоменд.	Рентген	Расчет	Рекоменд.	Рентген	Расчет
PL	<2	1±0.5	0.7	0	0.7	2.2
OR	0	2 ± 0.5	3.3	24	20.5	22.2
Q	42	40 ± 2	38.8	71	72±1	70.1
ILL	46	51.5 ± 3	48.2	5	5.5±1	5.2
CHL	10	5±1	0	0	0.5 ± 0.5	0
SRP	0	0	1.7	0	0	0.1
GT	0	0.5 ±0.5	7.3	0	0	0.1
DL+ANK	0	0	0	0	1±0.2	0
Сумма	<100	99.0	100.0	100.0	100.2	99.9
Полевые шпаты	<2	3±0.5	4.0	24	20.5	24.4
Слонистые минер.	56	56	49.8	5	6	5.2
Пол. шп. ± сл. мин.	<58	59	53.8	29	26.5	29.6

Тренды изменения среднего минерального состава терригенных осадочных пород в геологической истории континентов

Средний химический состав глинистых сланцев и их метаморфических аналогов, а также граувакк и песчаников, сформированных в пределах разных материков на пяти главных возрастных этапах геологической истории континентов, приведены в табл. 3.2 на основании наших предыдущих публикаций [Ронов и др., 1984, 1988; Ronov et al., 1992] и работ К. Конди [Condie, 1993, 1994]. По данным этих оценок в табл. 3.3 приводятся результаты расчета нормативного минерального состава глинистых сланцев, а также песчаных отложений (граувакк) по программе MINLITH [Розен, Аббясов, 2003]. Принятые значения середины возрастных этапов соответствуют: для AR₁ – 3.6 млрд. лет; для AR₂₋₃ – 2.9 млрд. лет; для PR₁ – 2.0 млрд. лет; для PR₂₋₃ (R₁ – V) – 1.1 млрд. лет; для Ph – 0.3 млрд. лет. На рис. 3.1А графики изменения среднего нормативного минерального состава глинистых сланцев, построенные по данным табл. 3.3, сопоставляются с обсуждавшимися ранее [Ронов и др., 1988; Ronov et al., 1992] изменениями средних нормативных минеральных составов (CIPW) коматиитов, базальтов и гранитоидов. На рис. 3.1Б на основании дополнительных данных [Condie, 1993, 1994] про-

**Изменение среднего химического состава (% мас.) глинистых сланцев и граувакк
в ходе геологического времени**

Компо- ненты	Глинистые сланцы всех тектонических обстановок					Глинистые сланцы кратонов			Граувакки					
	Геологический возраст, млрд. лет													
	AR ₁	AR _{2,3}	PR	PR _{2,3}	Ph	AR	PR	P ₁	AR ₁	AR _{2,3}	PR	PR _{2,3}	Ph	
	3.6	2.9	2.0	1.1	0.3	2.9	1.6	0.2	3.6	2.9	2.0	1.1	0.3	
SiO ₂	58.67	59.67	62.06	62.17	57.50	60.95	63.10	63.60	66.10	65.00	65.40	66.10	66.20	
TiO ₂	0.8	0.68	0.79	0.91	0.8	0.62	0.64	0.82	0.56	0.61	0.74	0.77	0.75	
Al ₂ O ₃	16.76	16.52	16.76	17.29	16.64	17.5	17.50	17.8	15.30	15.20	15.50	15.00	15.50	
Fe ₂ O ₃	1.93	1.99	2.16	2.76	3.12	—	—	—	—	—	—	—	—	
FeO	7.32	5.91	5.16	4.04	2.86	7.55*	5.65*	5.89*	5.65*	5.9*	6.1*	5.8*	6.2*	
MgO	5.52	4.07	2.98	2.79	2.5	3.88	2.20	2.3	3.50	3.30	2.20	2.10	2.05	
CaO	1.89	2.78	2.16	1.54	2.9	0.64	0.71	1.3	2.50	2.60	2.50	2.60	2.90	
Na ₂ O	1.17	1.87	2.08	1.77	1.17	0.68	1.06	1.1	2.90	3.10	3.00	2.80	2.95	
K ₂ O	2.30	2.39	3.08	3.5	3.26	3.07	3.62	3.84	2.80	2.10	2.40	2.50	2.30	
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.14	0.17	0.17	0.10	0.12	0.14	0.12	0.14	0.15	0.14	0.14	
MnO	0.14	0.1	0.14	0.12	0.11	—	—	—	—	—	—	—	—	
CO ₂	0.74	1.38	0.48	0.1	2.54	—	—	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O	2.52	2.53	1.58	3.26	5.75	—	—	—	—	—	—	—	—	
LOI	—	—	—	—	—	5.03	5.40	3.21	1.52	2.05	2.01	2.19	1.02	
Сумма	99.87	100.0	99.57	100.4	99.32	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	
Кол. анал., обр.	57	1394	1507	5940	34840	~100	~100	~100	~100	~100	~100	~100	~100	

По данным [Ронов и др., 1988; Ronov et al., 1992; Condie, 1993; 1994]; * общее железо в форме FeO

ведено сопоставление минерального состава песчаных пород (граувакк) со средними и кислыми вулканическими породами – андезитами и фельзитами.

Как уже отмечалось [Ронов и др., 1988; Ronov et al., 1992], в магматических породах от древних этапов к молодым происходит: (1) увеличение средних содержаний нормативного плагиоклаза в коматиитах и базальтах, нормативного ортоклаза в базальтах и гранитоидах и (2) снижение средних содержаний клинопироксена во всех типах пород, ортопироксена – в базальтах и гранитах, плагиоклаза – в гранитоидах. Эти тенденции изменения от древних к молодым как раз соответствуют смене минерального состава продуктов кристаллизации ультраосновных, основных и кислых магматических расплавов в ходе их эволюции от более примитивных к более дифференцированным [Ронов и др., 1984; Ронов и др., 1988; Ronov et al., 1992].

**Изменение среднего минерального состава глинистых сланцев и граувакк
в ходе геологического времени**

Минерал	Глинистые сланцы всех тектонических обстановок					Глинистые сланцы кратонов			Граувакки					
	AR ₁	AR ₂₋₃	PR	PR ₂₋₃	Ph	AR	PR	Ph	AR ₁	AR ₂₋₃	PR	PR ₂₋₃	Ph	
	Геологический возраст, млрд. лет													
	3.6	2.9	2.0	1.1	0.3	2.9	1.6	0.2	3.6	2.9	2.0	1.1	0.3	
AB	4.29	15.53	17.29	14.86	9.81	3.35	8.43	9.22	23.93	25.75	24.89	23.28	24.14	
AN	7.86	1.65	1.83	1.58	1.04	0.36	0.89	0.98	2.54	2.73	2.64	2.47	2.57	
PL	12.15	17.18	19.12	16.44	10.85	3.71	9.32	10.20	26.5	28.48	27.53	25.75	27.9	
OR	0	0	4.70	4.35	0	0	0	0.81	2.54	4.39	5.20	5.85	4.74	
Q	17.11	29.23	29.12	29.81	30.61	31.40	34.61	34.01	32.75	30.49	31.09	32.90	31.31	
MM	19.75	0.51	0	0	2.11	10.25	2.98	0	0	0	0	0	0	
ILL	22.35	25.28	23.85	29.25	36.33	33.01	39.42	39.23	16.26	14.09	15.77	15.68	15.07	
CHL	23.41	22.55	18.29	16.12	13.02	18.74	10.56	11.73	17.72	18.26	15.31	14.50	14.60	
AP	0.24	0.28	0.33	0.40	0.42	0.24	0.29	0.33	0.28	0.33	0.35	0.33	0.32	
CC	1.16	3.94	2.11	1.10	3.70	0	0	0.53	2.84	3.14	2.28	2.57	3.21	
DL + ANK	2.90	0.21	1.48	1.44	1.94	1.70	1.48	2.35	0	0.21	1.74	1.68	2.16	
RCH	0.21	0.16	0.22	0.19	0.19	0	0	0	0	0	0	0	0	
RT	0.73	0.67	0.78	0.90	0.83	0.62	0.65	0.81	0.55	0.60	0.73	0.76	0.69	
Сумма	100.00	100.01	100.00	100.0	100.0	99.67	99.31	100.0	100.0	99.99	100	100.02	100	

Дополнительные данные [Condie, 1993, 1994] по основным породам и новые оценки по тоналитам-трондjemитам-гранодиоритам, а также по средним и кислым эффузивам также не противоречат трендам дифференциации. В минеральном составе глинистых сланцев, как видно из данных табл. 3.3, происходят преобразования, которые в значительной степени согласованы с изменениями магматических пород. На рис. 3.1А и Б можно видеть, что изменения нормативного минерального состава глинистых сланцев и метapelитов также указывают на увеличение «зрелости» (дифференцированности) этих пород по мере геологической эволюции континентов. Это увеличение в ходе времени концентраций калий-содержащих минералов (иллит + ортоклаз), некоторый рост содержания кварца и уменьшение железо- и магнийсодержащих минералов (хлорит + монтмориллонит). Эти же тенденции проявлены еще более ярко в глинистых образованиях кратонов. Так, содержание калиевых фаз (ортоклаз + иллит) растет от 33% в архее до 40% в фанерозое, а доля Fe-Mg- силикатов падает от 29% до <12%. Сход-

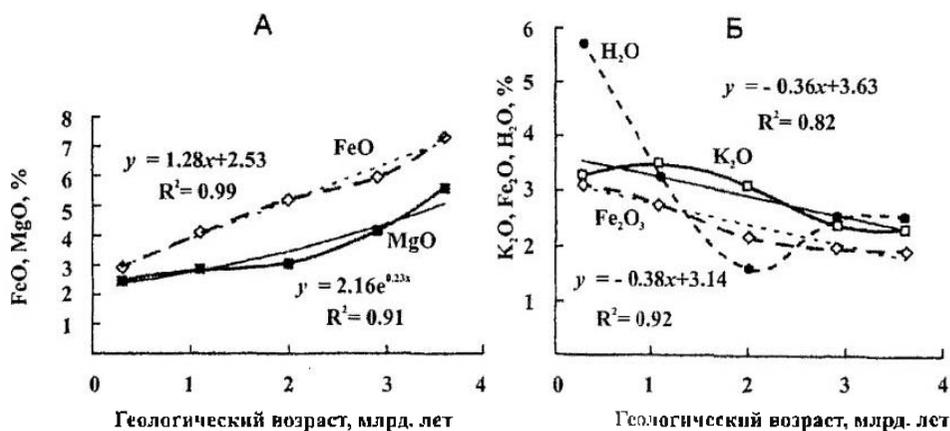


Рис. 3.2. Изменение в геологическом времени средних содержаний MgO и FeO (А) и K₂O, Fe₂O₃ и H₂O (Б) в глинистых сланцах континентов

ные тренды обнаруживаются и в изменении во времени минерального состава граувакк: от древних пород к молодым в них падает среднее содержание железисто-магнезиальных фаз и увеличивается количество калиевых минералов. Все это свидетельствует о единой для всех терригенных осадочных пород направленности процессов эволюции минерального состава, отвечающих главным трендам изменения состава магматических пород и пород земной коры в целом [Ронов и др., 1988; Ronov et al., 1992].

Остановимся на трендах изменения химического и минерального составов терригенных осадочных пород и их метаморфических аналогов более подробно [Мигдисов и др., 2003].

Наиболее значительным изменением химического состава глинистых сланцев, соответствующим эволюции состава земной коры в целом, является снижение по мере уменьшения возраста отложений содержаний MgO и FeO [Ронов и др., 1970, 1984, 1988; Ronov et al., 1992]. Эти тренды с высокой вероятностью ($R^2 = 0.91-0.99$) аппроксимируются для Mg показательной функцией и для закисного железа – функцией линейной (рис. 3.2А). Аналогичные тренды для MgO и, отчасти, для общего железа ($R^2 = 0.67-0.61$) проявляют, по данным [Condie, 1993], глинистые сланцы кратонов.

Для граувакк, как и для глинистых пород, характерна отчетливая тенденция ($R^2 = 0.85$) к снижению концентраций MgO по показательному закону (рис. 3.3), с переломом на границе архея и протерозоя.

Однако суммарное железо не выявляет сколько-нибудь определенных трендов изменения во времени, вероятно, из-за разной направленности возрастных изменений двух- и трехвалентных его форм. Действительно, как видно из табл. 3.2 и рис. 3.2Б, не менее важным является увеличение в глинистых и метапелитовых породах от древних к молодым количеств не только K₂O, но и окисного железа и воды, а отчасти и кремнезема. Рост в ходе времени содержаний калия и

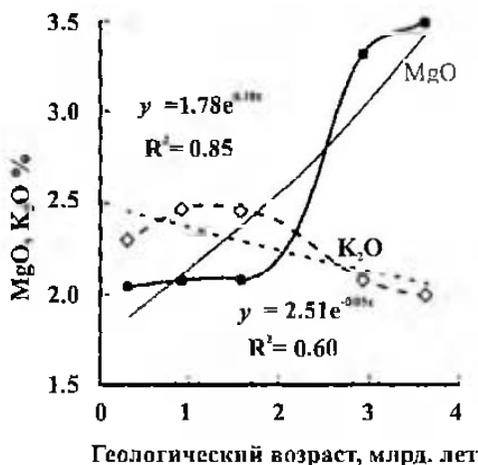


Рис. 3.3. Изменение в геологическом времени средних содержаний MgO и K_2O в граувакках континентов

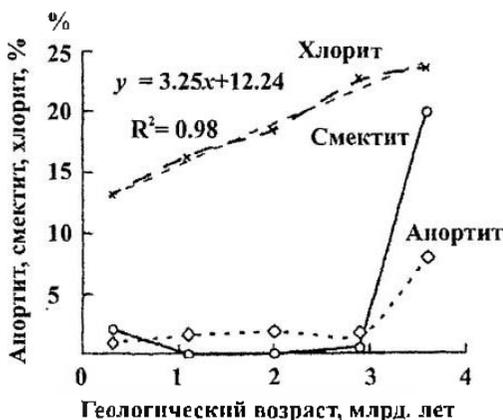


Рис. 3.4. Изменение в ходе геологического времени средних содержаний нормативных магний-железо-кальциевых силикатов (сметкита, хлорита и апортита) в глинистых сланцах

окисного железа в глинистых сланцах происходит линейно ($R^2 = 0.82-0.92$), а увеличение при этом содержания в них воды достаточно близко аппроксимируется логарифмической зависимостью ($R^2 = 0.8$). В кратонных глинистых и метапелитовых образованиях тренды K_2O и SiO_2 отчетливо проявлены, тогда как формы железа и формы летучих не определялись [Condie, 1993]: приводятся лишь потери при прокаливании. Изменения в геологическом времени содержаний K_2O в граувакках в полной мере соответствуют направленности их изменений в других породах и показаны на рис. 3.3. Видно, однако, что градиенты изменения во времени в этих породах очень малы по сравнению с таковыми в глинистых сланцах.

Описанные тренды изменения химического состава определяют смену соотношений нормативных минеральных фаз (см. табл. 3.3). От ранних этапов развития осадочной оболочки континентов к более поздним в глинистых сланцах и метапелитах существенно уменьшается количество нормативных железо- и магнийсодержащих глинистых минералов (рис. 3.4), если рассматривать их в качестве единственных первичных Fe- и Mg-содержащих минеральных фаз. Сумма Fe- Mg- слоистых силикатов изменяется во времени по экспоненциальному закону ($y = 11.99e^{-0.29x}$; $R^2 = 0.8$), тогда как изменение содержаний нормативного хлорита описывается линейной функцией ($R^2 = 0.98$).

Принятый в программе MINLITH алгоритм нормативного расчета минералов осадочных пород [Розен и др., 1984] исходит из предположения о полном преобразовании всех магнезиально-железистых силикатов лито- и вулканокластического материала в глинистые минералы, формирующие первичные осадки. На самом деле это – идеальный случай. До полного преобразования материала

высокотемпературных силикатов и полного их перехода в глинистые минералы процесс доходит далеко не всегда, особенно при накоплении вулканогенно-осадочных формаций.

Как следует из результатов изучения древнейших осадочных пород (например, сланцев раннеархейских зеленокаменных поясов [Condie, 1981]), глинистые породы в них содержат существенное количество неразложившихся обломков вулканических пород. В осадочно-вулканогенных формациях, как известно, большое количество железа и магния привносится синхронным туфогенным материалом. В статье [Злобин и др., 2001], посвященной расшифровке (по нормативным оценкам программы MINLITH) первичного состава высоко метаморфизованных раннепротерозойских пород Анабарского щита, В.Л. Злобин, О.М. Розен и А.А. Аббясов как раз рассматривают особенности минерального состава метаосадочных пород со значительной долей обломков вулканических пород или синхронной пирокластики.

Их фигуративные точки смещены на треугольных диаграммах глинистые минералы-кварц-полевые шпаты (Pel-Q-Fsp) в область нормативных составов, обогащенных плагиоклазом.

Вполне возможно, что резкое снижение от AR_1 к AR_2 количества нормативного смектита в метапелитовых образованиях может интерпретироваться как значительное уменьшение в ходе геологической истории добавки базальтовой вулканокластики в глинистое вещество. Это коррелируется и с изменением состава самого базальтового вещества, которое становится все менее магниезальным во времени, и со снижением от раннего к позднему архею распространенности ультраосновных вулканитов (коматиитов) [Ронов и др., 1988; Ronov et al., 1992; Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

У нас есть возможность проверить сделанное предположение и более конкретно. Минеральный состав вулканических пород главных геотектонических зон континентов [Ронов и др., 1990б] был рассчитан не только по методу CIPW, как это принято обычно, а также, подобно метаседиментогенным породам, по программе MINLITH. Результаты расчетов приведены в табл. 3.4.

На треугольнике составов PL-CHL(+MM)-Q фигуративные точки метапелитов раннего архея, как видно из рис. 3.5, находятся в непосредственной близости от поля, где располагаются точки составов вулканитов. Это с большой степенью вероятности подтверждает предположение о том, что значительная часть магния и железа в отложениях раннего архея могла быть сосредоточена в вулканокластическом материале базитового состава. И в тех, и в других повышении количества железо-магнезиальных фаз сопровождается увеличением содержания плагиоклазов.

В кратонных глинистых сланцах архея высокие содержания нормативных хлорита и монтмориллонита не сопровождаются сколько-нибудь значительными концентрациями плагиоклаза, и их фигуративная точка, как и точки, отвечающие более молодым кратонным сланцам, находятся на треугольной диаграмме PL-CHL(+MM)-Q вдали от поля расположения вулканитов и сдвинуты в сторону фигуративных точек платформенных глинистых пород фанерозоя [Ронов и др., 1990б]. Архейские кратонные сланцы, по К. Конди [Condie, 1993], отличаются

Таблица 3.4

**Средние нормативные минеральные составы вулканических пород континентов
и вулканомиктовых пород океана, рассчитанные по программе MINLITH**

Минералы, %	Структуры			
	платформы	орогены	геосинклинали	океаны
	Породы			
	вулканические	пуплканические	пуплканические	вулканомиктовые
AN	23.79	28.17	19.08	24.04
AN	2.52	2.99	2.02	2.55
PL	26.31	31.16	21.1	26.59
OR	0	6.13	0	0
Q	16.74	24.55	15.75	27.35
MM	0	0	12.56	0
ILL	16.25	14.51	10.5	19.07
CHL	13.15	15.17	24.37	5.92
AP	0.75	0.4	0.38	0.46
CC	0	7.13	12.46	0.01
DL + ANK	22.12	0.06	1.74	13.01
RCH	0.24	0.17	0.25	0.01
SD	2.84	0	0	0
SRP	0	0	0	0.90
GT	0	0	0	5.60
PRL	0	0	0	0.15
PR	0.06	0.08	0.07	0
RT	1.53	0.59	0.75	0.96
GL	0.01	0.03	0.03	0
GY	—	0.03	0.03	0
Сумма	100.00	100.01	99.99	100.03
Fsp	26.31	37.29	21.1	26.59
Pel	29.40	29.68	47.43	25.89
ILL + KN	16.25	14.51	10.5	19.07
CHL + MM + SRP	13.15	15.17	36.93	6.82
Сумма карбонатов	24.96	7.36	14.2	13.02

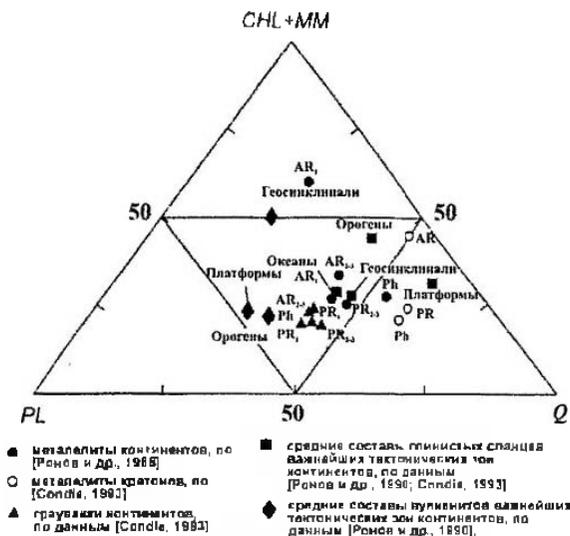


Рис. 3.5. Соотношение средних концентраций MIN/LTN – порфирового плаггиоклаза (PL), кварца (Q) и суммы монтмориллонита и хлорита (CHL+MM) в глинистых сланцах и в граувакках в сопоставлении с их средними содержаниями в вулканитах континентов

ся по среднему химическому составу от фанерозойских (в том числе от PAAS – среднего состава постархейских сланцев Австралии, и NASC – среднего состава сланцев Северо-Американской платформы), а также от средних оценок для сланцев Русской, Сибирской, Китайской платформ [Ронов, Мигдисов, 1970, 1996; Condie, 1993]) необычно низким содержанием Na_2O , что представляется мало понятным. Фигуративные точки граувакк, содержащих, по сравнению с глинистыми сланцами, значительно меньше железа – магнезиальных слоистых силикатов, практически все оказываются в непосредственной близости как от поля распространения средних составов вулканитов континентальных платформ и орогенных зон, так и от поля составов верхнеархейских – протерозойских глинистых пород, занимая узкое поле между ними (см. рис. 3.5).

Резкое падение в глинистых сланцах средних содержаний анортитовой составляющей плаггиоклазов от раннего архея к позднему является, по-видимому, еще одним подтверждением присутствия базальтоидной вулканомиктовой добавки в древнейших глинистых породах (см. рис. 3.4). Метapelиты кратенов, если основываться на оценке [Condie, 1993], не выявляют подобной тенденции. Общее содержание в них плаггиоклаза очень мало в архее и даже несколько увеличивается к фанерозою (от 3.7 до 10.2%). Тем не менее, и в них наиболее резкое изменение среднего содержания магнезиальных и железистых глинистых минералов происходит на границе архея и протерозоя (рис. 3.6).

В граувакках же, в отличие от пелитов, резких изменений минерального состава не наблюдается: на протяжении всей геологической истории рассмотренные выше изменения составов в них достаточно сглажены и происходят очень плавно (рис. 3.7).

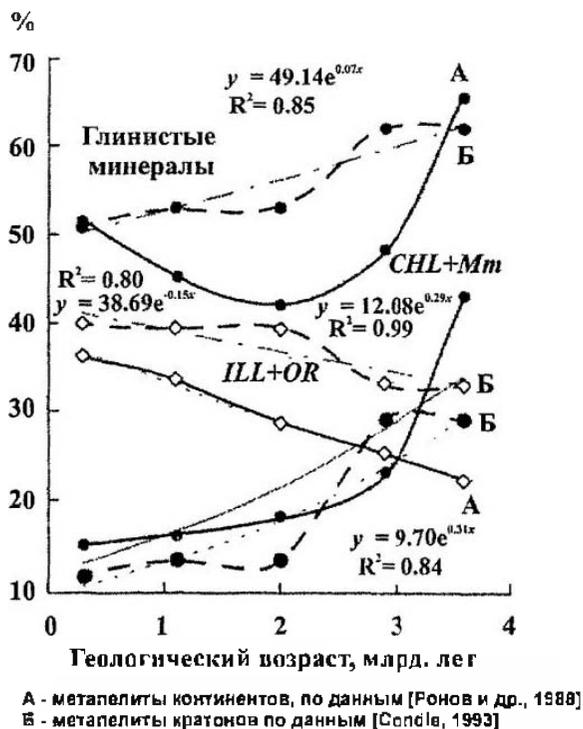


Рис. 3.6 Основные тренды изменения среднего минерального состава метapelитов в геологической истории материков

Изменение количества нормативного магнийсодержащего глинистого минерала в метapelитах в зависимости от геологического возраста имеет еще одну особенность. Как можно видеть из табл. 3.3 и рис. 3.1, 3.4, оно характеризуется двумя пиками. Первый, наиболее крупный, связан с древнейшими (архейскими) глинистыми толщами, и его вероятная интерпретация дана выше. Второй, сравнительно небольшой пик приурочен к наиболее молодым толщам. Такая приуроченность объясняется неустойчивостью смектитов и смешанно-слоистых минералов в относительно глубоких частях стратисферы. Этот факт хорошо известен: его достоверность была продемонстрирована А.Б. Роновым с соавторами на огромном материале глинистых и алевропесчаных толщ Восточно-Европейской платформы и Кавказской складчатой области и Ч. Уивером на примере глин Северо-Американской платформы [Weaver, 1967; Ронов и др., 1965, 19906, 1995, 19996; Розен и др., 2000].

Оценки кратонных метapelитов [Condie, 1993] не выявляют второго пика монтмориллонита. Не обнаруживается он и в граувакках. В то же время, по нашим данным, в верхнепалеозойских и мезокайнозойских отложениях большинства древних платформ континентов и многих складчатых поясов этот пик монтмориллонита проявляется как по данным рентгено-дифрактометрического анали-

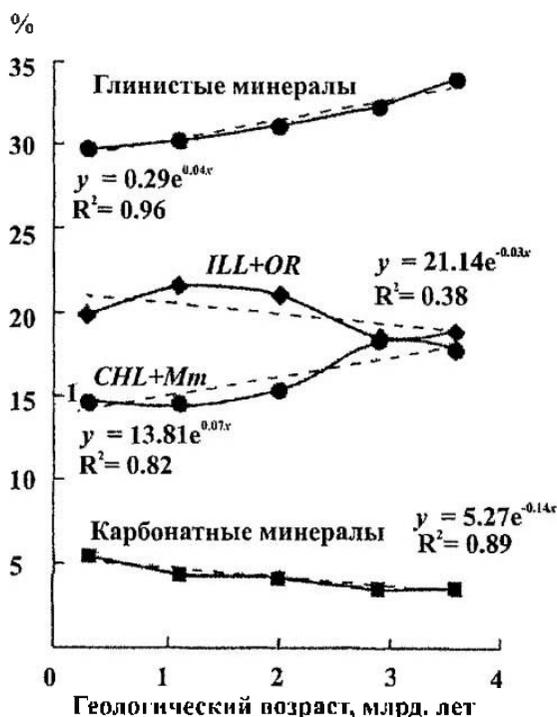


Рис. 3.7. Основные тренды изменения среднего минерального состава граувакк во времени (по данным [Condie, 1993])

за, так и по результатам нормативных расчетов [Weaver, 1967; Ронов и др., 1965, 1990б, 1995, 1999б; Розен и др., 2000].

При этом важно, что для метapelитов всех тектонических обстановок изменение количеств как модалного, так и виртуального монтмориллонита одинаково фиксируется в более молодых отложениях.

Рост в ходе времени средних содержаний нормативного кварца происходит в глинистых отложениях континентов, подобно изменению в них магнезиальных и кальциевых силикатов, между ранним и средним-поздним археем. После этого рубежа колебания содержаний кварца незначительны. В метapelитах кратонов, судя по оценкам [Condie, 1993], также происходит некоторое накопление кварца во времени. В то же время в граувакках подобная тенденция полностью отсутствует (см. рис. 3.1 А, Б): на имеющемся материале мы не обнаруживаем по этому показателю ожидаемого роста зрелости песчаных пород во времени.

Изменения в метapelитах содержаний суммы нормативных глинистых минералов (которые, как говорилось, могут иметь различную природу) характеризуются для общей совокупности глинистых сланцев U-образным распределением (см. рис. 3.6) с отчетливо выраженным минимумом в раннем протерозое (~2 млрд. лет). Такое распределение, как представляется, вызвано сочетанием двух разнонаправленных трендов. С одной стороны – это уменьшающиеся во

времени (по экспоненциальному закону) содержания суммы магнезиальных и железистых слоистых силикатов. Возможная интерпретация этого тренда как результата снижения доли вулканокластического магнезиально-базальтоидного материала и продуктов его изменения обсуждалась выше. С другой же стороны – это последовательно увеличивающееся во времени (см. рис. 3.6) по логарифмическому закону ($R^2 = 0.95$) количество калиевого слоистого силиката – иллита. К этому следует прибавить упоминавшийся выше рост содержаний смешаннослойных минералов и монтмориллонита (второй его пик) в наиболее молодых отложениях. В результате сумма нормативных глинистых минералов в «промежуточные», протерозойские этапы геологической истории (PR_1 ; PR_{2-3}) оказывается минимальной.

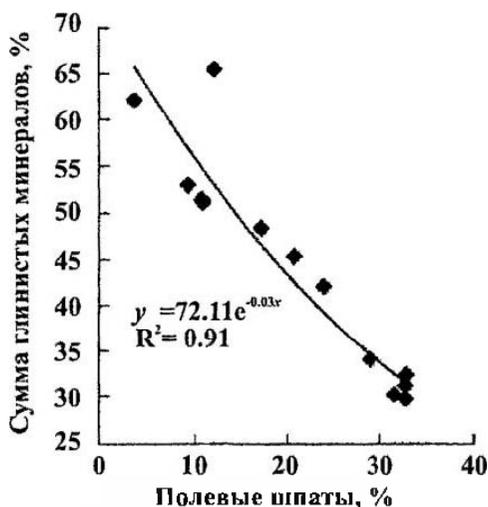


Рис. 3.8. Сопоставление средних содержаний нормативного полевого шпата и суммы глинистых минералов в метапелитах и граувакках материков

В сланцах кратонов, по К. Конди [Condie, 1993], сумма глинистых минералов последовательно падает во времени (рис. 3.1Б, рис. 3.6), и этот тренд определяется почти исключительно распределением нормативных монтмориллонита и хлорита. Для граувакк же можно говорить лишь о некотором очищении этих пород от глинистой составляющей и, соответственно, об уменьшении последней в ходе времени (см. рис. 3.1Б, рис. 3.7). Это, в общем, может рассматриваться как своего рода показатель роста их зрелости (дифференцированности).

Распределение по геологической шкале средних содержаний плагиоклаза в глинистых сланцах зеркально противоположно распределению в этих породах суммы глинистых минералов. Это подтверждается значимой отрицательной корреляционной связью между ними (рис. 3.8). В нижнепротерозойских глинах выявляется, соответственно, максимум содержаний плагиоклаза. Противополож-

но направленным является распределение средних величин этих групп минералов и в кратонных сланцах. В граувакках же распределение суммы глинистых минералов и содержания плагиоклаза между собой никак не связаны.

Заметный рост от раннего архея к фанерозою обнаруживают количества P_2O_5 (апатита). Высокие средние их значения достигаются уже в позднем протерозое и лишь немного увеличиваются в фанерозое. Это близко соответствует закономерностям распределения во времени содержаний фосфора и его осадочных месторождений, рассмотренным недавно В.Н. Холодовым [Холодов, 1997].

Максимумы накопления в глинистых сланцах нормативных анкерита и родохрозита фиксируют, скорее всего, эпохи активного проявления в глинистых толщах диагенетических процессов. Между собой эти минералы связаны достаточно сильной положительной корреляционной связью. Следует напомнить, что при изучении собственно карбонатных пород содержание в них марганца используется в качестве меры интенсивности вторичных изменений [Veizer et al., 1989]. В глинах кратонов прослеживается лишь общая тенденция к росту содержаний суммы всех карбонатных минералов во времени, и тот же тренд характерен для граувакк (см. табл. 3.3, рис. 3.6, 3.7).

Эволюция минерального состава терригенных пород как вероятный результат сочетания контрастных геотектонических обстановок

Последовательное изменение средних составов осадочных пород явилось, как предполагалось [Ронов и др., 1988], отражением меняющихся в ходе геологической истории геохимических особенностей важнейших типов магматических пород и изменения их пропорций в верхней части земной коры, обнажающейся на поверхности Земли в виде области эрозии. Пропорции же и состав слагавших область сноса основных и кислых магматических, а также осадочных пород (составлявших все большую ее долю) существенным образом менялись во времени в зависимости от происходившей на поверхности материков постепенной смены господства тектонически активных зон все большим распространением тектонически стабильных обстановок [Ронов, 1980; Ронов, 1993].

А.Б. Ронов считал, что эволюция составов осадочных пород в значительной степени обязана изменению преобладающих на земной поверхности тектонических обстановок их накопления (от активных к стабильным). В течение многих лет им и его сотрудниками велись параллельные систематические исследования как возрастных изменений осадочных пород, так и сравнительные исследования геохимии тектонически стабильных (платформенных) и активных зон континентов. Геохимические тренды, наблюдаемые в осадочных породах по пересечениям через тектонические профили от пассивных областей (платформ) вглубь подвижных поясов (геосинклиналей – океанических и континентальных вулканических дуг), оказались полностью аналогичными их возрастным трендам от молодых отложений к древним [Ронов, 1981]. А.Б. Ронов писал в этой связи: «Есть все основания утверждать, что тектонический режим в широком понимании этого слова, контролировавший в истории Земли вулканическую деятельность, петрографический состав областей сноса и глубину разложения материнских пород,

был решающим в эволюции химического состава пород осадочной оболочки Земли».

К. Конди, много сделавший для познания геохимии древних толщ, особенно зеленокаменных поясов, также именно различием тектонических обстановок склонен объяснять резкие возрастные геохимические изменения в составе метapelитов, в том числе и преобразования, происходящие на границе AR и PR [Condie, 1993]. В цитируемых работах он неоднократно повторяет тезис о том, что для выведения обоснованного суждения о значимости крупных геохронологических изменений в составе пород необходимо рассматривать отложения, однородные как по литологическому типу, так и по тектоническому их положению. Анализу сравнительной геохимии метаморфических пород, находящихся в разных тектонических позициях, уделяется внимание и в его работах, выполненных совместно с Д.Д. Вронкевичем [Wronkiewicz, Condie, 1987, 1990; Condie, Wronkiewicz, 1990].

Из всего комплекса этих данных следует, что для изменений во времени среднего состава всей совокупности осадочных пород достаточно смены пропорции площадей активных и стабильных тектонических зон осадконакопления. Проявление возрастных трендов в самих породах активных геотектонических зон для этого не обязательно. Тем не менее проведенный нами ранее предварительный анализ [Барсуков и др., 1984] позволил показать, что изменения вещественного состава, характерные для земной коры в целом, происходят и в отдельно взятых породах активных тектонических обстановок. О том же свидетельствует и принципиальное сходство изменений составов глинистых сланцев всех тектонических обстановок (см. табл. 3.2) в зависимости от геологического возраста.

Несмотря на существенное различие составов осадочных пород в обоих типах тектонических обстановок, характер изменения содержаний минеральных фаз принципиально сходный. И в тех, и в других тектонических зонах проявляются тренды изменения вещественного состава, отражающие общий ход развития земной коры.

Эволюция минерального состава областей эрозии

На основании распределения породообразующих и редких элементов ранее [Ронов и др., 1988; Ронов et al., 1992] было показано, что изменение геохимических особенностей глинистых сланцев в ходе геологической истории континентов обязано изменению состава и пропорций выходящих на поверхность областей эрозии основных и кислых магматических пород и более древних осадочных толщ, вступающих в новые циклы седиментации.

Все рассмотренные данные свидетельствуют о том, что в ходе геологической истории континентов и по мере их стабилизации все большую роль при формировании глинистых пород приобретали кислые магматические породы по сравнению с основными, а затем и осадочные по сравнению с магматическими. По этим данным (рассматривались средние содержания в глинистых сланцах Si, Ti, Fe, Mg, Ni, Co, V, Zn, Ba, Zr, Th, U и многих других элементов) были получены близкие оценки вклада основных пород, который составил от 65% в AR₁ до 25–30% в

PR_{2,3}. Коэффициент вариации оценок, полученных по разным химическим элементам, составил 20–30% [Ронов и др., 1988; Ronov et al., 1992].

Подсчеты площадей различных типов пород, выходящих на поверхность материков, проведенные Х. Блаттом и Р. Джонсом [Blatt, Jones, 1975] для разных возрастных подразделений докембрия и фанерозоя, также выявили эволюцию соотношения площадей метаморфических, интрузивных и осадочных пород, достаточно близко отвечающую приведенным выше оценкам. По этим данным, распространенность метаморфических пород в докембрийских областях эрозии составляла 68%, интрузивных – 27%, а осадочных – 5%.

Обобщение данных по изотопному составу Nd, проведенное К. Аллегром и Д. Руссо [Allegre, Rousseau 1984], сопоставление модельного и истинного геологического возраста и полученные ими оценки коэффициентов рециклирования осадочных образований показали близкое сходство и этих оценок с обсужденными выше данными. Эти коэффициенты равны нулю в архее, составляют 25% в раннем протерозое, 25–30% в позднем протерозое и 75% в фанерозое.

Приведенные цифры находятся в хорошем соответствии со схемой изменения петрографического состава областей эрозии континентов, предложенной почти 30 лет назад А.Б. Роновым, А.А. Мигдисовым и А.А. Ярошевским на основании измерений, проведенных по геологическим картам [Ронов и др., 19726], а затем несколько усовершенствованной А.Б. Роновым [Ронов, 1972]. Для докембрия рассматривались, главным образом, области развития супракрустальных толщ, а для фанерозоя использовались данные подсчетов соотношения пород по картам формаций мира [Ронов, 1980, Ронов, 1993]. Согласно этой схеме, соотношение преимущественно основных вулканитов, кислых и, наконец, осадочных пород, соответственно, составляло: AR₁ – 65%–15%–20%, AR_{2,3} – 45%–30%–25%, PR₁ – 25%–40%–35%, PR_{2,3} – 20%–40%–40%, Ph – 10%–35%–55%.

Можно видеть, что совпадение этих оценок со всей совокупностью данных, приведенных выше, достаточно близкое.

К. Конди [Condie, 1993] измерил соотношение главных типов пород в зеленокаменных поясах разного возраста по картам представительных районов ряда континентов. В результате подсчета были получены соотношения главных типов осадочных и вулканических пород в областях развития зеленокаменных поясов (табл. 3.5).

Эти данные близки нашим оценкам, обсуждавшимся выше, но детализируют их. Они характеризуются также установлением для фанерозоя меньшей роли осадочных и большей – основных пород, чем по оценкам наших и многих других авторов. Думается, что для образований неогена измерения, сделанные А.Б. Роновым по картам литологических формаций [Ронов, 1993], имеют более высокую точность, поскольку основаны на систематических глобальных данных.

Однако в целом обе системы измерений сопоставимы, что позволяет вывести средние значения из обеих серий оценок. Соотношения главных типов пород (коматиитов–базальтов–андезитов–фельзических вулканитов и осадочных пород) в областях развития супракрустальных толщ на важнейших стадиях геологической истории континентов представлены в табл. 3.6. Полученные оценки отражены на графике (рис. 3.9А).

Распространенность (в %) главных типов пород в зеленокаменных поясах [Condie, 1993]

Геологический возраст	млрд. лет	Коматииты	Базальты	Андезиты	Фельзиты	Граувакки
AR ₁	3.6	15	36	11	10	28
AR ₂₋₃	2.9	6	39	16	11	28
PR	1.6	1	25	13	27	34
Ph	0.3	0	19	19	25	37

Принципиально важно, что в обобщениях К. Конди [Condie, 1993, 1994] оценены соотношения площадей не только супракрустальных толщ, но и плутонических пород (гранитоиды + ортогнейсы), а среди последних – соотношение площади тоналит-трондьемит-гранодиоритов и плутонов посттектонических и анорогенных гранитов. Если роль плутонов в геологической истории отчетливо падает по сравнению с супракрустальными толщами (PLut/Supr – от 2.5 в AR₁ к 2.3 в AR₂₋₃, 1.1 в PR и до 0.55 в Ph), то соотношение гранитоидов тоналит-трондьемит-гранодиоритовой формации и формации гранитной (TTG/GR), по данным этой работы, практически неизменно (2.3–2.3–2.2–2.5). Естественно, что петрографический состав пород, экспонированных на земной поверхности и отвечаю-

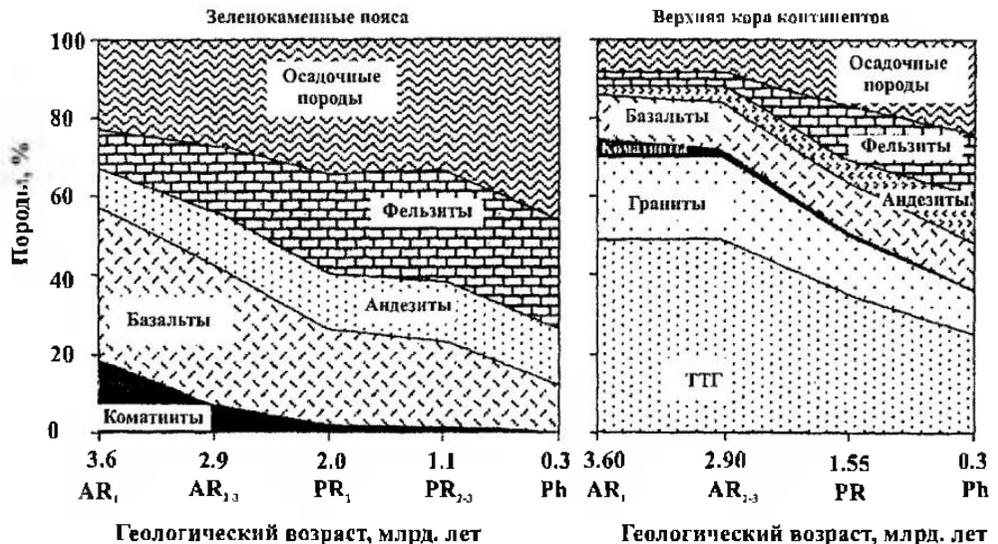


Рис. 3.9. Схема изменения пропорций главных петрографических типов пород в областях эрозии континентов в ходе их геологической истории (по [Condie, 1981; 1993; 1994; Радон и др., 1995])

А

CHL+Mm

Б

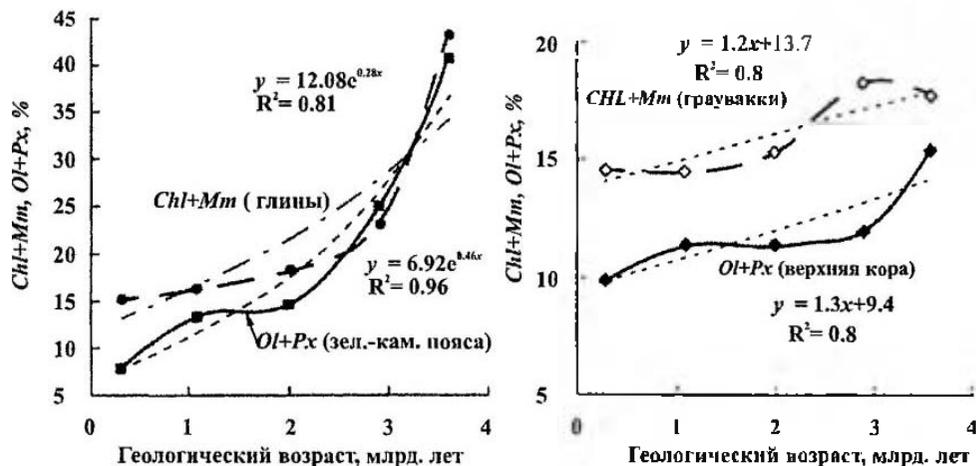


Рис. 3.10. Изменение во времени содержания железомagneзиальных минералов в областях эрозии и в терригенных породах материков

а) изменение средних содержаний суммы железомagneзиальных минералов в зеленокаменных поясах и глинах континентов; б) изменение средних содержаний суммы железо-magneзиальных минералов в верхней коре континентов и в граувакках.

щих верхней коре, будет на разных этапах истории материков существенно иным, чем в зеленокаменных поясах. Изменение распространенности пород в восстановленной такой верхней коре континентов отражено в табл. 3.7 и на рис. 3.9Б.

Мы использовали рассмотренные выше схемы для расчета минерального состава зеленокаменных поясов и верхней земной коры на разных этапах развития континентов (см. табл. 3.6, 3.7). Это дает возможность сопоставления эволюционирующего минерального состава глинистых сланцев и песчаников с изменением минерального состава синхронных областей эрозии.

Различия закономерностей изменения в течение геологической истории минеральных составов областей эрозии и составов песчаных и глинистых пород областей накопления наиболее ярко выявляются при сопоставлении уменьшающейся в ходе времени суммы содержаний магнезиально-железистых силикатов (OL + PX) в областях эрозии и слоистых магнезиально-железистых силикатов (CHL + MM) в осадочных породах областей накопления (рис. 3.10А, Б). Соотношение содержаний этих минералов в зеленокаменных поясах [Condie, 1993; Ронов, 1981; Condie et al., 1990] и в синхронных глинистых породах областей накопления характеризуется тесной положительной корреляционной связью, а изменение их концентраций с возрастом описывается логарифмической зависимостью ($R^2 = 0.86$). В противоположность этому, железо-magneзиальные минералы граувакк (CHL + MM) характеризуются существенно меньшими градиентами изменений содержаний во времени, и они в первом приближении повторяют слабые изменения с возрастом количества силикатов Mg и Fe (Ol + Px) в верхней коре, опи-

**Изменение среднего минерального состава пород зеленокаменных поясов
в зависимости от геологи-ческого возраста**

AR ₁						
Минералы, %	Породы, их распространность, %					
	Коматинты, 18	Базальты, 39	Андезиты, 10	Фельзиты, 10	Осад. пор., 23	Среднее, 100
PL	13	36	51.18	45.52	26.5	32.14
OR	—	3.5	4.92	13.62	2.54	3.8
Q	—	1	13.34	29.96	32.75	12.25
ILL	—	—	—	—	16.26	3.7
CHL	—	—	—	—	17.72	4.07
AP	—	—	0.43	0.21	—	0.06
CC	—	—	—	—	2.84	0.65
DL+ANK	—	—	—	—	—	—
Срх	37	30	6.57	—	—	19.02
Орх	16.5	26	21.91	8.44	—	16.14
OI	30	—	—	—	—	5.4
MT+ILM+RT	3.5	3.5	1.6	0.52	0.55	2.33
AR ₂₋₃						
Минералы, %	Породы, их распространность, %					
	Коматинты, 7	Базальты, 35	Андезиты, 14	Фельзиты, 17	Осад. пор., 27	Среднее, 100
PL	24	45	52.85	43.35	28.48	39.89
OR	0	4	5.94	12.46	4.39	5.54
Q	3.5	4	11.94	33.75	30.49	17.29
ILL	—	—	—	—	14.09	3.8
CHL	—	—	—	—	18.26	4.93
AP	—	—	0.6	0.24	—	0.12
CC	—	—	—	—	3.14	0.85
DL+ANK	—	—	—	—	0.21	0.06
Срх	27	23	6.96	—	—	10.91
Орх	15	20	19.87	7.34	—	12.08
OI	27	—	—	—	—	1.89
MT+ILM+RT	4	5.5	1.82	0.67	0.6	2.74
PR ₁						
Минералы, %	Породы, их распространность, %					
	Коматинты, 2	Базальты, 24	Андезиты, 14	Фельзиты, 25	Осад. пор., 35	Среднее, 100
PL	27	46	57.24	34.45	27.53	37.84
OR	—	5	7.24	22.01	5.2	9.54
Q	—	4	10.59	34.01	31.09	21.83
ILL	—	—	—	—	15.77	5.52
CHL	—	—	—	—	15.31	5.36
AP	—	—	0.56	0.24	—	0.14
CC	—	—	—	—	2.28	0.8
DL+ANK	—	—	—	—	1.74	0.61
Срх	30	23.5	4.55	—	—	6.88
Орх	20.5	13.5	18.36	6.45	—	7.83
OI	13.5	—	—	—	—	0.14
MT+ILM+RT	8	7	1.47	0.67	0.73	2.47

PR ₂₋₃						
Минералы, %	Породы, их распространенность, %					
	Коматииты, 1	Базальты, 22	Андезиты, 15	Фельзиты, 28	Осад. пор., 34	Среднее, 100
PL	36	48.5	57.32	34.18	25.75	37.94
OR	—	5.5	6.82	24.18	5.85	10.99
Q	—	2.5	12.04	33.6	32.9	22.95
ILL	—	—	—	—	15.68	5.33
CHL	—	—	—	—	14.5	4.93
AP	—	—	0.58	0.16	0.33	0.24
CC	—	—	—	—	2.57	0.87
DL+ANK	—	—	—	—	1.68	0.57
Срх	20	21.5	4.15	—	—	5.55
Орх	20	13.5	17.59	5.94	—	7.47
OI	16	—	—	—	—	0.16
MT+ILM+RT	6	9.5	1.5	0.52	0.76	2.78
Ph						
Минералы, %	Породы, их распространенность, %					
	Коматииты, 0 01	Базальты, 12	Андезиты, 14	Фельзиты, 27	Осад. пор., 47	Среднее, 100
PL	38.5	53	57.72	36.47	27.9	37.4
OR	—	5.5	7.51	24.86	4.74	10.65
Q	—	1	10.81	31.23	31.31	24.78
ILL	—	—	—	—	15.07	7.08
CHL	—	—	—	—	14.6	6.86
AP	—	—	0.5	0.13	—	0.11
CC	—	—	—	—	3.21	1.51
DL+ANK	—	—	—	—	2.16	1.02
Срх	9.5	14	4.74	—	—	2.34
Орх	17	13.5	17.12	5.5	—	5.5
OI	30	—	—	—	—	0.03
MT+ILM+RT	3	11	1.6	0.56	0.69	2.02

сываемые линейной функцией ($R^2 = 0.80$). В течение времени происходит постепенное сближение содержаний магнезиально-железистых силикатов в глинах и в граувакках. Возможно, это свидетельствует о том, что влияние зеленокаменных поясов и входящих в них базальтов и коматиитов на состав осадков становится в ходе времени все меньше, а роль вещества верхней коры с преобладающими в ней гранитогнейсовыми комплексами – все больше.

Последовательный и значительный рост во времени содержаний калиевых минералов в глинистых породах (как в глинах кратонов, так и в глинах всех тектонических зон континентов) также отражает изменения концентраций этих минералов в зеленокаменных поясах, а менее значительное изменение количеств

Таблица 3.7

Изменение среднего минерального состава пород верхней коры в зависимости от геологического возраста

AR ₁								
Минералы, %	Породы, их распространенность, %							
	Коматииты 5	Базальты 11	Андезиты 3	Фельзиты 3	ТТГ 49	Граниты 21	Осад. пор., 8	Среднее. 100
PL	13	36	51.18	45.52	52.09	32.89	26.5	42.06
OR	—	3.5	4.92	13.62	14.42	29.47	2.54	14.4
Q	—	1	13.34	29.96	26.09	30.92	32.75	23.31
ILL	—	—	—	—	—	—	16.26	1.3
CHL	—	—	—	—	—	—	17.72	1.42
AP	—	—	0.43	0.21	0.26	—	0.28	0.17
CC	—	—	—	—	—	—	2.84	0.23
DL+ANK	—	—	—	—	—	—	—	—
Срх	37	30	6.57	—	—	—	—	5.35
Орх	16.5	26	21.91	8.44	6.2	4.1	—	8.49
OI	30	—	—	—	—	—	—	1.5
MT+ILM+RT	3.5	3.5	1.6	0.52	0.66	0.48	0.55	1.09
AR ₂₋₃								
Минералы, %	Породы, их распространенность, %							
	Коматииты 2	Базальты 1 2	Андезиты, 5	Фельзиты 3	ТТГ. 49	Граниты 21	Осад. пор., 8	Среднее. 100
PL	24	45	52.85	43.35	52.09	32.89	28.48	44.53
OR	—	4	5.97	12.46	14.42	29.47	4.39	14.76
Q	3.5	4	24	33.57	26.09	30.92	30.49	23.87
ILL	—	—	—	—	—	—	14.09	1.13
CHL	—	—	—	—	—	—	18.26	1.46
AP	—	—	0.6	0.24	0.26	—	0.33	0.19
CC	—	—	—	—	—	—	3.14	0.25
DL+ANK	—	—	—	—	—	—	0.21	0.02
Срх	27	23	6.96	—	—	—	—	3.65
Орх	15	20	19.87	7.34	6.2	4.1	—	7.81
OI	27	—	—	—	—	—	—	0.54
MT+ILM+RT	4	5.5	1.82	0.67	0.66	0.48	0.6	1.32
PR								
Минералы, %	Породы, их распространенность, %							
	Коматииты 0.01	Базальты 13	Андезиты, 6	Фельзиты 14	ТТГ. 35	Граниты 15	Осад. пор. 17	Среднее. 100
PL	31.5	47.25	57.29	34.27	45.54	33.26	26.64	39.87
OR	—	5.25	6.95	23.46	19.74	28.59	5.52	16.52
Q	—	3.25	11.56	33.74	21.84	31.7	32	23.68
ILL	—	—	—	—	—	—	15.72	2.67
CHL	—	—	—	—	—	—	14.9	2.53
AP	—	—	0.58	0.19	0.31	—	0.34	0.23
CC	—	—	—	—	—	—	2.42	0.41
DL+ANK	—	—	—	—	—	—	1.71	0.2
Срх	25	22.5	—	—	—	—	—	3.21
Орх	20.25	13.5	17.85	6.11	10.76	4.84	—	8.18
OI	14.75	—	—	—	—	—	—	0.01
MT+ILM+RT	7	8.25	1.49	0.57	1.02	0.54	0.74	1.81

Ph								
Минералы, %	Породы, их распространенность, %							
	Коматииты 0.01	Базальты 12	Андезиты, 12	Фельзиты 16	ТТГ, 25	Граниты 11	Осад. пор., 24	Среднее, 100
PL	38.5	53	57.72	36.47	46.56	35.09	27.9	41.32
OR	—	5.5	7.51	24.86	19.66	28.46	4.74	14.72
Q	—	1	10.81	31.23	21.96	30.64	31.31	22.79
ILL	—	—	—	—	—	—	15.07	3.62
CHL	—	—	—	—	—	—	14.6	3.5
AP	—	—	0.5	0.13	0.29	0.21	—	0.25
CC	—	—	—	—	—	—	3.21	0.77
DL+ANK	—	—	—	—	—	—	2.16	0.52
Срх	9.5	14	4.74	—	—	—	—	2.25
Орх	17	13.5	17.12	5.5	10.38	4.63	—	7.66
О1	30	—	—	—	—	—	—	0.003
MT+ILM+RT	3	11	1.6	0.56	1.05	0.48	0.69	2.08

ТТГ – тоналит-тройдеммит-гранодиоритовые гнейсы

калий-содержащих минералов в граувакках почти в точности повторяет их изменения в верхней коре континентов (рис. 3.11А, Б).

Рост во времени содержаний кварца в глинах континентов и в кратонных глинах отражает увеличение его роли в супракрустальных толщах областей эрозии (зеленокаменных поясах), а слабо выраженные его изменения в граувакках в значительной мере отвечают крайне слабо проявленным колебаниям содержаний кварца в породах верхней коры континентов (рис. 3.12). При этом именно в среднем составе зеленокаменных поясов отчетливо проявлено различие в содержаниях рассматриваемых минералов между архейскими (особенно раннеархейскими) и протерозойскими областями эрозии, столь ярко отражающееся в составе глин областей накопления [Ронов и др., 1984; 1988; Condie, 1993; 1994]. В минеральном составе верхней коры и в отражающем его составе граувакк это различие проявляется уже в весьма ослабленном виде, либо вовсе незаметно.

В распределении плагиоклаза (рис. 3.13) наблюдавшиеся зависимости проявлены в ослабленном виде. Изменения его содержаний в породах зеленокаменных поясов не так отчетливо отражаются в изменении состава глин и не столь значительно, как это наблюдалось для других минералов, отличаясь от распределения плагиоклаза в породах верхней коры континентов. В распределении во времени плагиоклаза граувакк в ослабленном виде заметны колебания содержаний этого

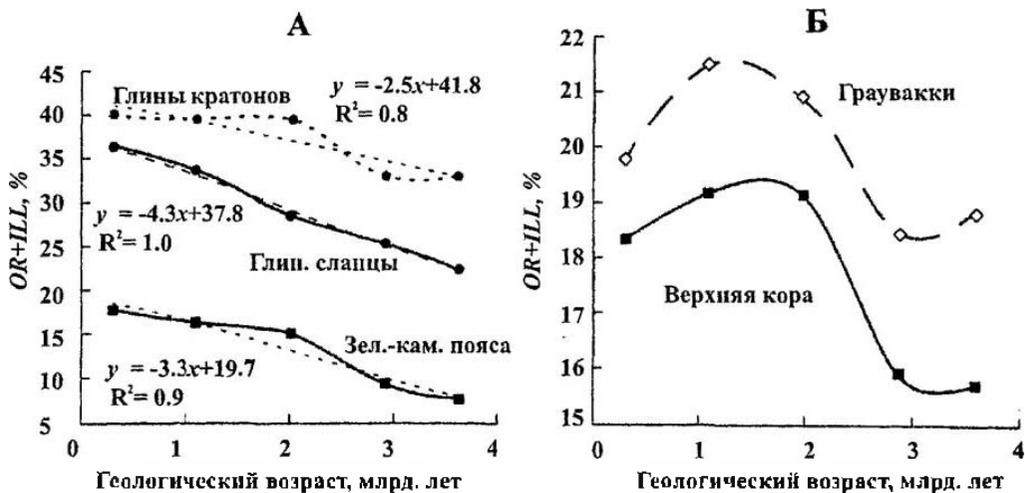


Рис. 3.11. Сопоставление изменения во времени содержания К-минералов в областях эрозии и в терригенных породах материков

А. Диаграмма изменения средних содержаний суммы ортоклаза и иллита в зеленокаменных поясах и в глинах континентов

Б. Диаграмма изменения средних содержаний суммы ортоклаза и иллита в верхней коре континентов и в граувакках



Рис. 3.12. Сопоставление изменения в геологическом времени средних содержаний кварца в областях эрозии и в терригенных породах

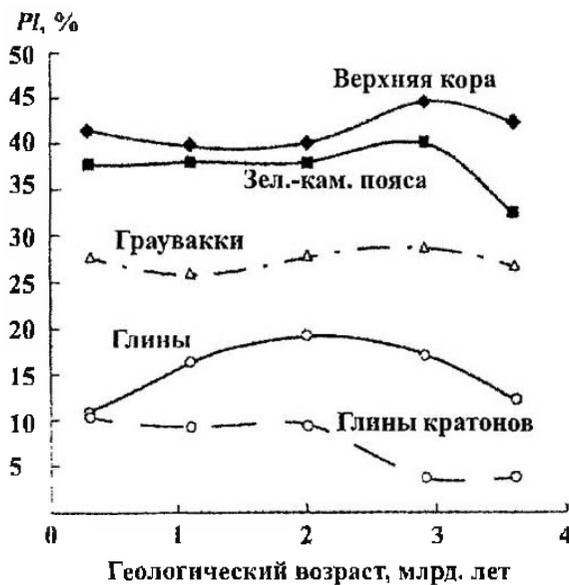


Рис. 3.13. Сопоставление изменения в геологическом времени средних содержаний плагиоклаза в областях эрозии и в терригенных породах

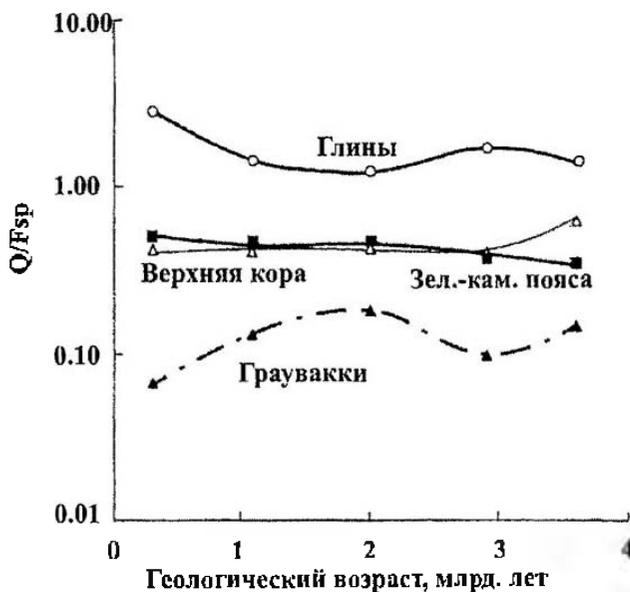


Рис. 3.14. Сопоставление изменений в геологическом времени средних величин отношения кварца к полевому шпату ($Q/Pl + Or$) в областях эрозии и в терригенных породах

минерала в верхней коре, не слишком отличны они и от временных флюктуаций плагиоклаза в породах зеленокаменных поясов. По-видимому, в этих соотношениях сказывается определяющая роль гнейсового комплекса в поступлении полевых шпатов в эродируемый материал.

Весьма интересно распределение в геологической истории величины отношения кварца к полевому шпату (рис. 3.14): величины отношения Q/F_{sp} глинистых пород и граувакк имеют зеркально противоположное изменение во времени. Скорее всего, таким противоположным изменением они отражают процесс осадочной дифференциации, различным образом проявляющийся в составе глинистого и песчаного вещества. В то же время последовательному росту во времени величины этого отношения в породах зеленокаменных поясов противостоит в породах верхней коры резкое снижение его значений от раннего к позднему архею и дальнейшее сравнительное их постоянство на протяжении остальной геологической истории. С тенденциями роста величины Q/F_{sp} в породах зеленокаменных поясов в известной степени сходно его распределение в глинах всех тектонических зон континентов, тогда как распределение в глинах кратонов напоминает, скорее всего, изменение в верхней коре.

Источники вещества глинистых и песчаных пород: проявление осадочной дифференциации и рециклинга

Последовательное изменение в ходе геологической истории содержаний минералов в осадочных породах, как было показано, связано с закономерной эволюцией их содержаний в породах питающих провинций. Тем не менее минеральные составы глинистых пород и граувакк, находящихся в едином осадочном разрезе, соответствуют различным моделям областей эрозии, что требует своего объяснения.

Сходство изменений минерального состава песчаных пород с эволюцией верхней континентальной коры, где преобладающую роль на ранних стадиях развития играли породы тоналит–трондьемит–гранодиоритового состава и, в противоположность этому, отражение минералами глиен эволюции составов пород зеленокаменных поясов и супракрустальных толщ, в которых на ранних стадиях развития большую роль играли базальты и коматииты, не укладываются в обычные представления об областях сноса для терригенных пород. Учитывая результаты седиментологического анализа раннеархейских сланцев и граувакк Южной Африки, проведенного в предыдущем разделе, трудно представить себе такую геоморфологию областей эрозии, которая позволила бы формировать глинистые породы за счет размыва исключительно зеленокаменных областей, а граувакки – только за счет разрушения гранито-гнейсовых пород.

На подобное расхождение результатов уже обращал внимание К. Конди в цитированных работах: в частности, он ввел в подзаголовок статьи [Condie, 1993] фразу «Различие результатов по поверхностным образцам и по глинистым сланцам». Однако лишь распределение редких элементов, особенно хрома, позволило выявить этот эффект кажущегося различия источников терригенного материала для переслаивающихся в одном разрезе глиен и песчаников. На основании

анализа распределения Cr, Ni, La, Th, Sc в глинистых сланцах и в комплексе пород верхней коры он пришел к выводу, что верхняя кора, формировавшаяся и существовавшая в раннем архее, должна была отличаться по составу от коры, воспроизведенной в модели, построенной по соотношению пород раннеархейского возраста в современных областях их распространения. Это отличие, по его мнению, выражается в большей распространенности коматиитов и базальтов и в меньшей доле тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) комплекса в раннеархейской области эрозии [Condie, 1994].

В самом деле, при рециклировании пород весьма вероятно, что скорость разрушения пород зеленокаменных поясов была, скорее всего, существенно выше, чем гнейсов ТТГ-комплекса, подобно тому как осадки фанерозойских активных окраин рециклируются на порядок быстрее, чем отложения континентальных платформ и более чем на два порядка быстрее, по сравнению с породами кристаллического основания.

Напомним величины периода разрушения половины массы (по аналогии с полупериодом распада радиоактивных элементов [Гаррелс, Маккензи, 1974]) осадочных пород (Т50, млн. лет) для разных тектонических обстановок, по Я. Вейзеру и С. Дженсену [Veizer, 1988]:

Отложения активных окраин – 30 млн. лет.

Океанские осадки – 40 млн. лет.

Отложения пассивных окраин – 80 млн. лет.

Отложения незрелых орогенных поясов ~100 (50–190) млн. лет.

Отложения зрелых орогенных поясов ~380 млн. лет.

Отложения платформ ~380 млн. лет.

Изменение в ходе времени соотношений разных петрографических типов пород в древних комплексах по сравнению с наблюдаемыми сегодня представляется одним из наиболее важных факторов, приводящих к наблюдаемому расхождению. В то же время оно оставляет за граувакками возможность отражать состав гранито-гнейсового комплекса даже при условии меньшей его распространенности. В свое время мы специально подчеркивали [Ронов и др., 1988], что «сланцы не являются единственным продуктом переработки магматических пород, а процессы осадочной дифференциации приводят к значительному перераспределению элементов между литологическими типами осадочных пород. При этом глинистое вещество чаще приобретает геохимические особенности, более близкие к веществу пород основного состава, а обломочные (песчаные) – к веществу пород кислого состава».

С. Тейлор и С. МакЛеннан [1988] поместили в своей хорошо известной книге специальную главу, посвященную сравнению докембрийских и фанерозойских граувакк, где они рассматривают проблемы отражения их составом тектонических позиций седиментации и состава верхней континентальной коры. В отличие от фанерозойских глубоководных турбидитных граувакк, в которых плагиоклаз имеет главным образом вулканогенное происхождение и является одним из минералов, определяющих отнесение их к определенной тектонической обстановке, широко распространенные архейские граувакки имеют в качестве его источника преимущественно гранито-гнейсовый (тоналит-трондьемит-гранодиорито-

вый) комплекс, что затрудняет анализ их тектонической позиции с использованием относительной роли плагиоклаза.

Хорошо известна меньшая устойчивость к агентам выветривания ультраосновных и основных пород по сравнению с кислыми. Она приводит к достаточно быстрому и полному формированию глинистых минералов и окислов (т.е. глинистых пород) за счет первых из них и к образованию остаточных осадков, богатых неразложившимися обломочными минералами – полевыми шпатами и кварцем (т.е. граувакк) – за счет вторых. Вероятно, представление о высоком тепловом потоке позволяет понять и ускоренное выветривание пород зеленокаменных поясов на ранних этапах их формирования. Характерно, что и изменение распространенности коматиитов, и изменение содержания магнезиальных минералов в глинистых породах и в граувакках отвечают показательной функции относительно геологического возраста, что может подтверждать положение о более быстром их уничтожении в ходе геологической истории.

Все это заставляет усомниться в очевидности вывода [Тейлор, МакЛеннан, 1988] о том, что состав граувакк является адекватным отражением состава верхней коры архейских (особенно раннеархейских) континентов.

Таким образом, рассмотренный выше эффект «различных источников» минералов в глинистых и песчаных терригенных породах может объясняться совместным действием двух взаимосвязанных факторов: а) рециклированием супракрустальных пород в геологической истории и б) разной устойчивостью к выветриванию минералов ультраосновных и основных пород с одной стороны, и минералов гранито-гнейсового основания – с другой.

Выводы. С помощью программы MINLITH [Розен и др., 1984; 1999; 2000а; Розен, Аббясов, 2003] рассчитаны средние минеральные составы метапелитов [Ронов и др., 1988; Rонов et al., 1992; Condie, 1993] и граувакк [Condie, 1993] на важнейших этапах геологической истории: AR₁, AR₂₋₃, PR₁, PR₂₋₃, Ph (Pz +Mz +Kz). Тренды изменения минеральных составов терригенных осадочных пород сходны с главными особенностями изменения во времени средних содержаний породообразующих минералов магматогенных пород. Они отвечают росту дифференцированности пород (их зрелости) по мере развятия континентальной коры и уменьшения ее возраста.

На основании данных о распространенности пород в пределах архейских, протерозойских и фанерозойских возрастных комплексов зеленокаменных поясов и верхней коры континентов мира и с помощью данных об их минеральном составе вычислено среднее содержание главных минеральных фаз комплекса пород в областях эрозии, представленных зеленокаменными поясами и верхней континентальной корой.

Показано, что резкие изменения минерального состава глин в геологической истории отражают изменения особенностей главных минеральных фаз зеленокаменных поясов. Те же, но весьма слабые изменения во времени минерального состава песчаных пород (граувакк) близко отвечают колебаниям, характерным для верхней земной коры в целом. Наблюдаемый эффект может быть объяснен рециклированием супракрустальных пород в геологической истории и разной устойчивостью минералов ультраосновных и основных пород и гранито-гнейсов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрены обстановки осадконакопления стратифицированных толщ в кристаллических комплексах раннего докембрия (>1.8 млрд. лет), которые по геологической позиции могут быть отнесены к категории палеобассейнов седиментации, метаморфизованных и деформированных после накопления осадочных отложений. Рассмотрены методологические предпосылки и ограничения в палеолитологических исследованиях седиментогенных метаморфических пород раннего докембрия; палеобассейны в метаморфических комплексах на Анабарском и Балтийском щитах, в фундаменте Восточно-Европейской платформы и на юге Африки; дан анализ геохимической и минералогической эволюции терригенного осадконакопления в истории Земли. Работа состоит из трех разделов.

В первом разделе показано, что в архейском возрастном интервале, 3.8–2.6 млрд. лет, зеленокаменные пояса, не претерпевшие глубокого метаморфизма, содержат осадочные породы и их ассоциации с вулканитами, которые по большей части не обнаруживают систематических отличий от соответствующих фанерозойских аналогов. Среди этих древнейших осадков присутствуют такие климатически индикаторные породы, как зрелые кварцевые песчаники и каолинитовые глины в ассоциации с гетитовыми скоплениями, лагунные карбонатно-гипсоносные отложения, и ряд других. Наиболее древние осадки с возрастом 3.8 млрд. лет, вероятно, захватили незначительную примесь метеоритного материала, поступившего на последней стадии бомбардировки, датированной на Луне. Серьезным отличием является широкое распространение полосчатых железорудных формаций в раннем докембрии – в конце неоархея и начале палеопротерозоя, отсутствующих в позднем докембрии и в фанерозое. Однако условия их осадконакопления достаточно достоверно объясняются в рамках представлений о фанерозойской окраинно-океанической седиментации (поступление в бассейн кислорода, углерода, накопление кремней и оксидов железа у континентального подножья, отложение карбонатов на мелководном шельфе и др.). В этих условиях причиной обильного накопления оксидов железа является, вероятно, интенсивное поступление Fe^{2+} из гидротермальных источников типа черных курильских вулканов. Это, возможно, было обусловлено особенностями дифференциации вещества планеты на раннедокембрийском этапе геологического развития. Все эти дан-

ные позволяют использовать известные в литологии принципы для определения условий осадконакопления в изученных палеобассейнах.

Для восстановления минерального состава исходных осадков и последующей седиментологической интерпретации использована программа MINLITH, которая разработана и проверена на материале прецизионных анализов минерального состава осадочных пород фанерозоя и позволяет вычислять первичный минеральный состав отложений, претерпевших глубокий региональный метаморфизм. Статистически определенная ошибка составляет 5–15 % отн., и только при содержаниях минерала менее 5% мас. она может достигать 60–70% отн.

Специально рассмотрены вопросы идентификации терминологии и вопросы диагностики метаморфических производных некоторых пород, таких, как граувакки, метакarbonатные породы и предположительно эвапоритовые отложения. При идентификации граувакковых комплексов фанерозоя применена методика выделения петрохимических серий, включающих ряд песчаник–алевролит–пелит. Предложена дискриминантная диаграмма, на которой тренды граувакковых серий пересекают тренды магматических пород, что позволяет надежно различать пара- и ортокомплексы сходного химического состава. Проанализирована геодинамическая модель, применяемая при реконструкциях режима формирования граувакк фанерозоя. Оказалось, что типоморфные граувакковые серии, выделенные в докембрийских комплексах, соответствуют грауваккам океанических островных дуг, континентальных (вулканических) дуг, активных окраин континентов. Показано, что использование MINLITH-методики позволяет проводить упрощенные фациальные реконструкции на основе сопоставления фанерозойских граувакковых серий с их глубоко метаморфизованными аналогами.

Carbonатные породы в регионально-метаморфических комплексах варьируют по составу от чисто carbonатных до carbonатсодержащих разновидностей (< 5% carbonатов). Соотношение дометаморфических (MINLITH-нормативных) carbonатных и терригенных минералов показывает, что carbonаты докембрия составляют непрерывный ряд от чисто carbonатных разновидностей (доломитовых известняков) до carbonат-содержащих глинистых песчаников (алевролитов). В усредненном мраморе это первично доломитовый известняк – 69% carbonатных минералов (до метаморфизма было 81%) и известково-силикатной породе – первично carbonатная вакка – 8% (было 31%).

Показано, что по геохимическим особенностям ряд известковых метаморфических серий докембрия в целом соответствует гипсоносным отложениям эвапоритовых толщ, хотя для отдельных элементов и провинций отмечаются значительные региональные различия. Такое соответствие показывает, что решение проблемы эвапоритов раннего докембрия лежит на пути литологических сопоставлений осадочных толщ эвапоритовых бассейнов с известковыми метаморфическими комплексами, учитывая, что гипсы обнаружены в неметаморфизованных осадочных разрезах начиная с 3.2 млрд. лет.

На ряде примеров выделены высокоглиноземистая, ферро-магнезиальная и известковая серии метаседиментогенных пород раннего докембрия и дана литологическая трактовка их протолитов на основании MINLITH-нормативных минеральных составов. С другой стороны, рассмотрены осадочные отложения мезозоя и

кайнозой, сформировавшиеся в гумидных, аридных и олистостромовых (микститовых) обстановках седиментации, что позволило дать достаточно яркие примеры эталонных петрохимических серий с известными условиями литогенеза, соответственно высокоглиноземистой, ферро-магнезиальной и известковой. Очевидно, что подобие в данном случае не означает тождества. Однако эти результаты открывают определенные возможности для более обоснованных палеолитологических интерпретаций состава метаседиментогенных пород докембрия при описании палеобассейнов раннего докембрия, частично использованные в тексте.

Во втором разделе рассмотрены толщи, образующие естественные ансамбли и относимые к седиментационным палеобассейнам.

На Анабарском щите Сибирского кратона в раннепротерозойское время существовали два разобщенных во времени и в пространстве осадочных бассейна: Вюрбюрский и Хапчанский. Осадконакопление в Вюрбюрском палеобассейне происходило в геодинамических обстановках, сходных с активными континентальными окраинами на фоне интенсивного вулканизма. Области питания были представлены континентальной корой, сходной с архейской корой гранулитогнейсового террейна. Карбонатонакопление протекало в полузамкнутых эвапоритовых бассейнах. В Хапчанском палеобассейне осадконакопление происходило в обстановках, отвечающих пассивным континентальным окраинам в пределах морского шельфа. Области питания были сложены зрелой континентальной корой, не наблюдаемой на современном срезе, но вполне характерной для гранит-зеленокаменной области, залегающей в основании Биректинского террейна. Здесь при тектонической активизации накапливались граувакковые серии, при тектонических паузах происходило накопление карбонатных осадков.

На северо-востоке Балтийского щита Восточно-Европейского кратона раннепротерозойский Чупинский палеобассейн формировался при интенсивном размыве вулканогенных образований. Последние составляли значительную часть нижних свит беломорской серии, среди которых были распространены отложения зеленокаменных поясов. Очевидно, что палеобассейн сформировался на завершающей стадии эволюции архейской гранит-зеленокаменной области, развивавшейся в течение 140 млн. лет, от 3.00 до 2.86 млрд. лет тому назад. Лапландско-Кольвицкий раннепротерозойский палеобассейн существовал между Мурманским и Карельско-Беломорским древними блоками. При столкновении этих блоков он закрылся и был сдавлен и метаморфизован. В строении бассейна участвовали гумидные карбонатные отложения лагунного типа в нижней части разреза, а подавляющую массу осадков составляли терригенные отложения, иногда с достаточно высокой степенью зрелости, источниками которых служили как мафические, так и фельзические магматиты, залегавшие в одном разрезе с осадками, и, вероятно, сформировавшиеся в единой островодужной системе. Для Кейвского раннепротерозойского палеобассейна характерна выдержанность литологического состава пород на большие расстояния, сочетание в разрезе каолинитовых глин с кварцевыми песками, свойственное гумидной обстановке. Эти данные, по-видимому, могут указывать на относительно спокойный гидродинамический режим шельфа и глубины порядка 150–200 м. В палеогеодинамическом отношении рассмотренная обстановка соответствует осадконакоплению на шельфе пассивной окраины

континента. Появление мелководных строматолитовых доломитов и полимиктовых песчаников в верхней части разреза указывает на низкую степень зрелости поступавшего терригенного материала и маркирует переход к аридной седиментации в отшнурованных лагунах. *Северо-Карельский раннепротерозойский палеобассейн*, вероятно, был мелководного типа, глубина его не превышала 50–60 м, о чем свидетельствуют находки в метакарбонатных породах строматолитов, а иногда седиментация происходила в условиях сероводородного заражения, когда накапливались высокоуглеродистые пирит-содержащие терригенные отложения. Этот бассейн формировался на заключительной стадии развития островодужной или рифтогенной вулканической системы, в начальных стадиях эволюции которой формировались различные по составу вулканиты.

Стратифицированные комплексы дорифейского кристаллического *фундамента запада Восточно-Европейской платформы* представлены глубокометаморфизованными (от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации) породами, среди которых преобладающая роль принадлежит первично-осадочным (метаседиментогенным) образованиям, которые условно (ввиду отсутствия точных датировок) могут быть обозначены как ранне- и позднеархейские. *Раннеархейские палеобассейны*, в зависимости от состава и количественных соотношений первичных осадочных и вулканогенных пород, подразделяются на три типа: 1) терригенно-базитовый (*Белорусско-Прибалтийский*), сложенный в основном толеитовыми базальтами с подчиненными пластами терригенных пород и силлами габброидов, сформировавшийся вдоль протяженной зоны растяжения и интенсивного магматизма; 2) терригенный или базит-терригенный (*Брагинский, Западно-Литовский*), с резко подчиненной ролью вулканитов, свойственный областям с режимом пассивных окраин; 3) карбонат-железосиликатно-черносланцевый (*Рудьянский*), накапливавшийся, по-видимому, в нестабильной тектонической обстановке. Характерной особенностью раннеархейских палеобассейнов является однообразие и выдержанность на обширных территориях состава исходных вулканогенных и терригенных пород. Первые представлены преимущественно слабо дифференцированными толеитами, вторые – тонкозернистыми алевритоглинистыми и глинистыми осадками. Среди часто неразличимых по минеральному составу гнейсов в зависимости от соотношения расчетных глинистых минералов выделяются минеральные типы первичных алевритоглинистых пород: гидрослюдистые, хлорит-гидрослюдистые, хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистые. Все они по MINLITH-нормативному реконструированному минеральному составу сходны с современными мелководными пелагическими и гемипелагическими осадками. Прибрежно-морские фации среди исходных пород гранулитовых комплексов выявлены лишь за пределами исследованного региона, на юге *Украинского щита* и в *Волго-Уральской области*, где первичный состав глиноземистых гнейсов близок к гидрослюдисто-монтмориллонит-каолининовым и гидрослюдисто-каолининовым породам, образующимся за счет продуктов размыва и перестроения кор глубокого химического выветривания кристаллических пород. Особое положение среди раннеархейских палеобассейнов занимает карбонат-железосиликатно-черносланцевый Рудьянский палеобассейн, тектоническая позиция и условия формирования которого пока остаются не выясненными.

Позднеархейский Околовский седиментогенный железорудный палеобассейн отличается от раннеархейских как своими размерами (в современном эрозионном срезе кристаллического фундамента), так и составом слагающих его метаседиментогенных пород, среди которых выявлены песчаные и глинисто-песчаные низкозрелые отложения типа граувакк, туфоалевролитов, туффитов, содержащие редкие маломощные горизонты лав и туфов толеитовых базальтов. Преобладание среди вулканогенных пород смешанных туфогенно-осадочных образований (туффитов, туфоалевролитов) свидетельствует об удаленности Околовского палеобассейна и от области активного вулканизма, являвшейся, по-видимому, основным источником сноса терригенного и вулканогенного материала. Такая область располагалась, очевидно, в пределах Карельско-Курско-Криворожского зеленокаменного ареала, где в позднем архее также существовали железорудные палеобассейны с близким типом железисто-кремнистых осадков, накопление которых было пространственно совмещено с проявлениями базит-ультрабазитового вулканизма.

На примере *Каапвальского кратона*, классической гранит-зеленокаменной области южной Африки, проанализирована эволюция осадконакопления, продолжавшегося почти непрерывно на протяжении почти 1.7 млрд.лет, от палеоархея (3.5 млрд.лет) до конца палеопротерозоя (1.8 млрд.лет). Древнейшие палеобассейны образуют *Древний Гнейсовый Комплекс* (3.6–3.5 млрд.лет) и зеленокаменный пояс *Барбертон* (3.5 млрд.лет), оба дислоцированы, метаморфизованы и входят в основание кратона. Затем начали формироваться бассейны, имеющие характер платформенных чехлов. Седиментационный палеобассейн *Понгола* начал развиваться 2.94 млрд.лет назад. Он частично перекрывается более молодым бассейном *Витватерсранд* (2.7–2.8 млрд.лет), причем оба, возможно, являются фрагментами единого, более обширного осадочного бассейна, который непрерывно прогибался примерно 240 млн.лет. В конце архея – начале палеопротерозоя формировались бассейны *Вентерсдорп* (2.63–2.7 млрд.лет) и *Трансвааль* (2.6–2.1 млрд.лет), а в конце палеопротерозоя формировался наиболее молодой из рассматриваемых бассейнов, представленный осадочными породами стратиграфических групп Вотерберг-Саутпесберг (1.75–1.8 млрд.лет). Показано, что пелитовая составляющая пород, включающая весь комплекс слоистых алюмосиликатов (MINLIT-нормативные иллит, хлорит, монтмориллонит, каолинит), постепенно возрастает от палеоархея до протерозоя, что соответствует увеличению степени дифференцированности терригенного материала в ходе эволюции бассейнов. Тренды изменения составных частей пелитовой составляющей (K-содержащий иллит и Mg-, Fe-содержащие хлориты и монтмориллониты) показывают противоположную друг другу направленность. Тренд вариаций иллита повторяет общую тенденцию возрастания пелитовой составляющей, тогда как содержания хлорита и монтмориллонита постепенно снижаются вверх по разрезу, что объясняется снижением поступления в бассейн мафического и ультрамафического материала. Содержания кварца со временем снижаются, что свидетельствует об усилении сортированности пелитовых осадков. Снижение вверх по разрезу содержания плаггиоклаза, Mg-, Fe-содержащих смешаннослойных силикатов и калий-содержащего иллита указывает на затухание поступления материала из

ультрамафического и мафического основания этой гранит-зеленокаменной области, хотя во второй половине этого временного интервала некоторые бассейны формировались в рифтогенных условиях и сопровождались мафическими вулканами. В то же время периодическое обеднение глинистых сланцев Fe-Mg силикатами и обогащение иллитом и каолинитом является показателем эпох максимальной пенепленизации и/или изменения климатических условий как в областях эрозии, так и в областях осадконакопления.

В **третьем разделе** *эволюция состава глинистых сланцев и песчаников* в ходе геологической истории материков (от раннего архея к мезокайнозой) рассмотрена в виде трендов изменения средних содержаний минеральных фаз параллельно изменениям среднего минерального состава магматических пород (коматититы, базальты, андезиты, фельзические эффузивы, гранитоиды) на основе обобщения огромного материала с использованием MINLITH-нормативных составов осадочных пород. Сопоставление трендов изменения осадочных и магматических пород показало согласованность этих изменений и снижение в ходе времени (от раннего архея к фанерозою) магнийсодержащих минеральных фаз, последовательный рост калийсодержащих минералов и, отчасти, кварца. Показано, что изменения *минерального состава глин* в геологической истории отражают изменения особенностей главных минеральных фаз зеленокаменных поясов. Такие же, но весьма слабые, изменения во времени минерального *состава песчаных пород* (граувакк) лучше соответствуют вариациям, характерным для верхней земной коры в целом. Наблюдаемый эффект может быть объяснен рециклированием супракрустальных пород и разной устойчивостью минералов ультраосновных и основных пород и гранито-гнейсов. Характер функций, аппроксимирующих изменение во времени MINLITH-нормативных оценок минеральных фаз, вероятно, отражает участие этих фаз в последовательности сменяющих друг друга процессов формирования коры континентов и ее разрушения.

Очевидно, что изучение осадочных палеобассейнов в метаморфических комплексах раннего докембрия не менее интересно и важно, чем изучение зеленокаменных поясов. Системных данных пока недостаточно для типизации таких бассейнов и выявления их эволюции в геологической истории.

ЛИТЕРАТУРА

- Авидон В.П.* Коэффициенты для минералогических и петрохимических пересчетов. М.: Недра, 1976. 160с.
- Аксаментова Н.В.* Некоторые вопросы методики обработки результатов анализов геохимических проб // Вопросы геологии твердых полезных ископаемых. Минск: БелНИГРИ, 1975. С. 145–161.
- Аксаментова Н.В.* Структурно-вещественная эволюция земной коры запада Русской плиты в раннем докембрии // Метаморфизм и метасоматоз в формировании пород и руд докембрия Белоруссии. Сб. научн. работ. Минск.: Наука і тэхніка. 1991. С. 123–130.
- Аксаментова Н.В.* Тектоническая корреляция структурно-вещественных комплексов кристаллического фундамента Русской плиты // Літасфера. 2001. Т. 16. № 1. С. 31–47.
- Аксаментова Н.В., Архипова А.А., Кошевенко М.К., Найденов И.В.* Вещественный состав пород гнейсового комплекса кристаллического фундамента Припятского прогиба и их первичная природа // Докл. АН БССР. 1977. Т. XXI. № 7. С. 618–621.
- Аксаментова Н.В., Данкевич И.В., Найденов И.В.* Глубинное строение Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса // Докл. АН Беларуси. 1994. Т. 38. № 2. С.93–98.
- Аксаментова Н.В., Найденов И.В., Архипова А.А.* О природе гнейсов зон пониженных магнитных аномалий Белорусского массива // Вопросы регионального геологического строения территории БССР. Минск: БелНИГРИ. 1983. С. 49–64.
- Аксаментова Н.В., Розен О.М., Трусов А.И., Аббясов А.А.* Первичный состав пород железорудной толщи околоской серии кристаллического фундамента Беларуси // Докл. АН Беларуси. 2001, Т. 45. № 6. С. 106–110.
- Андерсон Дж.Г.К.* Докембрий Британских островов // Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968. С. 31–107.
- Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е.* Магнетитовые руды Сатки, Южный Урал. М.: Наука, 1983. 88с.
- Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли.* М: Наука, 1988. 243с.
- Ахмедов А.М.* Закрытые металлоносные углерод –аккумулирующие системы вулканогенно-осадочных бассейнов раннего протерозоя Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. СПб., 1995, № 4. С. 122–135.

Барсуков В.Л., Волосов А.Г., Кадик А.А., Мигдисов А.А. Некоторые проблемы современной геохимии // Геонауки в СССР. М.: Недра, 1984. С. 79–99.

Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М. – Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 322с.

Бибикина Е.В., Богданова С.В., Горбачев Р., Клаэссон С., Кирнозова Т.И. Изотопный возраст, природа и структура докембрийской коры в Беларуси // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 68–78.

Бибикина Е.В., Борисова Е.Ю., Другова Г.М., Макаров В.А. Метаморфическая история и возраст плинтоземистых гнейсов Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 1997. № 9. С. 883–893.

Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Найденов И.В., Шатрубов Л.Л. Изотопный возраст раннедокембрийской околоской серии Беларуси // Докл. Академии наук, 1992. Т. 325. № 4. С. 803–807.

Бибикина Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 215–234.

Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т., Степанов В.С., Борисова Е.Ю. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.

Билибина Т.В., Соколов Ю.М., ред. Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука. 1978. 248с.

Богатиков О.А., Биркис А.П. Магматизм докембрия Западной Латвии. М.: Наука. 1973. 140 с.

Богданов А.А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы // Вестник МГУ. Сер. геол. 1967. № 1. С. 8–26.

Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука. 1986. Тр. ГИН Вып. 408. 223 с.

Божко Н.А., Постников А.В., Щипанский А.А. Геодинамическая модель формирования фундамента Восточно-Европейской платформы // Доклады Академии наук. 2002. Т. 86. № 5. С. 651–655.

Бойко Т. Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М.: Наука, 1973. 184 с.

Борисенок Л.А. Геохимия галлия. М.: Изд-во МГУ. 1971. 230 с.

Борковская В.М. Чарнокиты Белорусского кристаллического массива // Проблемы региональной геологии Белоруссии. Минск: БелНИГРИ. 1974. С. 165–176.

Бриджкуотер Д., Скотт Д., Балаганский В.В. и др. Природа раннедокембрийских метаосадков в Лапландско-Кольском поясе по результатам $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датирования единичных зерен циркона и Sm-Nd изотопным данным по породам в целом // Докл. Академии наук, 1999. Т. 366. № 5. С. 664–668.

Бухарев В.П. К проблеме реконструкции первичного состава супракрустальных пород Подольского мегаблока Украинского щита // Геол. журн., 1987. Т. 47. № 5. С. 101–110.

Були В.А., Ерляков Ю.Н., Уйманова Л.Н. Геодинамическая модель формирования позднесархейских-раннепротерозойских структур Воронежского массива // Геотектоника. 2000. № 4. С. 14–24.

Верхогляд В.М., Скобелев В.М. Изотопный возраст субвулканитов района г. Новоград-Волынский (селеро-западная часть Украинского щита) // Геохимия и рудообразование. 1998. Вып. 21. С. 47–56.

Ветренников В.В., Петерсель В.Х., Пыльдвееве А.Л. Марганценосная железорудная формация докембрия Северной Прибалтики // Вещественный состав и происхождение горных пород кристаллического фундамента Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1986. С. 86–97.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.

Виноградов В.И. Изотопный состав серы как показатель условий осадконакопления в докембрии // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975. Вып. 4. Кн. 2. С. 53–63.

Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 208 с.

Вишневский А.Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. Л.: Недра, 1978, 212 с.

Гайлос Р., Чучелис В. Метаморфические и метасоматические комплексы докембрия западной Литвы // Научн. тр. Вузов Лит. ССР Геология. 1980. № 1. С. 3–15.

Галимов Э.М., Розен О.М., Беломестных А.В., Злобин В.Л., Храпцов И.Н. О природе графита в метаморфических породах Анабарского щита // Геохимия. 1990. № 3. С. 373–384.

Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.

Геология Беларуси / *А.С.Махнач, Р.Г.Гарецкий, А.В.Матвеев и др.* Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси. 2001. 815 с.

Геология Карелии. Л.: Наука. 1987. 231 с.

Глаголев А.А., Глебовицкий В.А., Добрецов Н.Л., Кориковский С.П., Розен О.М. Регионально-метаморфические породы // Н.Л. Добрецов, О.А. Богатиков, О.М. Розен, ред. Классификация и номенклатура метаморфических горных пород, справочное пособие. Новосибирск: ОИГГМ. 1992. С. 57–77.

Глухан И.В., Серых В.И. Кларки песчаных пород Центрального Казахстана // Геохимия. 1999. № 9. С. 976–993.

Годовиков А.А. Семейство хлоритов // Минералогия. М.: Недра. 1975. С. 278–289

Головенко В.К. Петрохимические типы глинистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. Под ред. акад. А.В. Сидоренко. Вып. 4., кн. 1. М.: Недра, 1975. С. 157–166.

Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.

Горошиников Б.И. Петрология высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины. Киев, 1971. 210 с.

Гороценко Г.Л. Вещественный состав как один из признаков первично-осадочной природы метаморфических пород гранулитового комплекса на Кольском полуострове. Дисс. ...канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР. 1969. 28 с.

Гороценко Г.Л. Некоторые особенности минералогии пород гранулитовой формации Кольского полуострова в связи с их происхождением // А.В. Сидоренко, ред., Проблемы осадочной геологии докембрия, вопросы литологии и палеовулканологии докембрийских образований. М.: Наука, 1971, вып. 3. С. 56–80.

Граувакки / *Шутов В. Д., Коссовская А. Г., Муравьев В. И. и др.* М.: Наука. 1972. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 238. 345 с.

Гриднев Н.И. Петрографо-минералогическая характеристика кайнозойских моласс северо-западной Ферганы // Зап. Узб. Отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва. 1956. вып. 9. С. 33–60.

Гроздилов Л.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:100 000 (новая серия). Объяснительная записка (лист R 48–50). Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 195 с.

Давыдов Ю.В. Тектоническая информативность вещественного состава отложений нижнего протерозоя Угуйской впадины (Южная Якутия) // Ф.А. Летников, ред. Геология,

геохимия и геофизика: материалы Всероссийской научной конференции РФФИ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001, С. 226–227.

Демидов Н.Ф., Кратц К.О. Стратиграфия и тектоника Кукаозерско-Тикшезерской зоны карелид Северной Карелии // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1974. С. 95–116.

Добрецов Н.Л., Реведатто В.В. и др. Изохимический характер метаморфизма. Химический состав метаморфических пород // Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. С. 243–258.

Доминиковская Д.А., Махнач А.С. О первичной природе и формационной принадлежности кристаллических сланцев раннего докембрия Белоруссии и калинатовых отношениях // Докл. АН БССР, 1987. Т. 31. № 8. С. 736–739.

Жарков М. А. Проблема эвапоритового осадконакопления в докембрии // Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д.: Изд-во Рост. ун-та, 1978. С. 172–173.

Жарков М. А. Эволюция эвапоритов в докембрии в связи с преобразованиями биосферы и химического состава мирового океана. Статья 1. Эвапориты архея и раннего протерозоя // Стратиграфия. геол. корреляция, 2005. Т. 13. № 2. С. 19–29.

Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Типы формаций / *Плаксенко Н.А., Горьковец В.Я., Ярошук М.А. и др.* Киев: Наукова думка, 1988. 192 с.

Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Генезис железных руд / *Белевцев Я.Н., Кравченко В.М., Кулик Д.А. и др.* Киев: Наукова думка, 1991. 216 с.

Железорудные формации докембрия Белоруссии / *Махнач А.С., Доминиковский Г.Г., Пастюкевич В.И. и др.* Минск: Наука и техника, 1974. 144 с.

Журавлев Д.З., Розен О.М. Sm-Nd модельный возраст метаосадков гранулитового комплекса Анабарского щита // Докл. АН СССР, 1991. Т.317. № 1. С. 189–193.

Злобин В.Л. Геология, геохимия и генезис породных ассоциаций Анабарского гранулитового комплекса: карбонатные и сопровождающие их породы // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. С. 31–64.

Злобин В.Л., Журавлев Д.З., Розен О.М. Sm-Nd-модельный возраст метакарбонатно-гнейсовой формации анабарского гранулитового комплекса западной части Анабарского щита, Полярная Сибирь // Доклады Академии наук, 1999. Т. 368. № 1. С. 95–98.

Злобин В.Л., Розен О.М., Аббясов А.А. Два первично-осадочных раннедокембрийских бассейна Анабарского щита, Полярная Сибирь // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2001. Т. 76. Вып. 2. С. 25–28.

Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. М.: Недра, 1994. Кн. 1. 304 с.

Ивлиев А. И. Находка строматолитов в гранулитовом комплексе Кольского полуострова // Докл. АН СССР, 1971. Т. 198. № 3. С. 661–664.

Ивлиев А. И. Геология метаморфических комплексов Лапландского гранулитового пояса (Сальные тундры, Кольский полуостров) Дисс. ...канд. геол.-минер. наук. М.: ИМГРЭ, 1977. 23 с.

Казаков А. В., Соколова Е. И. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система) // Тр. ИГН СССР, 1950, вып. 114, геол. сер., № 40. С. 22–64.

Калиненко В.В. Глинистые минералы в осадках арктических морей // Литология и полезные ископаемые, 2001. № 4. С. 418–429.

Карта метаморфических комплексов и гранитоидов СССР, м-б 1 : 10 000 000 / Ред. Б. Я. Хорева. Л.: Картографическое предприятие Мингео, 1987.

Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б., Соболев С.Ф. Магматические и метаморфические породы // Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана (по материалам 54-го и 58-го рейсов НИС «Витязь»). М.: Наука, 1981. 256 с.

Классификация и номенклатура метаморфических горных пород, справочное пособие. *Добрецов Н.Л., Богатиков О.А., Розен О.М.* – ред. Новосибирск: ОИГГМ. 1992. 205 с.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.

Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1978. 287с.

Кожеевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. 223 с.

Козлов Н.Е. Новый вариант стратиграфической интерпретации разреза Колвицкой зоны гранулитового пояса // Бассейны седиментации и зоны вулканизма докембрия. Апатиты: ГИ КОФАН СССР, 1983. С. 69–81.

Козлов Н.Е. Расчленение и корреляция разрезов Лапландского гранулитового пояса // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 5. С. 111–117.

Козлов Н.Е., Иванов А.А., Нерович М.И. Лапландский гранулитовый пояс – первичная природа и развитие. Апатиты: ГИ КОФАН СССР, 1990. 168 с.

Колобов И.Ю., Лиханов И.И., Ревертатто В.В. Контактново-метаморфические породы // Н.Л. Добрецов, О.А. Богатиков, О.М. Розен, ред. Классификация и номенклатура метаморфических горных пород, справочное пособие. Новосибирск: ОИГГМ. 1992. С. 77–97.

Корнилов Н.А. Генетические проблемы железорудных месторождений БССР // Вещественный состав и генезис твердых полезных ископаемых. Сб. научн. трудов. Минск: БелНИГРИ, 1981. С. 5–25.

Корнилов Н.А., Шатрубов Л.Л. О формационной принадлежности железистых кварцитов Белоруссии и сопоставлении их с железистыми кварцитами других регионов // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228. № 2. С. 423–427.

Коссовская А.Г., Шутлов В.Д. Проблема эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука. 1971. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 221. С. 9–34.

Кошевенко М.К. Особенности цирконов пород кристаллического фундамента и их роль в решении генетических вопросов // Вещественный состав и происхождение горных пород кристаллического фундамента Белоруссии и Прибалтики. Отв. Ред. А.С. Махнач. Минск: Наука и техника, 1986. С. 132–139.

Кратц К.О., Казаков А.Н., ред. Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978. 245с.

Кременецкий А.А., Юшко Н.А., Будянский Д.Д. Геология редких щелочных металлов в осадочных и эффузивных породах // Геохимия. 1980. № 7. С. 1039–1060.

Кристаллический фундамент Эстонии / *Пуура В.А., Вахер Р.М., Клейн В.М. и др.* М.: Наука, 1983. 208 с.

Крылов А. Я., Вшивневский А. Н., Силин Б. И. Абсолютный возраст пород Анабарского щита // Геохимия. 1963. № 12. С. 1140–1144.

Крылова М. Д. Геолого-геохимическая эволюция Лапландского гранулитового комплекса. Л.: Наука, 1983. 165с.

Крылова М.Д., Дазелайский В.Б., Орловская К.В. Скандий в метаморфических комплексах докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975. Вып. 4. Кн. 2. С. 297–305.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных зон. Новосибирск: Наука, Сибирск. отд. 1985. 199 с.

Кулиш Е.А. Региональная петрохимия и распространенность типов пород в нижнем архее Алданского комплекса // Методы исследования метаморфических комплексов. Хабаровск: ДВИМС, 1976. С. 96–157.

Курносоев В.Б. Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана. М.: Наука, 1982. 222 с.

Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А. и др. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации). Львов: Вища школа, 1975. 239 с.

Леонов М. Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. Труды ГИН. Вып. 199. 140 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

Лубченко И.Ю. Геохимия свинца в осадках современных водоемов. М.: Наука, 1977. 78 с.

Лунова О.И. Докембрийские конгломераты Кольского полуострова. М.: Наука, 1977. 223 с.

Ляхович В.В., Борсук А.М. Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986, 256 с.

Магматические горные породы. В 6-ти томах. Т. 3. Основные породы / Богатиков О.А., Бозданова С.В., Борсук А.М. и др. М.: Наука, 1985. 487 с.

Макрыгина В.А., Петров Б.В. О поведении щелочных элементов в процессе прогрессивного метаморфизма пород // Геохимия. 1971. № 4. С. 415–426.

Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А. Геохимия метакarbonатных пород Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1994. 1994. № 10. С. 1437–1450.

Малеев Е.Ф. Вулканокластические горные породы. М.: Гостехиздат, 1963. 168 с.

Матрунчик Л.И., Парибок В.И., Стасевич А.И. Западно-Белорусская металлогеническая область // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Структуры месторождений и рудных районов. Отв. ред. Н.П. Гречишников, М.И. Черновский; АН УССР. Киев: Наукова думка, 1989. С. 69–73.

Мельник Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев: Наукова думка, 1973. 287 с.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.

Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.

Мигдисов А. А., Бреданова Н. В., Розен О. М., Аббясов А. А. Эволюция минерального состава глинистых и песчаных пород в геологической истории континентов // Геохимия. 2003. № 10. С. 1048–1068

Мицу М.В., Глазнев В.Н., Коншлов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А. П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир. 1996. Тр. ГИН. Вып. 503. 287с.

Мица М.В., Фонарев В.И., Коников А.Н., Кунина Н.М. Геодинамическая обстановка формирования гранулит-гнейсовых поясов // Геологическое картирование раннедокембрийских комплексов. М.: Геокарт, 1994. С. 63–106.

Митрофанов Ф.П. Геохронологические обоснования архейской части Кольской региональной хроностратиграфической шкалы // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Мат. II Всеросс. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: 2003. С. 323–325.

Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. Кейвский терреин в Кольском раннедокембрийском коллизии: новые геохронологические данные и интерпретации // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Мат. XXXIII Тектонического совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 332–334.

Мишарев Д.Т., Амеландов А.С., Захарченко А.И., Смирнова В.С. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность Северо-Западного Беломорья. Л.: 1960. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия. Т. 31). 112 с.

Мокшанцев К. Б. Протерозой северо-востока Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1979, 215 с.

Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм квантит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Северная Карелия). Л.: Наука, 1975. 140 с.

Мурдмаа И.О. О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанических хребтов // Литология и полезные ископаемые. 1968. № 5. С. 5–13.

Мысцова А.А., Милькевич Р.И., Львов А.Б., Миллер Ю.В. Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных // Литология и полезные. 2000. № 2. С.653–665.

Найденков И.В. Петрография и петрохимия основных метаморфических пород Белорусского кристаллического массива / Проблемы региональной геологии Белоруссии. Науч. ред. З.А. Горелик. Минск: БелНИГРИ, 1974. С. 177–187.

Найденков И.В. Петрография, геохимия и металлогенетические особенности кристаллических сланцев Ивьевской зоны // Вопросы геологии твердых полезных ископаемых. Науч. ред. А.М. Пап. Минск: БелНИГРИ, 1975. С.40–58.

Найденков И.В. Амфиболиты околоской серии Белорусского массива (вещественный состав и первичная природа) // Метаморфизм и метасоматоз в формировании пород и руд докембрия Белоруссии. Сб. научн. работ. Минск: Наука і техника, 1991. С. 54–62.

Найденков И.В., Архипова А.А., Деревянкин Ю.А. Тектоническая история кристаллического фундамента Беларуси по данным геохронометрических исследований // Литосфера. 1994. № 1. С. 94–105.

Налимов В.В. Применение математической статистики при анализе вещества. М.: Гос. изд-во физ.-мат. литературы, 1960. 360с.

Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. U-Pb возраст магматических пород Улкапского грабена (юго-восточная часть Алданского щита) // Доклады Академии наук. 1992. Т. 323. № 6. С. 1152–1156.

Новикова А.С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы // Труды Геол. ин-та АН СССР, 1971. Вып. 237. 83 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгаского комплексов. Новосибирск: СО РАН, 1993. 219 с.

Нойман Р.В., Тейке Г.-Ю., Юбитц К.-Б. О некоторых аспектах развития и структурного положения докембрия в южной части ГДР // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1984. Вып. 9. С. 200–212.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России, объяснительная записка. Составители: А.М. Ахмедов, Е.В. Бибикина, Ю.Б. Богданов, В.А. Глебовицкий, И.Л. Жуланова, Ф.П. Митрофанов, В.Э. Негруца, Т.Ф. Негруца, В.А. Павлов, Б.В. Петрова, Б.М. Петров, В.И. Робонен, М.А. Семихатов, Л.И. Филатова, Р.Ф. Черкасов, В.И. Шульдинер. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 13 с.

Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990. 248 с.

Основные проблемы геологического строения Русской плиты / Крауц К.О., Берковский А.Н., Бондаренко Л.П. и др. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1979. 120 с.

Павлов В.Ф. Физико-химические основы обжига изделий строительной керамики. – М.: Стройиздат, 1976. 240 с.

Павловский В.И., Матрунчик Л.И., Глазовская Л.И., Парфенова О.В. Рудьянское железорудное проявление эвлизитового комплекса – новый тип железных руд докембрия Беларуси // Геология, минералогия и геохимия супракрустальных и магматических комплексов докембрия Беларуси. Минск: 1992. С. 44–50.

Пап А.М. Кристаллический фундамент Белоруссии. М.: Недра, 1977. 127 с.

Пап А.М. Вещественный состав и некоторые черты химизма супракрустальных пород и руд околоской серии // Изучение осадочной толщи и кристаллического фундамента территории Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1994. С.72–94.

Пап А.М. Нижний докембрий Беларуси. Минск: Навука і тэхніка, 1996. 212 с.

Парфенова О.В., Глазовская Л.И., Павловский В.И. Состав породообразующих минералов и условия формирования кристаллических сланцев Белорусского кристаллического массива // Геология, минералогия и геохимия супракрустальных и магматических комплексов докембрия Беларуси. Минск: Навука і тэхніка, 1992. С. 50–61.

Перчук Л.Л., Кротов А.В. Геология амфиболитов пояса Тана и гранулитов Лапландского комплекса // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 356–381.

Петров В.П. Кейвский протоплатформенный подкомплекс верхнего архея // Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия. Л.: Наука, 1986. С. 109–130.

Петрова З.И., Макрыгина В.А. Геохимия гранат-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1994. №5. С. 659–670.

Петросов И.Х. Глинистые породы Армянской ССР (глинообразование во внутренних областях геосинклиналей). Ереван: Изд-во АН Арм.ССР, 1983. 322 с.

Пештидэжон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.

Предовский А. А., Мележик В. А., Болотов В. И. и др. Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 171 с.

Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966. вып. 1. 276 с.

Пуура В.А., Кууспалу Т.И., Биркис А.П., Васильев В.А., Гайлюс Р.П., Коппельмаа Х.Я., Нийн Н.И. Главные черты геологического строения докембрийского фундамента Прибалтики // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 1. М.: Недра, 1976. С. 40–48.

Решение III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». Авторы: А.М. Ахмедов, Е.В. Бибикина, Ю.Б. Богданов, В.А. Глебовицкий, И.Л. Жуланова, Ф.П. Миширофанов, В.З. Негруца, Т.Ф. Негруца, В.А. Павлов, Б.В. Петров, Б.М. Петров, В.И. Робонен, М.А. Селихатов, Л.И. Фиштова, Р.Ф. Черкасов, В.И. Шульдинер // Стратиграфия. Геологич. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 101–106.

Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии 1981 г. / Межведомств. стратиграф. комитет. В.К.Голубцов (отв. ред.) Л.: 1983. 135 с.

Розен О.М. Пересчет химических составов метасадочных сланцев на компонентный состав осадочных пород // Советская геология. 1970. № 7. С. 31–41.

Розен О.М. Седиментологическая интерпретация химического состава докембрийских метасадочных сланцев // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра. 1975. Вып. 4. С. 60–75.

Розен О.М. Хлориты осадочных пород: типизация составов в зависимости от химизма среды // Докл. АН СССР. 1976. Т.228. № 3. С. 689–692.

Розен О.М. Актуальные вопросы генетической петрохимии кристаллических комплексов докембрия // А.В. Сидоренко и др. Докембрий и проблемы формирования земной коры. М.: Наука. 1978. С. 182–201.

Розен О.М. Скаполит-плагноклазовые сланцы и проблема докембрийских сульфатов (геохимическое сопоставление отложений соленосных бассейнов и известковых серий метаморфических пород) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. № 2. С. 450–454.

Розен О.М. Ассоциации первично-осадочных пород докембрия и типизация условий их возникновения // Литология на новом этапе геологических знаний. М.: Наука. 1981а. С.226–247.

Розен О.М. Метаморфические формации в седиментогенных толщах: специфика выделения и картирования // Н.Л. Добрецов, ред. Метаморфические формации (принципы выделения и классификации) Новосибирск: Наука. 1981б. С. 42–54.

Розен О.М. Сульфатные отложения раннего докембрия: осадконакопление и метаморфизм // А.В. Сидоренко, ред. Проблемы осадочной геологии докембрия, карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука. 1981в, вып. 1. С. 52–61.

Розен О.М. Геохимические вариации в сульфатсодержащих отложениях и их метаморфических производных (к проблеме докембрийских эвапоритов) // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 2. С. 94–103.

Розен О.М. Граувакки метаморфических комплексов докембрия (связь состава и геодинамических условий формирования) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1993. № 1. С. 36–50.

Розен О.М. Карбонатные и известково-силикатные метаморфические породы (обзор вариаций в связи с разработкой классификации) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1994. № 6. С.19–30.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 1–19.

Розен О.М., Аббясов А.А. Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа MINLITH) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 3. С. 299–312.

Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В. Минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным (программа MINLITH) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1999. № 4. С. 21–35.

Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000а. № 4. С. 431–444.

Розен О.М., Андреев В.П., Белов А.Н. и др. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука. 1988. 254 с.

Розен О.М., Белов А.Н., Злобин В.Л. Регионально – метаморфические породы Анабарского щита (пример разработки региональной классификации) // Н.Л. Добрецов, О.А. Богатиков, О.М. Розен, ред., Классификация и номенклатура метаморфических горных пород, справочное пособие. Новосибирск: ОИГГМ. 1992. С. 57–77.

Розен О.М., Бибикова Е.В., Журавлев Д.З. Архейские гранулиты Анабарского щита // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука. 1991. С. 199–224.

Розен О.М., Димрот Э. Древние метаморфизованные граувакки в основании континентальной коры: исследование первичного минерального состава (на примерах Канады и СССР). Осадочная геология глыбокометаморфизованных комплексов. М.: Наука. 1982. С. 155–179.

Розен О.М., Журавлев Д.З., Ляпунов С.М. Геохимические исследования осадочных отложений Тимано-Печорской провинции // Разведка и охрана недр. 1994. № 1. С. 18–20.

Розен О. М., Журавлев Д. З., Суханов М. К., Бибикова Е. В., Злобин В. Л. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000б. Т. 41. № 2. С. 162–180.

Розен О. М., Злобин В.Л. Карбонатные отложения гранулитовых и зеленокаменных поясов раннего архея // Экзогенное породо- и рудообразование в докембрии. М.: Наука. 1989. С. 52–64.

Розен О. М., Злобин В.Л., Сынгаевский Е.Д. Метаморфизованные карбонатные породы гранулитового комплекса Анабарского щита: особенности первичного состава и осадконакопления // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 5. С. 72–81.

Розен О.М., Нистратов Ю.А. Определение минерального состава осадочных пород по их химическим анализам // Советская геология. 1984. № 3. С. 76–83.

Розен О.М., Сидоренко С.А., Кузнецова П.Н. Скаполит и апатит как показатели состава летучих компонентов при метаморфизме Гранулитового комплекса Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 2. С. 441–444.

Розен О.М., Соколов С.Д., Шеко А.Б. Вещественный состав серпентинитовый песчаников и сопровождающих отложений в мезозое Малого Кавказа // А.Г. Коссовская, ред. Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука. 1981. С. 137–145.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитонды и расслоение земной коры. М.: Научный мир. 2001. Тр. ГИН Вып. 545. 186 с.

Ронов А.Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли // Геохимия. 1972. № 2. С. 137–147.

Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука. 1980. 80 с.

Ронов А.Б. Химический состав осадочных пород важнейших структурных зон континентов и пути его эволюции // Геохимия. 1981. № 11. С. 1616–1626.

Ронов А.Б. Осадочная оболочка или стратисфера Земли. М.: Наука. 1993. 192с.

Ронов А.Б., Бреданова Н.В., Мигдисов А.А. Общие тенденции в эволюции химического состава осадочных и магматических пород земной коры континентов // Геохимия. 1988. № 2. С. 180–199.

Ронов А.Б., Гирин Ю.П., Ермишкина А.И., Мигдисов А.А., Казаков Г.А., Марковникова М.Б. Геохимия фтора в осадочном цикле // Геохимия. 1974. № 11. С. 1587–1612.

Ронов А.Б., Гирин Ю.П., Казаков Г.А., Илюхин М.Н. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных толщ // Геохимия. 1965. № 8. С. 961–979.

Ронов А.Б., Ермишкина А.И. Распределение марганца в осадочных породах // Геохимия. 1959. № 3. С. 206–226.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочно-покровов Русской и Северо-Американской платформ // Геохимия. 1970. № 4. С. 403–438.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ мира // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 5. С. 451–475.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Воскресенская Н.Т., Корзина Г.А. Геохимия лития в осадочном цикле // Геохимия. 1970. № 2. С. 131–162.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Хаин В.Е. О достоверности количественных методов исследования в литологии и геохимии // Литология и полезные ископаемые. 1972а. № 1. С. 3–26.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Хане К. К вопросу о распространенности и вещественном составе глиен осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1990а. № 4. С. 467–482.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Хане К. Количественные закономерности эволюции состава алевропесчаных пород Русской плиты // Геохимия. 1995. № 3. С. 323–348.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. К геохимической истории внешних оболочек Земли // Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука. 1972б. С. 88–98.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Источники вещества и проблема эволюции осадочной оболочки и земной коры // 27-й Международный геологический конгресс. Геохимия и космохимия. Секция С. 11. Доклады. Том 11. М.: Наука. 1984. С. 139–148.

Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Новая модель химического строения земной коры. // Геохимия. 1976. № 12. С. 1763–1795.

Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука. 1990б. 182 с.

Ручьев А.М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Кар. ИЦ РАН, 2000. Вып. 2. С. 12–25.

Савенко А.В. Экспериментальное моделирование соосаждения оксианионов (PO_4^{3-} , VO_4^{3-} , CrO_4^{2-} , AsO_4^{3-} , AsO_4^{3-}) с гидроксидом железа в подводящих гидротермальных плюмах // Геохимия. 1999. № 3. С. 281–288.

Сафронов В.Т. Углеродсодержащие породы беломорской серии раннего докембрия Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226. № 4. С. 931–934.

Сафронов В.Т. О биогенном происхождении углеродистого органического вещества карбонатных пород докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука. 1981. Вып. 6. С. 97–102.

Сафронов В.Т., Ивлиев А.И. Петрохимические и геохимические особенности и условия формирования карбонатных пород протерозоя Байдарикского блока Центральной Монголии // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 3. С. 323–330.

Сафронов В.Т., Степанова Н.А. Карбонатные породы лудиковийского этапа раннего протерозоя Северо-Карельской синклиналиной зоны (петро-геохимический аспект) // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 2. С. 66–77.

Семихатов М.А. Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение // Стратиграфия и геологич. Корреляция. 1993. т. 1. № 1, С. 6–16.

Сердюченко Д.П. Докембрийские карбонатно-сульфатно-галогенные отложения как источник летучих, серы и щелочей для образования гидротермальных и метасоматических месторождений // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра. 1975. вып. 4. кн. 1. С. 85–92.

Серебряков С.Н., Семихатов М.А. Фитогенные карбонатные породы рифея // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра 1975. Вып. 4. Кн. 2. С. 173–178.

Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия // Советская геология. 1963. № 4. С. 3–18.

Сидоренко А.В., ред. Корреляция докембрия. М.: Наука. 1977. Т. 1. 403 с., Т. 2. 399 с.

Сидоренко А.В., ред. Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия. М.: Наука. 1982. 258 с.

Сидоренко А.В., Лунев О.И. К вопросу о петрологическом изучении метаморфических толщ. М.-Л.: Изд АН СССР. 1961. 178 с.

Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М. и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия (состояние проблемы и опыт анализа на примере амфиболитов Кольского полуострова). М.: Наука. 1972. 211 с.

Сидоренко А.В., Теняков В.А., Сидоренко Св. А. и др. Докембрий и проблемы формирования земной коры, М.: Наука. 1978. 309 с.

Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука. 1975. 138 с.

Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / *Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др.* СПб.: Недра. 1998. 352 с.

Ситдиков Б.С., Низамутдинов А.Г., Полянин В.А. Петрология и геохимия пород кристаллического фундамента востока Русской плиты. Казань, 1980. 167 с.

Скляр Е.В., ред. Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет Инжиниринг. 2001. 288 с.

Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин, ред., Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Наука-Интерпериодика. 2001. С. 81–113.

Соботович Э.В., Пап А.М., Цьонь О.В., Слущцкий Ю.А. Возраст кристаллических сланцев Северо-западной Белоруссии по свинцово-изотопным данным // Изв. АН СССР. Серия геол., 1978. № 9. С. 42–47.

Солодилова В.В. Геологическое строение и вещественный состав пород рудьянской толщи Белорусского массива // Литасфера. 1998а. № 8. С. 75–83.

Солодилова В.В. Железистый метасоматоз на рудопроявлении Рудьма в Белорусском кристаллическом массиве // *Літасфера*. 1998б. № 9. С. 80–87.

Соколов С.Д. Верхнемеловая серпентинитовая олистостромовая толща Сарыбабинского синклинория и ее формирование в связи со становлением Ипякского массива гипербазитов // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1975. Т. 50. вып. 4. С. 37–45.

Спиридонов В.Г., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В. Sm-Nd возраст и геохимия гранулитов центральной части Анабарского щита // *Геохимия*. 1993. № 10. С. 1412–1427

Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 1. Л.: Госгеолтехиздат. 1958. 486 с.

Старостина З.М. Рифейская сидеритовая формация западного склона южного Урала. М.: Наука. 1962. 106 с.

Стасевич А.И., Махнач А.С., Доминиковский Г.Г. Охоловская серия в докембрии Белоруссии // *Доклады АН БССР*. 1971. Т. 15. № 11. С. 1017–1019.

Степанюк Л.М. Геохронология докембрия западной части Украинского щита (архей-палеопротерозой). Автореф. дисс. ... доктора геологических наук. Киев, 2000. 35 с.

Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ. 1977. 80 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. 1962. Т. 1, 211 с.; Т. 2, 574 с.; Т. 3, 550 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука. 1976. 300 с.

Сыстра Ю.Й. Тектоника Карельского региона. Л.: Наука. 1991. 176 с.

Таран Л.Н. Рудьянская толща в кристаллическом фундаменте Беларуси: условия метаморфизма и дифференциация вещества // *Літасфера*. 2003. Т. 19. № 2. С. 37–45.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир. 1988. 384 с.

Тимофеев В.М. Петрография Карелии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935. 256 с.

Толкачикова А.А. Брагинский осадочный бассейн архея: условия осадконакопления по петрохимическим данным // *Літасфера*, 2003. Т. 19. № 2. С. 50–59.

Толкачикова А.А. Петрология Брагинского гранулитового массива. Автореф. дисс. ... кандидата геол.-мин. наук. Минск, 2004. 20 с.

Трусев А.И. Геология и стратиграфия рудьянской толщи кристаллического фундамента Беларуси // *Стратиграфия и палеонтология геологических формаций Беларуси*. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2003. С.280–282.

Тугаринов А.И., Бибикина Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука. 1980. 130 с.

Уилсон М.Е. Докембрий Канады // *Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена*. М.: Мир. 1968. С.236–369.

Фонарев В.И. Р-Т-*t* тренд метаморфической эволюции Колвицкого анортозитового массива (Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс, Балтийский щит) // *Эволюция тектонических процессов в истории Земли*. Т. 2. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 238–241.

Формозова Л.М. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука. 1973. 168 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. Уч. пособие. М.: Изд-во МГУ. 1997. 320 с.

Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир. 2001. 604 с.

Химические анализы горных пород кристаллического фундамента Белоруссии. Справочник / А.М. Пап, Н.В. Аксаментова, А.А. Архитова, И.В. Найденов. Минск: Наука и техника. 1988. 243 с.

Химический состав породообразующих минералов кристаллического фундамента Беларуси / А.А. Архитова, И.В. Найденов, В.Е. Островский и др. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси. 1997. 168 с.

Холодов В.Н. Эволюция фосфоритообразования и биогеохимия фосфора // Литология и полезные ископаемые. 1997, № 4. С. 563–576.

Христофорова М.В. Геология и особенности формирования карбонатных пород западной части Украинского щита. Дисс. ...канд. геол.-минер. наук. Киев: ИГНАН УССР. 1990. 18 с.

Цеховский Ю. Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гипс-каолинитовой формации (Восточный Казахстан). М.: Наука. 1973. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 242. 88 с.

Чайковский В.К. Геологические исследования докембрия на основании акцессорных минералов. М.: Наука. 1985. 200 с.

Шатрубов Л.Л. К петрохимии железистых кварцитов и вмещающих пород Околовского месторождения // Вопросы геологии твердых полезных ископаемых. Минск: БелНИГРИ. 1975. С. 86–98.

Шатрубов Л.Л. Вещественный состав, метаморфизм и формационное положение железистых кварцитов Околовского месторождения Белоруссии. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук Киев, 1976. 20 с.

Шванов В.Н., ред. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб: Недра. 1998. 351 с.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат. 1958. 416 с.

Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность). М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1962. 306 с.

Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 278. М.: Наука. 1975. 110 с.

Щербак Н.П., Пап А.М., Бартицкий Е.Н., Заяц А.П. Уран-свинцовый изотопный возраст гранитоидов Белоруссии // Докл. АН БССР. 1990. Т. 34. № 8. С. 740–743.

Щербакова И.П. Литология и полиметаморфизм глиноземистых пород Кандалакшско-Колвицкого гранулитового комплекса // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 9. М.: Наука. 1984. С. 131–143.

Юдович Я.Э. К геохимии карбонатных пород // Геохимия. 1980. № 6. С. 914–921.

Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука. 1981. 276 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука. 2000. 479 с.

Allegre C. J., Rousseau D. The growth of the continents through geological time studied by Nd isotope analysis of shales // Earth Planet. Sci. Letters. 1984. V.67. P.19–34.

Allen A. R. Metasomatism of a depleted granulite facies terrain in the Arunta block, Central Australia // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V.71. P.85–98.

Amelin Y., Lee D.C., Haliday A. N., Pidgeon R. T. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons // Nature. 1999. V.399. P.252–255.

Anhaeusser C. R., Robb L. J. Magmatic cycles and the evolution of the Archean granitic crust in the eastern Transvaal and Swaziland // Spec. Publ. Geol. Soc. Aust. 1981. 7.P.457–467.

Anhaeusser C. R., Robb L. J., Viljoen M. J. Notes on the provisional geological map of the Barberton greenstone belt and surrounding granitic terrane, Eastern Transvaal and Swaziland (1:250 000 colour map // Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr. 1983. V.9. P.221–223.

Armstrong R.A., Compton W., Retief E.A., Williams I.S., Welke H.J. Zircon ionmicroprobe studies bearing on the age and evolution of the Witwatersrand triad // Precambrian Res. 1991. V.53. P.243–266

Aydopan M.S., Akynçy O. Geochemistry of corundum-rich metabauxites from the Menderes Massif (SW Turkey) // 5th Intern. Symp. on Eastern M. editör. Geol. Thessaloniki. Greece. 2004a. ref: T2–32.

Aydopan M.S., Akynçy Ö., Çoban H. Chemistry of tourmalines in corundites from a metamorphosed karstbauxites of Menderes Massif (SW Turkey) // 5th Intern. Symp. on Eastern Mediter. Geol., Thessaloniki. Greece. 2004b. ref: T2–39.

Badham J. P. N., Stanworth C. W. Evaporites from the lower Proterozoic of the East Arm. Great Slave Lake // Nature. 1977. V. 286. P. 516–518.

Bailey E. H., Irwin W. P., Jones D. L. Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of western California // California division of mines and geology. Bull. 1964. 183 p.

Barbey P., Convert J., Moreau B., Capdevila R., Hameurt J. Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogenic belts of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull. Geol. Soc. Finland. 1984. N.56. Pt. 1–2. P.161–188.

Barooah B. C. Significance of calc-silicate rocks and metaarkose in the Lewisian complex south-east of Scourie // Scott. J. Geol., 1976. V. 6. N 2. P. 221–225.

Barton D.C. Geological significance and genetic classification of arkose deposits // J. Geol. 1916. V.24. P. 417–449.

Baruah N.C. Calc-silicate rocks of the Hahim area // J. Mines, Metals and Fuels, August 1977. P. 245–248.

Bell R. T., Jackson, G.D. Aphebian halite and sulphate indications in the Belcher Group, Northwest Territories // Can. J. Earth Sci. 1974. V. 11. P. 722–728.

Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. N. 6. P. 611–627.

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.

Bickle M., J., Eriksson K. A. Evolution and subsidence of early Precambrian sedimentary basins // Phill. Trans. Roy. Soc. London. 1982. A305. P.225–247.

Blatt H., Jones R. L. Proportion of exposed igneous, metamorphic and sedimentary rocks // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. V. 86. P. 1085–1088.

Blatt H., Middleton G., Murray R. Origin of sedimentary rocks. New Jersey. Prentice Hall. 1974. 621 p.

Bogdanova S. V., Bibikova E. V., Gorbatshev R. Palaeoproterozoic U-Pb zircon ages from Belorussia: new geodynamic implications for the East European Craton // Preambrian Res. 1994. № 68. P. 231–240.

Bonatti E., Honorez J., Garner S. Sedimentary serpentinites from the Mid-Atlantic ridge // J. Sediment. Petrol. 1973. V. 43. N. 3. P.728–735.

Bostrom K., Peterson M. Aluminium-poor ferromanganoan sediments on active oceanic ridges // *J. Geophys. Res.* 1969. V. 74. P. 3261–3270.

Bowes D., Barooah B C., Khoury S G. Original nature of Archaean rocks of North-West Scotland // *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.* 1971. V. 3. P. 77–92.

Bowring S. A., Williams I.S. Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V.134. P.3–16.

Buick R., Dunlop J.S.R. Evaporitic sediments of Early Archaean age from the Warrawoona Group, North Pole, Western Australia // *Sedimentology*, 1990, V. 37, P. 247–277.

Burke K., Kidd W.S.F., Kusky T.M. The Pongola structure of southeastern Africa: The World's oldest preserved rift ? // *J. Geodynamics.* 1985. V.2. P.35–49.

Burns S. J., McKenzie J.A., Vasconcelos V.A. Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic // *Sedimentology*. 2000. V. 47. suppl. 1. P. 49–51.

Button A. A. Deposition History of the Wolkberg protobasin, Transvaal // *Trans. Geol. Soc. South Africa.* 1973. 76. P.15–25.

Button A. A. Paleocurrent study of the Dwaal Heuvel Formation, Transvaal Supergroup // *Trans. Geol. Soc. South Africa.* 1975. 78. P.173–183.

Button A. A. The cratonic environment, the Pongola Supergroup // *Precambrian of the Southern Hemisphere* (ed. Hunter D.R.) Elsevier, 1981. Chap. 9. P. 501–510.

Caritat P. de, Bloch, J., Hutcheon I. LPNORM: a linear programming normative analysis code // *Computers and Geosciences.* 1994.V. 20. P. 313–347.

Claesson S., Bogdanova S. V., Bibikova E.V., Gorbatshev R. Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // *Tectonophysics*, 2001. № 339. P. 1–18.

Clendenin C. W., Charlesworth E. G., Maske S. Tectonic style and mechanism of early Proterozoic successor basin development, southern Africa // *Tectonophysics.* 1988. V.156. P. 275–291.

Cohen D., Ward C. R. SEDNORM – a program to calculate a normative mineralogy for sedimentary rocks based on chemical analyses // *Computers and Geosciences.* 1991. V. 17. P. 1235–1253.

Condie K. C. Petrology of the late Precambrian tillite association in Northern Utah // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1967a. V. 78. N11. P.1317–1344.

Condie K. C. Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1967b. V. 31. N 11, P.2135–2149.

Condie K. C. Archaean Greenstone Belts. Elsevier, 1981. 434 p.

Condie K. C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.

Condie K. C. Greenstone through time // In: *Condie K.C. (Ed.) Archaean Crustal Evolution.* Elsevier, Amsterdam, 1994. P. 85–120.

Condie K. C., DeMalas J. P. The Pinal shist: an early Proterozoic quartz wacke association in Southern Arisona // *Precambrian Res.* 1985. V. 27. P.337–356.

Condie K. C., Macke J. E., Reimer T. O. Petrology and Geochemistry of Early Precambrian Graywackes from the Fig Tree Group, South Africa // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1970. 81. P. 2759–2776.

Condie K. C., Snansiang S. Petrology and geochemistry of the Duzel (Ordovician) and Gazelle (Silurian) formations, Northern California // *J. Sediment. Petrol.* 1971. V. 41, N. 3. P. 741–751.

- Condie K. C., Wilks M., Rosen O.M., Zlobin V.L. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan Series, eastern Anabar Shield Siberia // *Precambrian Res.* 1991. V.50. P. 37–47.
- Condie K. C., Wronkiewicz D. J. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1990. V. 97. P. 256–267.
- Crampton D. A note on the age of the Matsap Formation of the northern Cape Province // *Trans. Geol. Soc. South Africa.* 1974. V.77. P.71–72.
- Creelman R.A., Ward, C.R. A scanning electron microscope method for automated, quantitative analysis of mineral matter in coal // *Intern. J. Coal Geol.* 1996. V. 30. P. 249–269.
- Crook K. A. W. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variations in flysh arenites (graywackes) // R. H. Dott and R. H Shaver (eds.). *Modern and Ancient geosynclinal sedimentation.* SEPM Spec. Pub. 1974. V. 19. P. 304–310.
- Grout F.F. Petrographic and Chemical data on the Canadian shield // *J. Geol.* 1938. V. 46. P. 78–91.
- Currie K.L. GENORM: a generalized norm calculation // *Computers and Geosciences.* 1991. V. 17. P. 77–89.
- Dantas E. L. Van Schmus W. R., Hackspacher P. C., Fetter A. H., de Brito Neves B. B., Cordani U., Nutman A. P., Williams I. S. The 3.4–3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America // *Precambrian Res.* 2004. V. 130. P. 113–137.
- De Wit M.J. On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? // *Precambrian Res.* 1996. V.91. P. 141–165.
- De Wit M. J., Ashwal L. D. *Greenstone belts.* Oxford: Clarendon Press. 1997. 809 p.
- Dickinson W. R. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose // *J. Sediment. Petrol.* 1970. V. 40. N. 2. P. 695–707.
- Dimroth E., Cousineau P., Leduc M., Sanschagrin Y. Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada // *Canad. J. Earth Sci.* 1978. V. 15, N 6. P. 902–918.
- Dott R. L., Jr. Wacke, graywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification? // *J. Sediment. Petrol.* 1964. V. 34. P. 625–632.
- Dziggel A., Stevens G., Poujol M., Anhaeusser C.R., Armstrong R.A. Metamorphism of the granite-greenstone terrane south of the Barberton greenstone belt, South Africa: an insight into the tectono-thermal evolution of the «lower» portions of the Onverwacht Group // *Precambrian Res.* 2002. V.114. P.221–247.
- Engel A. E. F., Engel C. G. Grenville series in the North-West Adirondack Mountains New York // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1953. V. 64. P. 1013–1049.
- Eriksson K. A. Tidal deposits from the Archaean Moodies group, Barberton Mountain Land, South Africa // *Sediment. Geol.* 1977. V.18. P. 257–281.
- Eriksson K. A. Marginal marine depositional processes from the Archaean Moodies group, Barberton Mountain Land, South Africa: Evidence and significance // *Precambrian Res.* 1979. V.8. P.153–182.
- Eriksson K. A. Hydrodynamic and paleogeographic interpretation of turbidite deposits from the Archaean Fig Tree Group of Barberton Mountain Land, South Africa // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1980a. V. 91. P.21–26.
- Eriksson K. A. Transitional sedimentation styles in the Moodies and Fig Tree Groups, Barberton Mountain Land, South Africa: evidence favoring an Archaean continental margin // *Precambrian Res.* 1980b V. 12. 141–160.

Eriksson K. A., Krapez, B., Fralick, P.W. Sedimentological aspects. M.J. De Wit, L.D. Ashwal, eds. Greenstone belts. Oxford: Clarendon Press. 1997. P. 33–54.

Eskola P. On the granulites of Lapland // Amer. J. Sci. 1952. Bowen Volume. Pt. 1. P. 133–171.

Explanatory notes to the International Stratigraphic Chart, International Commission on Stratigraphy, IUGS, UNESCO publ., 2003.

Ferry J.M. Mineral reactions and element migration during metamorphism of calcareous sediments from the Vassalboro Formation, south-central Maine // Amer. Mineral. 1983. V. 68. P. 334–354.

Galer S.J.G., Mezger K. Metamorphism, denudation and sea level in the Archean and cooling of the Earth // Precambrian Res. 1998. V. 92. P. 389–412.

Garrels R. M., Mackenzie F. T. Evolution of sedimentary rocks. New York: Norton. 1971. 397 p.

Gorbatshev R., Bogdanova S. V. Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 3–25.

Goulet N. Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac-Larder Lake fault, Rouyn-Beauchastel area. Ministère des Richesses Naturelles du Québec. DPV-602. 1978. 155 p.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. A new geological time scale, with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes. 2004. V. 27. N. 2. P. 83–100.

Grout F.F. Petrographic and chemical data on the Canadian shield // J. Geol., 1938. V. 46. P. 486–504.

Hamilton J. Sr isotope and trace element studies of the Great Dyke and Bushveld mafic phase and their relation to early Proterozoic magma genesis in southern Africa // J. Petrology. 1977. V.18. P. 24–52.

Handford C. R., Moore C. H. Diagenesis implication of calcite pseudomorphs after halite from the Joachim dolomite (Middle ordovician), Arkansas // J. Sediment. Petrol. 1976. V. 46. N2. p. 387–392.

Hegner E., Tegtmeier A., Kröner A. Geochemie und Petrogenese archaischer Vulkanite der Pongola –Gruppe in Natal, Südafrika // Chem. Erde. 1981. V. 40. P. 23–57.

Hegner E., Kröner A., Hofmann A.W. Age and isotope geochemistry of the Archaean Pongola and Usushwana suites in Swaziland, southern Africa: a case for crustal contamination of mantle-derived magma // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V.70. P. 267–279.

Helmstaedt H., Padgham W. A. A new look at the stratigraphy of the Yellowknife Supergroup at Yellowknife, NWT-implications for the age of gold-bearing shear zones and Archean basin evolution // Can. J. Earth Sci. 1986. V. 23. P.454–475.

Herron M. M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. Jour. Sed. Petrol., 1988. V. 58, P. 820–829.

Hietanen A. Scapolite in the Belt series in the St. Joe Clearwater region, Idaho // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 36. 1967. P. 56.

Hill R. J., Tsambourakis, G., Madsen I.C. Improved petrological modal analyses from X-ray powder diffraction data by use of the Rietveld method. Part I. Selected igneous, volcanic and metamorphic rocks // J. Petrol. 1993. V. 34. P. 867–900.

Hoggarth D.D., Griffin W.L. Lapis Lazuli from Baffin Island – a Precambrian meta-evaporite // Lithos. 1978. V. 11. P. 37–60.

Huckenholz H.G. Sedimentpetrographische Untersuchungen an Gesteinen der Tanner Grauwacke // Beitr. Mineral. Petrogr. 1959. B.6. H. 4. S. 261–298.

Huckenholz H. G. Mineral composition and texture in graywackes from the Harz Mountains (Germany) and in arkoses from the Auvergne (France) // *J. Sediment. Petrol.* 1963. V. 33. N. 4. P. 914–918.

Hunter D.R. Crustal development in the Kaapvaal craton, 1. The Archaean // *Precambrian. Res.* 1974. V. 1. N. 4. P. 758–781.

Jackson G.D., Berman R.G. Precambrian metamorphic and tectonic evolution of northern Baffin Island, Nunavut, Canada // *Can. Mineral.* 2000. V. 38. P. 399–421.

Jahn B.M., Condie K.C. Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1995. V. 59. P. 2239–2258.

Jansen H. The Waterberg and Soutpansberg Groups in the Blouberg area, northern Transvaal // *Trans. Geol. Soc. South Africa.* 1976. V. 7. P. 281–291.

Jayawardena D E, Carswell D A. The geochemistry of charnockites and their constituent ferromagnesian minerals from the Precambrian at south east Sri Lanka (Ceylon) // *Mineral. Mag.* 1976. V. 40. N. 314. P. 542–554.

Kato Y., Nakamura K. Origin and global tectonic significance of Early Archean cherts from the Marble Bar greenstone belt, Pilbara Craton, Western Australia // *Precambrian. Res.* 2003. V. 125. P. 191–243.

Katz M. B. The Precambrian metamorphic rocks of Ceylon // *Geol. Rundschau.* 1971. B. 60, S. 1523–1549.

Kerrick D.M. Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1.8 kilobars and 3.9 kilobars water pressure // *Amer. J. Sci.* 1968. V. 266. P. 204–214.

Kinny P. D., Nutman A. P. Zirconology of the Meebernie gneiss, Yilgarn Craton, Western Australia: an early Archaean migmatite // *Precambrian. Res.* 1996. V. 78. P. 165–178.

Kinsman D. J. Evaporities: relative Humidity control of primary mineral facies. // *J. Sediment. Petrol.* 1976, V. 46, N 2. P. 273–279.

Kivisilla J., Niin M., Koppelmaa H. Catalogue of chemical analyses of major elements in the rocks of the crystalline basement of Estonia. Tallinn. 1999. 94 p.

Kolka R. K., Laird D. A., Nater E. A. Comparison of four elemental mass methods for clay mineral quantification // *Clay and Clay Minerals.* 1994. V. 42. P. 437–443.

Komiya T., Maruyama S., Masuda T., Nohda S., Hayashi M., Okamoto K. Plate Tectonics at 3.8–3.7 Ga: Field Evidence from the Isua Accretionary Complex, Southern West Greenland // *J. Geol.* 1999. V. 107. P. 515–554.

Kröner A., Hegner E., Wendt J. I., Byerly G. R. The oldest of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa: evidence for crust formation between 3.5 and 3.7 Ga // *Precambrian. Res.* 1994. V. 78. P. 105–124.

Krynine P. D. Arkose deposits in the humid tropics. A study of sedimentation in southern Mexico // *Amer. J. Sci.* 1935, Series 5. V. 29. P. 353–363.

Kuský T. M., Polat A. Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons // *Tectonophysics.* 1999. V. 305. P. 43–73.

Laird D. A., Dowdy, R.N. Simultaneous mineralogical quantification and chemical characterization of soil clays // *Clay and Clay Minerals.* 1994. V. 42. P. 745–754.

Le Maitre R. W. The chemical composition of some common igneous rocks // *J. Petrol.* 1976. V. 17. N. 4, P. 1219–1244.

Lockwood J.P. Sedimentary and gravity-slide emplacement of serpentinite // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1971. V. 82. P. 919–936.

Marston R.J. The geochemistry of Archaean clastic in relation to crustal evolution, North-eastern Yilgarn block, Western Australia // *Precambrian. Res.* 1978. V. 6. N. 1. P. 1025–1041.

Maurel P., Brousse R. Sur les Phyllites contentus dans quelques arkoses // *Bull. Soc. Franc. Miner. Crist.* 1959. V. 82. P. 87–90.

McLelland J., Daly J.S., McLelland J.M. The Grenville orogenic cycle (ca. 1350–1000 Ma): an Adirondack perspective // *Tectonophysics.* 1996. V. 265. P. 1–28.

McLennan S.M., Taylor S.R. Geochemical evolution of Archean shales from South Africa. I. The Swaziland and Pongola Supergroups // *Precambrian Res.* 1983. V.22. P. 93–124.

Melini L.A., Sholle P.A. Dolomitization of the Capitan Formation foreereef facies (Permian, West Texas and New Mexico): seepage reflux revisited // *Sedimentology.* 2002. V. 49. 1207–1227.

Merodio J.C., Spalletti L.A., Bertone L.M. A FORTRAN program for the calculation of normative composition of clay minerals and pelitic rocks // *Computers and Geosciences.* 1992. V. 18. P. 47–61.

Miall A.D. *The Geology of Stratigraphic Sequences.* Berlin: Springer-Verlag. 1974. P. 33 p.

Middleton G. W. Chemical composition of sandstones // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1960. V. 71. P.1011–1026.

Minter W.E.L. A sedimentological synthesis of placer gold, uranium and pyrite concentrations in Proterozoic Witwatersrand sediments / *Fluvial Sedimentology* (ed. A.D.Miall). Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 1978. V. 5. P. 801–829.

Mitchum R.M., Jr., P.R. Vail, S. Thompson III. Seismic stratigraphy and global sea level changes of sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis / Payton, C.E. (ed.) *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration:* Amer. Assoc. of Petrol. Geologists, Memoir. 1977. 26, P. 53–62.

Miyano T., Beukes N.J. Phase relations of stilpnomelane, ferriannite and riebeckite in very low-grade metamorphosed iron formations // *Geol. Soc. South Africa Trans.* 1984. V. 87. P.111–124.

Moine B. Heritage sedimentaire ou volcano- sedimentaire et echanges de matiere dans la formation des gneiss calco-magnesiens // *Bull. Soc. Geol. France.* 1978. V. XX. N.1. P.11–20

Moine B. Orthoamphibolites et formations metasedimentaries calco-magnesiens de la region d'Ambatofinandrahana (Madagascar), contribution au probleme de l'origine des amphibolites // *Sci. de la Terre.* 1969. V. XIV. N 2. P.107–138.

Moine B. La recherche d'anciennes series evaporitiques dans les ensembles metamorphiques, methods et results // *Sci. de la Terre.* 1979. V. XXIII. N 2. P. 285–294.

Mueller W. U., Corcoran P. L., Donaldson A. Sedimentology of a tide- and wave-influenced high-energy Archaean coastline: the Jackson Lake Formation, Slave Province, Canada // *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 2002. V. 33. P. 153–182.

Mumme W. G., Tsambourakis G., Madsen I. C., Hill R. J. Improved petrological modal analyses from X-ray powder diffraction data by use of the Rietveld method. Part II. Selected sedimentary rocks // *J. Sediment. Res.* 1996. V. 66. P. 132–138.

Nesbitt H. W., Yong G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. V. 299. P. 715–717.

Nutman A. The Greenland Sector of the North Atlantic Craton // *De Wit M. J., Ashwal L. D., eds., Greenstone belts.* Oxford: Clarendon Press. 1997. P. 663–674.

Nutman A. P. On the scarcity of >3900 Ma detrital zircons in ≥ 3500 Ma metasediments // *Precambrian Res.* 2001. V. 105. P.93–114.

Ortega-Guiterrez F. Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite complex of southern Mexico // *Precambrian Res.* 1984. V.23. P.377–393

Orville P. M. Stability of scapolite in the system Ab-An-NaCl-CaCO₃ at 4 kb and 750°C // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1975. V. 39. N 8. P. 1091–1105.

Pactunc A.D. MODAN: an interactive computer program for estimating mineral quantities based on bulk composition // *Computers & Geosciences.* 1998. V. 24. P. 425–431.

Parras K. On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in Southern Finland // *Bull. Comm. Geol. Finland.* 1958. N.181. 136 p.

Pearce J. A. Statistical analysis of major element patterns in basalts // *J. Petrology.* 1976. V. 17. part 1. P. 15–43.

Pearce T. H., Gormen B. E., Birkett T. C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36 N 2. P. 121–132.

Pearson M. J. Quantitative clay mineralogical analyses from the bulk chemistry of sedimentary rocks // *Clay and Clay Minerals.* 1978. V. 26. P. 423–433.

Pehrsson S.J. The 2.7–2.63 Ga Indin Lake supracrustal belt: an Archaean marginal basin-foredeep succession preserved in the western Slave Province, Canada // *Spec. Pubs. Int. Ass. Sediment.* 2002. V. 33. P.123–152.

Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. New York: Harper. 1957. 526 p.

Pettijohn F. J. Chemical composition of sandstones – excluding carbonate and volcanic sands // *USA Geol. Surv. Prof. Paper* 440-S. 1963. 149 p.

Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. New York: Harper and Row. 1975. 751 p.

Pettijohn F. J., Potter P. E., Stever R. Sand and sandstone. New-York: Springer-Verlag. 1972. 618 p.

Phillips G.N. Metamorphism of shales in the Witwatersrand goldfields // *Econ. Geol. Res. Information Circular Unit Univ. Witwatersrand.* 1986. 192 p.

Pidgeon R. T., Wilde S. A. The interpretation of complex zircon U-Pb systems in Archaean granitoids and gneisses from the Jack Hills, Narryer Gneiss Terrane, Western Australia // *Precambrian. Res.* 1998. V. 91. P. 309–332.

Pirajno F., Grey K. Chert in the Palaeoproterozoic Bartle Member, Killara Formation, Yerrida Basin, Western Australia: a rift-related playa lake and thermal spring environment? // *Precambrian Res.* 2002. V. 113. P. 169–192.

Prasad U. Geology and petrochemistry of a part of Hsatu-Belbathan polymetallic mineralized belt, Eastern Bihar // *Mem. Geol. Surv. India.* 1976. V. 107. 129 p.

Reimer T.O. Volcanic rocks and weathering in the Early Proterozoic Witwatersrand Sypergroup, South Africa // *Geol.Surv. Finland Bull.* V. 331. P. 35–49.1985.

Rocheleau M. Stratigraphie et sedimentologie de l'Archeen dans la region de Rouyn, Abitibi, Quebec. These de doctorat, Universite de Montreal. 1980. 72 p.

Rollinson, H.R Using geochemical Data: Evaluation, Presentation, and Interpretation. Singapore: Longman Scientific & Technical. 1994. 352 p.

Ronov A. B., Bredanova N. V., Migdisov A. A. General trends in the evolution of the chemical composition of sedimentary and magmatic rocks of the continental Earth crust // In: *Soviet Scientific Reviews. Section G. Geology Reviews.* 1992. (Eds. B.S. Sokolov and M.A. Semikhatov). V. I. Part 2. Harwood Acad. Publ. GmbH. P. 1–37.

Rosen O. M. Metamorphic effects of tectonic movements at the lower crust level: Proterozoic collision zones and terranes of the Anabar shield // *Geotectonics*. 1995. V. 29. № 2. P. 91–101.

Rosen O.M., Abbyasov A.A., Tipper J.C. MINLITH – an experience-based algorithm for estimating the likely mineralogical compositions of sedimentary rocks from bulk chemical analyses // *Computers and Geosciences*. 2004. V. 30. N. 6. P. 647–661.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozshkin A.D. Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // *Archean crustal evolution*. Elsevier, 1994. P. 411–459.

Rosen O., Desmons J., Fettes D. Metacarbonate and related rocks. Provisional recommendations by the IUGS Subcommittee on the systematics of metamorphic rocks. Web version of 1/1/2004: <http://www.bgs.ac.uk/SCMR>

Rosen O.M., Safronov V.T., Abbyasov A.A. Sedimentary environments of the amphibolite-grade Early Proterozoic Keiva and Kukas basins (north-east Baltic Shield): normative mineral MINLITH analysis // *Precambrian Sedimentary Environments*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 2002. V. 33. P. 259–274.

Rosen O.M., Zhuravlev D.Z., Bibikova E.V., Sukchanov M.K., Zlobin V.L. Early Proterozoic amalgamation of continents: terranes, collisional zones and associated anarthosites in the North-Eastern Siberian craton (view from isotope geochemistry and geochronology Early Precambrian: genesis and evolution of the continental crust (geodynamics, petrology, geochronology, regional geology). Moscow: Geos. 1999. P. 143–144.

Roser B. P., Korsch R. J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *J. Geology*. 1986. V. 94. N 5. P. 635–650.

Rosing M.T., Bridgwater D., Thomsen H. S. Earliest part of Earth's stratigraphic record: A reappraisal of the 3.7 Ga Isua (Greenland) supracrustal sequence // *Geology*. 1996. V. 24. P. 43–46.

Schmid R., Davis, E., Desmons J., Fettes D., Harte B., Siivola J. How to name a metamorphic rock // Towards a unified nomenclature of metamorphism. 2004. Home page <http://www.bgs.ac.uk/SCMR>.

Schoenberg R., Kamber B.S., Collerson K.D., Moorbath S. Tungsten isotope evidence from 3.8-Gy metamorphosed sediments for early meteorite bombardment of the Earth // *Nature*. 2002. V. 418. P. 403–405.

Schreiber B.C., Tabakh el. M. Deposition and early alteration of evaporites // *Sedimentology*. 2000. V. 47. suppl. 1, P. 215–238.

Schreiber U.M., Eriksson R.G., van der Neut M., Snyman C.P. Sedimentary petrography of the Early Proterozoic Pretoria Group, Transvaal Sequence, South Africa: Implications for tectonic setting // *Sediment. Geol.* 1992. V. 80. P. 89–103.

Shaw D.M. Geochemistry of pelitic rocks // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1956. N 67. P. 919–934.

Shaw D.M. Interpretation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Paris: Masson et C^{ie}. 1964. 237 p.

Shidlowksi M., Eichman R., Junge C.E. Precambrian sedimentary carbonates, carbon and oxygen isotope geochemistry and implication for the terrestrial oxygen budget // *Precambrian. Res.* 1975. V. 2, N. 1 P. 1–69.

Skridlaite G., Motuza G. Precambrian domains in Lithuania: evidence of terrane tectonics // *Tectonophysics*. 2001. V. 339. P. 113–133.

Stoss L.L. Sequences in the cratonic interior of North America // *Geol. Soc. America Bull.* 1963. V. 74. P. 93–114.

Sloss L.L. Tectonic evolution of the craton in Phanerozoic time// In Sloss L.L. (ed.), Sedi-mentary Cover – North American Craton. Geologic Society of America. Decade of North American Geology. 1988. V. D-2. P. 25–51.

Smulikowski W., Desmons J., Ben Harte, Sassi F.P., Schmid R. Types, grade and facies // Towards a unified nomenclature of metamorphism. 2001. Home page <http://www.bgs.ac.uk/SCMR>.

Songe A.P.G. Mineral provinces of southern Africa // Mineral Deposits of Southern Africa. v.1 (ed. C.R. Anhaeusser and S.Maske). Geol. Soc. South Africa. 1986. P. 1–23.

Stockwell C.H., McGlynn J.C., Emslie R.F., Sanford B.V., Norris A.W., Donaldson J.A., Fahrig W.F., Currie K.L. Geology of Canadian shield // In: Geol. Econom. Minerals Canada. Ottawa. 1970. P. 43–151.

St-Onge M. R., Lucas S. B., Scott D. J., Wodicka N. Upper and lower plate juxtaposition, deformation and metamorphism during crustal convergence, Trans-Hudson Orogen (Quebec-Baffin segment), Canada // Precambrian Res. 1999. V. 9. P. 27–49.

Stott G. M. The Superior Province / M.J. De Wit, L.D. Ashwal, eds., Greenstone Belts. Oxford: Clarendon Press. 1997. P. 480–507.

Sugitani K., Mimura K., Suzuki K., Nagamine K., Sugisaki R. Stratigraphy and sedimentary petrology of an Archean volcanic/sedimentary succession at Mt. Goldsworthy in the Pilbara Block, Western Australia: implications of evaporite (nahcolite) and barite deposition // Precambrian. Res. 2003. V. 120. P.55–79.

Tankard A.J., Jackson M.P.A., Eriksson K.A., Hobday D.K., Hunter D.R., Minter W.E.L. Crustal evolution of south Africa: 3.8 billion years of Earth history. New York: Springer-Verlag. 1982. 480 p.

Tegtmeyer A., Lancelot J.R., Kröner A. Zircons U-Pb dating on granitic boulders from the Moodies conglomerate (Barberton Mountain Land) (abstr.) // Terra Cognita. Spec. Issue. 1981.R23.

Tran H. T., Ansdell K., Bethune K., Watters B., Ashton K. Nd isotope and geochemical constraints on the depositional setting of Paleoproterozoic metasedimentary rocks along the margin of the Archean Hearne craton, Saskatchewan, Canada // Precambrian. Res. 2003. V. 123. P.1–28.

Trendall A. F. The significance of iron formation in the Precambrian stratigraphic record // Spec. Publ. int. Ass. Sediment. 2002. V. 33. P. 33–63

Trendall A. F., Morris R C. Iron-formation facts, and problems // Developments in Precambrian geology. 6. Amsterdam: Elsevier 1983. 565 p.

Turekian K. K., Wedepohl K H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Geol. Soc. Amer. Bull. 1961. V. 72. N. 2. P. 175–192.

Valli F., Guilloib S., Hattorie K.H. Source and tectono-metamorphic evolution of mafic and pelitic metasedimentary rocks from the central Quetico metasedimentary belt, Archean Superior Province of Canada // Precambrian. Res. 2004. V. 1323 N. 1–2. P. 155–177.

Van de Kamp P.C. Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton-Madoc area, southwestern Ontario // Canad. J. Earth Sci. 1968. V.5. N.6. P.1337–1372.

Van de Walle M. Montbeillard Township // Quebec Department of Natural Resources, Geological Report 188. 1978, 123p.

Veizer J. The Evolving Exogenic Cycle // Chemical cycles in the evolution of the Earth (Eds. C.B. Gregor R.M. Carrels FT. Mackenzie J.B. Maynard) N.Y.: John Wiley & Sons. 1988. 276 p.

Veizer J., Hoefs J., Lowe D. R., Thurston P. C. Geochemistry of Precambrian carbonates: 11. Archean greenstone belts and Archean sea water // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 859–871.

Von Brunn W., Hobday D.K. Early Precambrian tidal sedimentation in the Pongola Supergroup of South Africa // *J. Sediment. Petrol.* 1976. V. 46. P. 670–679.

Wager L. R., Deer W.A. A dyke swarm and coastal flexure in East Greenland // *Geol. Mag.* 1938. V. 75. P. 39–46.

Walker C. T. Evaluation of boron as paleosalinity indicator and its application to offshore prospects // *Amer. Ass. Petroleum Geol. Bull.* 1968. V. 52. P. 751–766.

Walker C. T., Price N.B. Departure curves for computing paleosalinity from boron in illites and shales // *Amer. Ass. Petroleum Geol. Bull.* 1963. V. 47. N 5. P. 833–841.

Ward C. R., Taylor, J.C. Quantitative mineralogical analysis of coals from the Callide Basin, Queensland, Australia using X-ray diffractometry and normative interpretation // *Int. Jour. Coal Geol.* 1996. V. 30. P. 211–229.

Wardle R.J., Van Kranendonk M.J. The Palaeoproterozoic Southeastern Churchill Province of Labrador-Quebec, Canada: orogenic development as a consequence of oblique collision and indentation // T. S. Brewer. (ed.), *Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region.* Geological Society Special Publication. 1996. N112. P. 137–153.

Weaver C. E. Potassium, illite and ocean // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1967. V. 31. P. 2182–2196.

Weilers B.F. A review of the Pongola Supergroup and its setting on the Kaapvaal Craton // *Econ. Geol. Res. Unit. Univ. Witwatersrand. Johannesburg. S. Africa. Inform. Circ.* 1990. 228 p.

Whitehouse M. J., Nägler T. F., Moorbath S., Kramers J. D., Kamber B. S., Frei R. Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada – by Samuel A. Bowring and Ian S. Williams: discussion // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 141. P. 248–250.

Wilkins C. Regional and contact metamorphism. Greenstone belts. / Eds. M.J. De Wit and L.D. Ashwal. Oxford: Clarendon Press. 1997. P. 126–163.

Windley B.F. The evolving continents. Chichester: John Wiley & Sons. 1986. 399 p.

Windley B.F. The evolving continents. Chichester: John Wiley & Sons. 1999. 526 p.

Winkler H. G. F. Petrogenesis of metamorphic rocks. New York: Springer. 1976. 334 p.

Wronkiewicz D. J., Condie K. C. Geochemistry of Archean shales from Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source area weathering and provenance // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. V. 51. P. 2401–2416.

Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: Evidence for a 3.0-Ga-old continental craton // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P.1537–1549.

Wronkiewicz D. J., Condie K.C. Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: Evolution during the early Proterozoic // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 343–354.

Zlobin V.L., Rosen O.M., Abbyasov A.A. Two meta-sedimentary basins in the Early Precambrian granulites of the Anabar Shield (polar Siberia): normative mineral compositions calculated by the MINLITH program and basin facies interpretations / *Precambrian Sedimentary Environments. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 2002. V. 33. P. 275–291.