

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. А.П. ВИНОГРАДОВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

НОСКОВА ЮЛИЯ ВЛАДИМИРОВНА

**ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ
МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ТЕРРЕЙНОВ АККРЕЦИОННОГО КЛИНА
МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА**

Специальность 25.00.09. - геохимия, геохимические методы поисков полезных
ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
кандидат геолого- минералогических наук
Дриль Сергей Игоревич

Иркутск – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОНОНСКОГО И ЯНКАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА.....	14
1.1. Некоторые общие особенности геологического строения аккреционных комплексов конвергентных границ литосферных плит	14
1.2. Общие черты геологического строения МОП	16
1.3. Особенности геологического строения Ононского террейна аккреционного клина	18
1.4. Особенности геологического строения Янканского террейна аккреционного клина	25
Краткие выводы.....	28
ГЛАВА 2. ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ИСХОДНЫЙ СОСТАВ ПРОТОЛИТА МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОНОНСКОГО И ЯНКАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ	29
2.1. Классификация метаосадочных пород.....	29
2.2. Петрохимическая классификация пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна	31
2.3. Петрохимическая классификация пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна	38
2.4. Петрохимическая классификация пород метаосадочной толщи S [?] -D бассейна р. Тукси Янканского террейна	45
2.5. Литохимические особенности пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна	49
2.6. Литохимические особенности пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна	57
2.7. Литохимические особенности пород метаосадочной толщи S [?] -D бассейна р. Тукси Янканского террейна	61
Краткие выводы.....	65
ГЛАВА 3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОНОНСКОГО И ЯНКАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ	67
3.1. Редкоземельная характеристика метаосадочных пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна	67
3.2. Редкоземельная характеристика метаосадочных пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна.....	75
3.3. Редкоземельная характеристика пород метаосадочной толщи S [?] -D бассейна р. Тукси Янканского террейна	81

3.4. Многокомпонентная микроэлементная характеристика метаосадочных пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна.....	85
3.5. Многокомпонентная микроэлементная характеристика метаосадочных пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна.....	92
3.6. Многокомпонентная микроэлементная характеристика пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна.....	101
Краткие выводы.....	106
ГЛАВА 4. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОНОНСКОГО И ЯНКАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА	107
4.1. Геодинамическая типизация метаосадочных пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна по литохимическим и геохимическим данным	107
4.2. Геодинамическая типизация метаосадочных пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна по литохимическим и геохимическим данным.....	113
4.3. Геодинамическая типизация пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна по литохимическим и геохимическим данным.....	117
Краткие выводы.....	121
ГЛАВА 5. ИЗОТОПНЫЕ Sm-Nd ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОНОНСКОГО И ЯНКАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА.....	122
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	128
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	130

ВВЕДЕНИЕ

Вулканогенно-осадочные и осадочные толщи являются неотъемлемой составной частью орогенных поясов. До недавнего времени геохимические характеристики вулканических пород служили главной основой для реконструкции геодинамических особенностей формирования конкретного складчатого пояса, что нашло отражение во многих публикациях, важнейшие из которых суммированы в [Floyd, Winchester, 1975; Pearce, Norry, 1979; Shervais, 1982; Кузьмин, 1985; Pearce, Peate, 1995]. Однако, целый ряд исследований продемонстрировал, что возможно применение данных по геохимии и изотопии терригенных и кремнистых осадочных пород для выяснения условий формирования осадков, реконструкции источников осадочного вещества и их геодинамической типизации [Bhatia, 1983, 1985, 1986; Тейлор, 1988; Фор, 1989; McLennan et al., 1990, 1995; Plank, Langmuir, 1998; Domingues et al., 2000; McLennan, 2001; Plank, 2005; Häussler et al., 2005; Дубинин, 2006; Чамов, 2008; Gasser et al., 2011; Verma, Armstrong-Altrin, 2013, 2016; Маслов и др., 2016]. Благодаря этому открылась возможность активно использовать данные по микроэлементному и изотопному (Sm-Nd) составу осадков как для реконструкции истории развития конкретных складчатых поясов, так и для расшифровки эволюции континентальной коры в целом [Тейлор, 1988; Li et al., 2008; Velikoslavinskii et al., 2016; Sorokin, 2016].

Аккреционные комплексы или аккреционные призмы представляют собой масштабные геологические структуры, формирующиеся на конвергентных границах литосферных плит перед фронтом островных дуг или активных континентальных окраин [Парфенов и др. 2003; Кемкин, 2006; Буслов, 2014; Zhou J., 2020]. В аккреционных призмах происходит пространственное совмещение осадочного материала, поступающего в глубоководный желоб с надсубдукционного вулканического пояса и прилегающих континентальных территорий, а также осадочного материала, переносимого субдуцируемой океанической плитой, включая фрагменты магматической части океанической

коры. Длительность формирования аккреционной призмы примерно соответствует времени существования сопряженной субдукционной геодинамической обстановки [Парфенов и др., 2003]. Таким образом, структурно-вещественные комплексы аккреционных призм несут в себе информацию о природе источников осадочного материала, поступающего в океанические бассейны, и являются важнейшими индикаторами условий накопления осадочного материала в палеоокеанических бассейнах, на месте которых формировались внутриконтинентальные орогенные пояса [Лисицын, 1988].

Актуальность работы. Монголо-Охотский орогенный пояс (МОП) является одной из крупнейших структурных единиц юго-восточного складчатого обрамления Северо-Азиатского кратона, которая сформировалась в позднем палеозое - раннем мезозое [Парфенов и др., 1999, 2003; Сорокин, 2005, Сорокин и др., 2010; Шевченко и др., 2014]. На всем своем протяжении от Центральной Монголии до Охотского моря он маркируется вулканогенно-осадочными и осадочными толщами, метаморфизованными в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях, породы которых хранят историю об «океаническом» этапе развития МОП. Геохимические особенности вулканогенных образований этих толщ исследованы достаточно полно и среди них выделяются базальтоиды различных геохимических типов – N-MORB, E-MORB, OIB [Гусев, 1996; Булгатов и др., 2002; Дриль, 1998, 2003, Дриль и др., 2015, 2018; Медведев, 2007]. Петрохимические особенности метаосадочных образований исследовались лишь фрагментарно [Неелов, 1979; Дриль, 2000, 2003, 2007, 2017; Сорокин, 2001; Сорокин и др., 2002, 2010, 2012, 2015; Смирнова и др., 2013; Семенова (Носкова) и др., 2011, 2012; Носкова и др., 2016], что определяет актуальность проведения геохимических и изотопно-геохимических исследований состава этих пород на современном уровне.

Вышеперечисленными авторами проводились исследования по созданию моделей формирования и развития МОП в разные геологические эпохи, был проведен региональный тектонический террейновый анализ, в результате которого выяснилось, что в пределах Монголо-Охотского пояса выделяются лентовидные террейны, по составу слагающих их пород и строению классифицирующиеся как

террейны аккреционного клина [Парфенов и др., 1999, 2003]. Но данные исследования не отражали вещественных доказательств принадлежности ононской, чиндантской, усть-борзинской свит в Восточном Забайкалье и пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р.Тукси в Амурской части аккреционного комплекса к аккреционному клину МОП.

Поэтому автор данной диссертационной работы ставил своей целью получить факты, подтверждающие идею об их геодинамической обстановке формирования, связанной с закрытием Монголо-Охотского океана в палеозойское время и являющиеся доказательством того, что эти образования представляют фрагменты террейна аккреционного клина Монголо - Охотского орогенного пояса.

В работе впервые проведено исследование вещественного состава метаосадочных пород аккреционных комплексов МОП с целью обоснованно аргументировать типичную субдукционную природу метаосадочных пород ононской, чиндантской, усть-борзинской свит Ононского террейна и пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р.Тукси Янканского террейна МОП.

Подобные исследования необходимы для выяснения источников первичного осадочного материала, поступавшего в бассейн осадконакопления, а также для корректной реконструкции геодинамических обстановок, существовавших на океанической стадии развития МОП.

Цель и задачи работы. Основной целью диссертационной работы является реконструкция природы первичного протолита метаосадочных пород ононской, чиндантской и усть-борзинской свит Восточного Забайкалья (Ононский террейн аккреционного клина), пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси (Янканский террейн аккреционного клина), а также выяснение геодинамических обстановок их формирования и природы источников поступления осадочного материала в бассейн осадконакопления.

Для достижения поставленной цели в ходе исследований решались следующие задачи:

1. Петрографическое исследование метаосадочных пород ононской, чиндантской и усть-борзинской свит Восточного Забайкалья (Оловянинско-

Чиндантский и Агинский участок Ононского террейна), а также пород метаосадочной толщи S[?]-D бассейна р. Тукси Янканского террейна.

2. Изучение и интерпретация петро-геохимических характеристик метаосадочных пород изучаемых свит для выяснения природы первичного протолита.

3. Геодинамическая типизация метаосадочных пород изучаемых свит для уточнения геодинамической обстановки их формирования.

4. Проведение Sm-Nd-изотопной систематики метаосадочных пород для выявления природы источников и возраста осадочного вещества в бассейне осадконакопления.

Фактический материал и методы исследований. В основу диссертационной работы положен фактический геологический и геохимический материал, собранный автором в ходе полевых работ 2006-2015 гг. в составе экспедиционного отряда лаборатории 25.3 «Геохимии изотопов» (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск).

При написании работы автором было исследовано около 150 шлифов с помощью поляризационного микроскопа Полам Л-213М и Полар-3.

Аналитические исследования собранных полевых материалов проводились в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Было выполнено 150 анализов силикатного состава пород и содержаний в них Ba, Sr, Zr, Nb, Y методом силикатного рентгено-флуоресцентного анализа (РФА), для 120 проб выполнен масс-спектрометрический элементный анализ с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS), использовавшийся для определения содержаний редкоземельных элементов, а также 17 проб исследовано методом термоионизационной масс-спектрометрии (TIMS) для определения изотопных составов Sm и Nd.

Методические основы исследования вещественного состава метаосадочных пород и использованные аналитические методики. При отборе

геологических образцов и на этапе лабораторного и аналитического исследования собранных материалов использовались традиционные методы и подходы:

1. При проведении экспедиционных работ в стратотипических местностях развития отложений изучаемых свит проводилось как региональное опробование, так и подробный пробоотбор вплоть до послойного опробования фрагментов не нарушенных тектонически метаосадочных толщ.

2. Оптико-петрографические исследования образцов пород в прозрачных петрографических шлифах проводились с использованием микроскопов Полам Л-213М и Полар - 3.

3. Определение концентраций петрогенных компонентов в пробах осуществлялось рентгенофлуоресцентным силикатным анализом (РФА) методом сплавления с метаборатом лития в стеклоуглеродных тиглях на многоканальном рентгеновском спектрометре СРМ-25 («Орелнаучприбор», г.Орел, Россия), аналитик Е.В. Чупарина. Рентгенофлуоресцентное определение Ba, Sr, Zr, Nb, Y проводилось на последовательном рентгенофлуоресцентном спектрометре VRA-30 (Карл Цейс, Германия) или S4 Pioneer (или S8 Tiger) (Bruker AXS, Германия), аналитик Е.В.Чупарина. Детальное описание методик дано в работах [Afonin et al., 1992; Афонин и др., 1984; Амосова и др., 2015]. Перечисленные аналитические работы выполнены в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

4. Концентрации редких и редкоземельных элементов анализировались методом ICP-MS на высокочувствительном масс-спектрометре с двойной фокусировкой ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Германия) концентрическим распылителем Memhard в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН по методике МВИ №002-ХМС-2009: Методика выполнения измерений массовых долей 62 элементов в почвах, донных отложениях, горных породах и сплавах цветных металлов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Также методом сплавления с метаборатом лития в стеклоуглеродных тиглях на масс-спектрометре Agilent 7700x в ЦКП «Байкальский Центр Нанотехнологий» в технопарке при Иркутском Государственном Техническом

Университете (БЦНТ НИ ИрГТУ г. Иркутск). Подробное описание методики дано в работах [Николаева И.В. и др., 2008; 2012; Карандашев и др., 2011]. Химическая подготовка части проб для микроэлементных ICP-MS анализов выполнена непосредственно автором.

5. Изотопные исследования Sm-Nd системы метаосадочных пород осуществлялась следующим образом. Химическая подготовка проб к изотопному анализу проводилась в блоке чистых химических помещений ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Измерения изотопного состава стронция и неодима выполнялись на 7-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН в статическом режиме, а также на мультиколлекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой MC-ICP MS NEPTUNE ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Количество наносимого образца составляло в среднем 100-200 нг. Ионный ток ^{146}Nd обычно был равен $0.5-1.0 \cdot 10^{-11}\text{А}$. Присутствие в спектре неодима следов самария контролировалось по току ^{147}Sm , который не превышал $5 \cdot 10^{-3}\%$, и поправка на присутствие ^{144}Sm в ^{144}Nd не вводилась. Правильность результатов определения изотопного состава оценивалась по результатам измерения стандартных образцов JNdi-1 и BCR-2, которые показали следующее: JNdi-1: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512107 \pm 4$ (2SD, n=35); BCR-2: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512625 \pm 7$; Nd=29.06 \pm 0.14 мкг/г; Sm=6.55 \pm 0.04 мкг/г (2SD, n=9). Для определения концентраций и изотопного состава в одном анализе применялся метод изотопного разбавления с использованием смешанного трассера $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$. Ошибки определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ принимались не более 0.2%, а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - не более 0.003% (отн.) (2 σ). Для некоторых проб определялся природный изотопный состав Nd, а величина $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ рассчитывалась исходя из концентраций Sm и Nd, определенных ICP-MS методом. Соответствующие разъяснения даны в примечаниях к таблице изотопных данных (табл. 10).

На сегодняшний день не существует единого подхода к классификации и интерпретации петрогеохимического и изотопного состава осадочных и метаосадочных пород, что создает определенные проблемы при анализе и

обсуждении экспериментального материала. Тем не менее, используя опыт предшествующих исследований [Неелов, 1980; Pettijohn, 1972; Herron, 1988; Bhatia, 1983; Юдович, Кетрис, 2000; Интерпретация..., 2001; Летникова и др., 2006; Маслов, 2005; Маслов и др., 2013, 2016, Сорокин и др., 2010, 2015; Смирнова и др., 2013, Verma, Armstrong-Altrin, 2013, 2016 и др.], в настоящей работе принята следующая последовательность интерпретации полученных данных:

1. Петрохимическая классификация пород, позволяющая определить общие черты исходного типа осадочного протолита.

2. Геохимическая характеристика пород, которая более детально характеризует конкретные выделенные литотипы осадочного протолита, и позволяет определить условия формирования последнего, включая оценку природы источников сноса осадочного материала.

3. Геодинамическая типизация пород на основе литогеохимических данных.

4. Изотопная характеристика метаосадков для выявления потенциальных региональных источников сноса осадочного материала и выяснения природы последнего.

Следует заметить, что накопление нового материала по литогеохимии осадочных пород позволяет выявить неполное соответствие полей, изначально определенных для разных геодинамических обстановок на классических диаграммах М.Р.Бхатия и Дж.Ф.Петтиджона, что отмечено в работах [Маслов и др., 2013, 2016; Verma, Armstrong-Altrin, 2013, 2016]. Учитывая факт недостаточной универсальности предложенных дискриминационных диаграмм, выражающийся в том, что некоторые фигуративные точки составов действительно не всегда тяготеют к заявленным дискриминационным параметрам (полям), в настоящем исследовании применен комплексный анализ материала и использованы различные литохимические диаграммы.

Экспедиционные исследования отложений метаосадочных образований Ононского террейна МОП проводились в 2006-2015 годах сотрудниками ИГХ СО РАН - научным руководителем диссертанта С.И. Дрилем, Сасимом С.А. и самим

автором. Исследования метаосадочных пород Янканского террейна МОП проводились с использованием коллекции образцов, собранных в 1998 году С.И. Дрилем и А.А. Сорокиным.

Научная новизна выполненного исследования заключается в следующем:

1. Впервые получены и проинтерпретированы представительные петро-геохимические данные для метаосадочных пород ононской, чиндантской и усть-борзинской свит Восточного Забайкалья и пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р.Тукси Амурской части МОП, позволившие реконструировать природу первичных осадочных протолитов пород.

2. Проведена геодинамическая типизация метаосадочных пород исследуемых объектов, основанная на представительных геохимических данных.

3. Впервые получены и проинтерпретированы Sm-Nd изотопные данные метаосадочных пород и определен их модельный возраст.

Практическая значимость. Результаты проделанной работы могут быть полезны как пример комплексной геохимической, геодинамической и изотопно-геохимической типизации осадочных образований складчатых поясов, а также как основа для проведения корреляционных геохимических и изотопно-геохимических исследований осадочных и метаосадочных толщ МОП. Кроме того, полученные результаты могут быть использованы при проведении работ по геологическому доизучению площадей, для создания геологических карт нового поколения. Детальное исследование аккреционных комплексов в орогенных поясах позволяет глубже понять процессы формирования месторождений полезных ископаемых.

Защищаемые положения.

1. Исходным материалом при формировании изученных толщ Ононского и Янканского террейнов послужили породы среднего-кислого состава - вулканогенный материал зрелых островных дуг и, возможно, активных континентальных окраин, что подтверждается данными петрохимических модулей и спайдердиаграммами макрокомпонентов.

2. Распределение микроэлементов в главных разновидностях пород Ононского и Янканского террейнов показывает, что наиболее зрелый материал

накапливался в чиндантской свите. В ононской и усть-борзинской свитах более низкие по сравнению с ВКК значения и резкие колебания уровня редких элементов свидетельствуют о меньшей зрелости пород этих толщ и о вкладе разных источников сноса. Метаосадки Янканского террейна занимают промежуточное положение по степени зрелости осадков.

3. Метаосадочные породы Ононского и Янканского террейнов формировались из терригенного материала при разрушении вулканитов зрелых континентальных островных дуг и активной континентальной окраины, а также при переотложении осадочных пород.

4. Sm-Nd изотопные характеристики метаосадочных пород Ононского и Янканского террейнов МОП соответствуют области эволюции изотопного состава Nd неопротерозойской коры Центрально-Азиатского орогенного пояса. Источник сноса осадочного материала, поступавшего в палеобассейн был связан также с южной группой террейнов, обрамляющих МОП и прежде всего с Аргунским супертеррейном.

Апробация работы. По теме диссертационной работы опубликованы 2 статьи, индексируемых системой Web of Science, Scopus и 2 статьи из перечня ВАК РФ, а также 20 тезисов докладов в материалах российских и международных конференций за период с 2007 по 2018 годы.

Результаты исследований докладывались автором и обсуждались на следующих конференциях и совещаниях: ежегодной научно-теоретической конференции аспирантов и студентов (г. Иркутск, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011), 4-ой, 5-ой Сибирской Международной конференции молодых ученых по наукам о Земле (г. Новосибирск, 2008, 2010); всероссийской конференции молодых ученых «Современные проблемы геохимии» (г. Иркутск, 2009, 2011, 2018); XIV и XVI Международном научном симпозиуме им. Академика М.А. Усова студентов и молодых ученых «Проблемы геологии и освоения недр» (г. Томск, 2010, 2012); Всероссийской научной конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (г. Владивосток, 2011); Всероссийском совещании «Современные проблемы

геохимии» (с участием иностранных ученых), посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В.Таусона (г. Иркутск, 2012).

Структура и объем работы. Диссертационная работа общим объемом 148 страниц состоит из введения, пяти глав и заключения, включает 10 таблиц, 75 рисунков и список литературы из 127 наименований.

Благодарности. Работа выполнена в лаборатории геохимии изотопов Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. Автор выражает особую благодарность своему научному руководителю, кандидату геолого-минералогических наук, заведующему лабораторией С.И. Дрилю за ценные рекомендации, наставления и замечания на всех этапах подготовки диссертационной работы.

Автор глубоко признателен д.г.-м.н. В.А. Макрыгиной за многочисленные консультации по тематике исследования и огромную поддержку, д.г.-м.н. А.Я. Медведеву, к.г.-м.н. В.А. Бычинскому, д.г.-м.н. В.С. Антипину, д.г.-м.н. Ефремову С.В. Автор признателен коллегам к.г.-м.н. С.А. Сасиму, к.г.-м.н. С.Ю. Скузоватову, к.г.-м.н. В.А. Беляеву за постоянную поддержку во время подготовки диссертационной работы и конструктивные предложения, инженерам и аналитикам лаборатории геохимии изотопов: гл. спец. ИГХ СО РАН Герасимову Н.С., к.х.н. Владимировой Т.А., к.г.-м.н. Зарубиной О.В., вед.инж. ИГХ СО РАН Яровой В.В., а также благодарен за сотрудничество всем аналитикам Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОНОНСКОГО И ЯНКАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

На основании общепринятой концепции террейнового районирования [Парфенов и др., 1999, 2003] Монголо-Охотский пояс является прерывистой шовной зоной, которая сложена фрагментами древней океанической коры Монголо-Охотского океана, закрывшегося в ранней юре. Эта сутура расположена между древними континентальными блоками – Центрально-Азиатским орогенным поясом (ЦАСП) с севера и Аргунским микроконтинентом с юга. Шовная зона состоит преимущественно из террейнов аккреционного клина различного типа и возраста, оставшихся от существовавших ранее зон субдукции.

1.1. Некоторые общие особенности геологического строения аккреционных комплексов конвергентных границ литосферных плит

Аккреционные призмы или аккреционные комплексы представляют протяженные клинообразные в поперечном сечении и сложно деформированные осадочные структуры, состоящие из океанических, окраинно-океанических и хаотических (тектонический меланж, олистостромы) образований. Они имеют четкую структурную приуроченность и являются маркирующими комплексами конвергентных окраин литосферных плит [Чамов, 2002; Кемкин, 2006; Буслов, 2014]. Клины, расположенные над подогнутой океанической плитой, разбиты на серию чешуй, надвинутых одна на другую в сторону океана, за счет деформаций в аккреционной призме, связанных с субдукцией, формируется обратная последовательность накопления отложений [Сили и др., 1978].

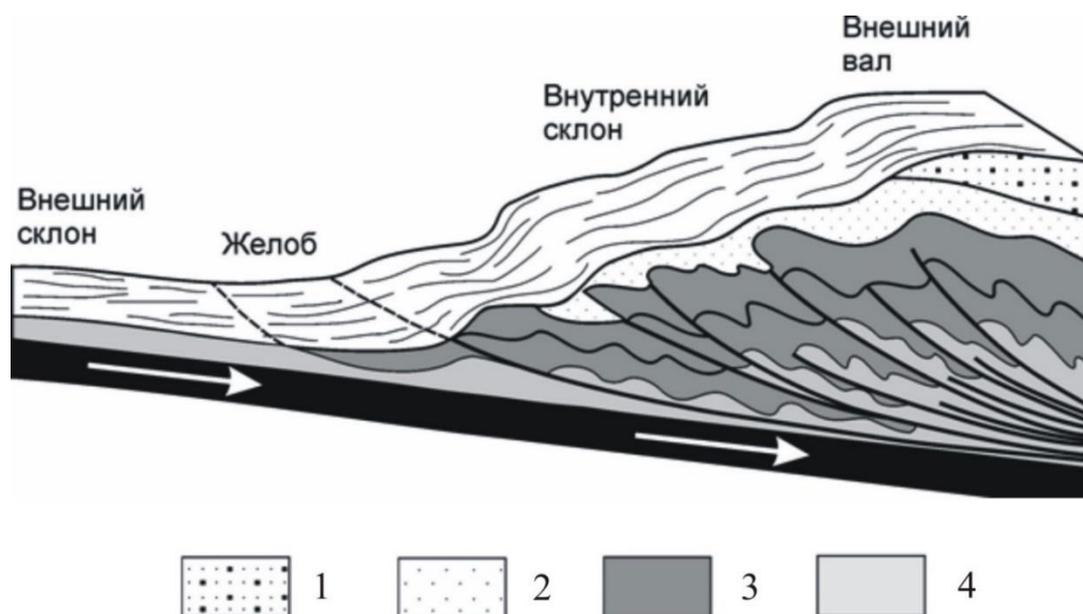


Рис 1.1. Модель аккреционной призмы по [Seely et al., 1974]. Условные обозначения: 1 - осадки шельфа, 2 – осадки склона, 3 – осадки желоба, 4 – осадки абиссальных равнин.

Такие структуры, как аккреционные призмы, приурочены к конвергентным границам литосферных плит (островным дугам, активным континентальным окраинам) и состоят из вулканогенно-осадочного материала [Добрецов, и др., 2001, Лобковский и др, 2004, Сили и др., 1978]. Аккреционные призмы, как правило, классифицируются исходя из состава пород на аккреционные призмы, которые преимущественно сложены турбидитами (тип А) и аккреционные призмы, состоящие из океанических образований (тип Б) [Парфенов и др., 2003].

Древние аккреционные призмы Сихотэ-Алиня и Япономорского региона изучались И.В. Кемкиным [Кемкин, 2006], развитие аккреционной призмы Каскадия в Северной Америке было рассмотрено в работах Н.П. Чамова с соавторами [Чамов, 2002, 2008]; аккреционные комплексы в Западной и Восточной Камчатке были изучены методами трекового датирования цирконов из терригенных пород этих комплексов А. В. Соловьевым, М. Н. Шапиро, А. В. Рихтером [Соловьев, 2004, 2008].

В зарубежной литературе на основании данных по глубоководному бурению Д. Р. Сили с соавторами [Seely et al., 1974], была предложена модель формирования аккреционного комплекса в пределах континентальной окраины штата Орегон, которая лежит и в основе современных представлений об аккреционных призмах.

Согласно этой модели (рис. 1.1) в пределах тела аккреционной призмы происходит многократное чередование пелагических, гемипелагических и окраинно-океанических отложений с обратной возрастной последовательностью - от верхних древних структурных фрагментов (чешуй) к нижним более молодым. Японские исследователи по данным многоканального сейсмопрофилирования установили, что внутри тектонических клиньев аккреционных призм породы дислоцированы многочисленными надвигами, вдоль которых развиты зоны меланжа и рассланцевания пород [Hashimoto, Kimura, 1999]. Эти исследователи разработали модель строения призмы, согласно которой океаническая плита перемещается вдоль плоскости срыва (деколлемента). Эта плоскость срыва формируется обычно в терригенной части осадочного разреза и постепенно проникает в нижележащий базальтовый слой океанической коры. Затем в результате многократного пододвигания терригенного разреза образуется чешуйчато-надвиговая дуплексированная структура аккретированных осадков желоба и океанических отложений.

Изучение строения аккреционных призм вносит существенный вклад в понимание геологической эволюции древних геодинамических обстановок осадконакопления, поскольку в их разрезах присутствуют фрагменты океанической коры прошлого, а также осадочный материал, поступающий с окружающих фрагментов суши.

1.2. Общие черты геологического строения МОП

Монголо-Охотский складчатый пояс (МОП) протягивается на 3000 км от Охотского моря до Хангайского нагорья в Монголии, занимая осевое положение между разновозрастными складчатыми поясами обрамления Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов (рис.1.2.1). В настоящее время общепризнанной является точка зрения о том, что история формирования МОП тесно связана с историей развития и закрытия Монголо-Охотского палеоокеана [Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1999]. Океаническая стадия развития МОП охватывает

период времени с раннего палеозоя (ордовик) вплоть до рубежа позднего палеозоя (пермь) – раннего мезозоя (триас) [Зоненшайн и др., 1990, Парфенов и др., 2003, Булгатов и др., 2010, Гордиенко и др., 2016]. Главной особенностью этого геодинамического этапа являлись субдукционные процессы, проявленные как вдоль окраины Аргунского террейна, ограничивавшего Монголо-Охотский палеоокеан с юга, так и вдоль окраины складчатого обрамления Сибирского палеоконтинента, ограничивавшей его с севера [Парфенов и др., 2003]. Поглощение океанической коры Монголо-Охотского палеоокеана в зонах субдукции сопровождалось формированием структурно-вещественных комплексов аккреционных призм. Как современная структура МОП представляет собой коллаж террейнов различной природы, но преобладающими среди них являются террейны аккреционных клиньев или призм.

В данной работе в качестве объектов детального исследования рассматриваются породы Ононского и Янканского террейнов аккреционного клина МОП.

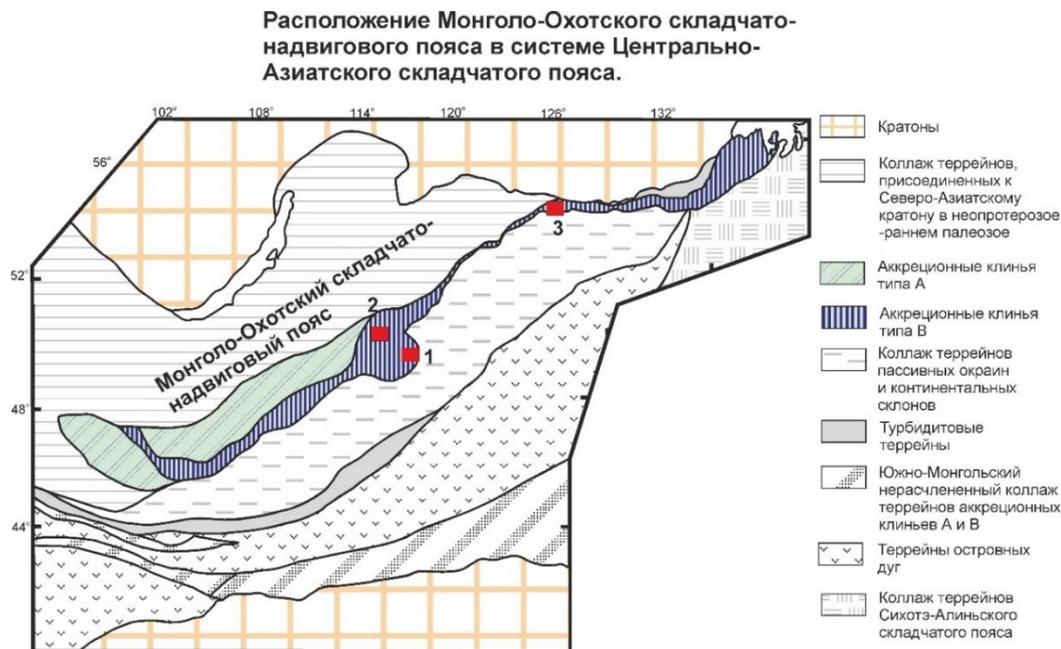


Рис. 1.2.1. Тектоническая схема Монголо-Охотского орогенного пояса по [Парфенов и др., 2003]. Цифрами обозначены участки детальных исследований: 1 – участок развития пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна; 2 - участок развития пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна; 3 - участок развития пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна.

1.3. Особенности геологического строения Ононского террейна аккреционного клина

Основной объем Ононского террейна представлен двумя типами аккреционных клиньев: северная часть террейна сложена существенно вулканогенными породами турбидитового типа (тип А), южная часть сложена метаосадочными отложениями (тип В) четырех свит: кулиндинской, ононской, чиндантской и усть-борзинской, описания которых даются ниже. Именно южная часть является предметом исследования. Сводная стратиграфическая колонка, составленная по материалам [Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте..., 1997] с учетом оригинальных полевых наблюдений, приведена на рис.1.3.1.

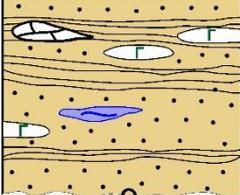
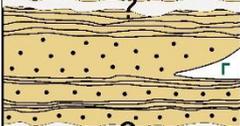
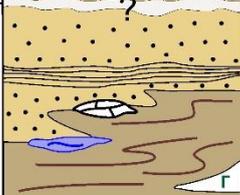
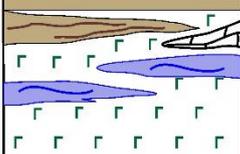
Система	Отдел	Индекс	Литологическая колонка	Мощность, м	Характеристика подразделений
ДЕВОНСКАЯ	НИЖНИЙ - СРЕДНИЙ	<i>ub</i>		≈ 4000м	Свита сложена сланцеватыми песчаниками с редкими прослоями филлитизированных алевролитов, кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев, основных метаэффузивов и линзами известняков. В верхней части разреза преобладают филлитизированные аргиллиты и алевролиты, содержащие прослои кремнистых сланцев, линзы яшмоидов, основных метаэффузивов, метапесчаников и редко – известняков.
		<i>сп</i>		≈ 2500м	Свита представлена главным образом однообразными граувакковыми песчаниками с линзами гравелитов и прослоями филлитовидных сланцев, сланцеватых алевролитов, аргиллитов, кремнистых сланцев. Отмечаются редкие линзы рифогенных криноидных известняков. Присутствуют редкие прослои метабазитов.
НЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ? СИЛУРИЙСКАЯ ?		<i>оп</i>		3000-4000м	Свита представлена филлитами, филлитизированными алевролитами, песчаниками, местами гравелитами, кварц-серицитовыми, углисто-серицитовыми, хлорит-серицитовыми, биотит-серицит-кварцевыми сланцами с редкими прослоями метабазитов, яшмоидов, микрокварцитов и известняков.
		<i>kl</i>		3000м	Свита представлена преимущественно метабазитами. Менее распространены кремнистые сланцы, яшмоиды, маломощные прослои известняков. В верхней части разреза эти породы чередуются с метаалевролитами, метапесчаниками, метааргиллитами.

Рис. 1.3.1. Сводная стратиграфическая колонка для отложений кулиндинской, ононской, чиндантской и усть-борзинской свит.

Кулиндинская свита ($R_2?kl$, $S?kl$) сложена преимущественно вулканогенными образованиями, представленными метаморфизованными в фации зеленых сланцев базальтоидами [Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте..., 1997]. Менее распространены

кремнистые сланцы, яшмоиды, маломощные прослой известняков. Местами эти породы чередуются с метаалевролитами, метапесчаниками, метааргиллитами. Общая мощность свиты составляет более 3000м. В стратотипических участках распространения пород свиты в среднем течении р. Ага и нижнем течении р. Хила, а также в районе станции Оловянная и пади Кулинда подробно исследована геохимия метабазитов, а также детально исследованы частные разрезы отложений свиты [Dril et al.,1994; Гусев,1996; Булгатов и др., 2010; Дриль, Голубев, 2003; Медведев, 2007]. Среди метабазальтов выявлены разности, сопоставимые с базальтами N-MORB, E-MORB и OIB. В ассоциации с метабазитами повсеместно присутствуют глубоководные кремни, метаморфизованные до микрокварцитов [Неелов, 1979, Дриль и др., 2000]. В частных разрезах пачки переслаивания метабазитов и метакремней разделены прослоями метатерригенных пород. Все перечисленные разновидности пород распределены в разрезах крайне закономерно. Сами разрезы характеризуются резкой фациальной изменчивостью с быстрым замещением по простиранию пачек метавулканитов с метакремнями метатерригенными осадками и наоборот.

Ононская свита ($R_2^{?on}$, $S^{?on}$) залегает согласно на отложениях кулиндинской свиты [Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте..., 1997; Парфенов, 1976; Булгатов, 1984, Ефимов, 1974, 1982; Князев, 1962; Красинец, 1958]. Это подтверждено детальными исследованиями кулиндинской и ононской свит в стратотипических участках их распространения. Ононская свита представлена филлитами, филлитизированными алевролитами, песчаниками, местами гравелитами, кварц-серицитовыми, углисто-серицитовыми, хлорит-серицитовыми, биотит-серицит-кварцевыми сланцами с редкими прослоями метабазитов, яшмоидов, микрокварцитов и известняков.

Наиболее тонкозернистые породы в основном слагают нижнюю часть разреза мощностью 2500-3000 м. Выше залегает толща (1000-2000 м), состоящая преимущественно из граувакковых песчаников.

В работе использована коллекция геохимических проб, характеризующая свиту в ее стратотипической местности по левому берегу р. Онон от станции Оловянная до устья р. Туры (рис. 1.3.2), собранная С.И. Дрилем. В этом районе свита представлена переслаиванием метапесчаников с преобладающими серицит-кварцевыми, серицит-хлорит-кварцевыми сланцами и филлитами. Микроструктуры кристаллосланцев показаны на рис. 1.3.3.

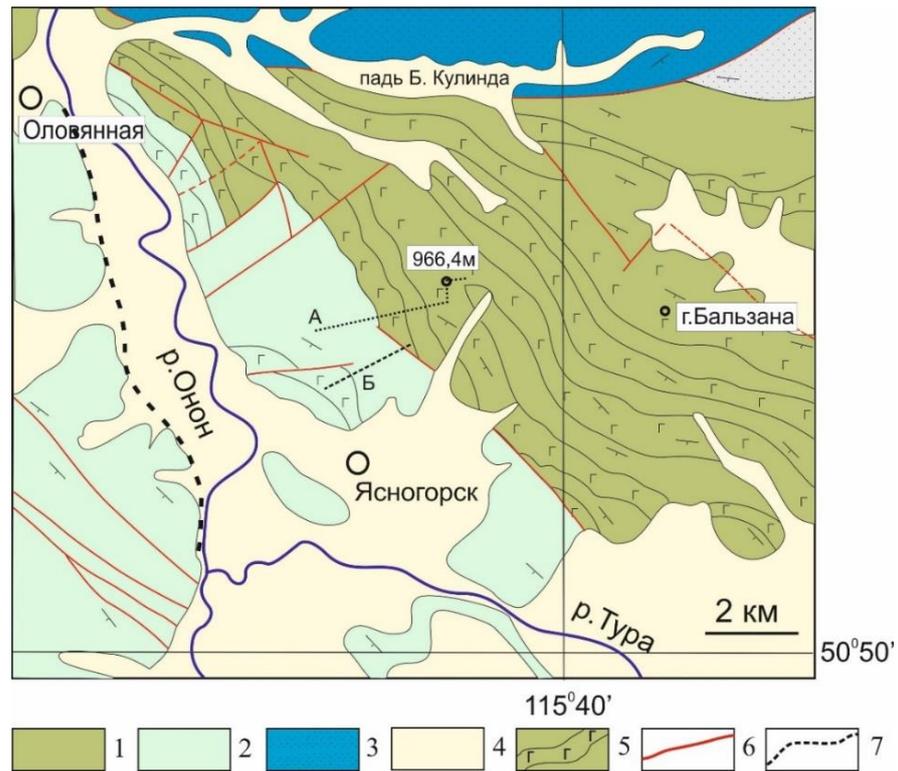


Рис. 1.3.2. Геологическая схема участков детального исследования пород ононской свиты Восточного Забайкалья в районе пос. Оловянная и пади Кулинда; 1 – отложения кулиндинской свиты (S[?]-D₁), 2- отложения ононской свиты (S[?]-D₁), 3 - отложения икагийской (J₁) и акатуевской свит (J₁₋₂), 4- четвертичные отложения, 5- прослой метабазитов в составе кулиндинской и ононской свит, 6- разломы, 7 – маршруты опробования метаосадочных пород ононской свиты.

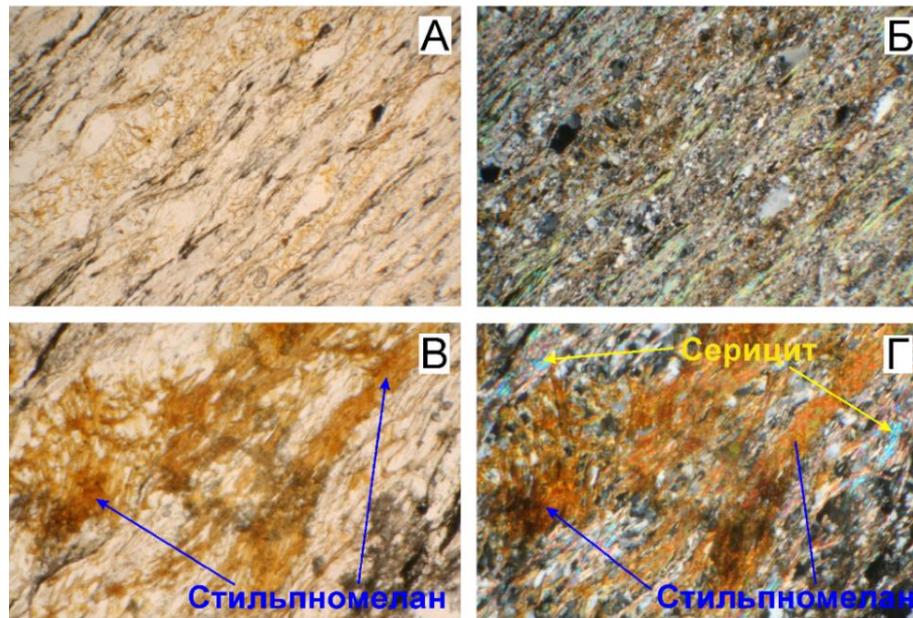


Рис. 1.3.3. Фотографии микроструктур стильномелан-серицит-кварцевых сланцев ононской свиты. Фотографии А, Б – увеличение 20х; А – в параллельных поляризаторах, Б – в скрещенных поляризаторах. На фотографиях отчетливо просматривается лепидогранобластовая структура. Фотографии В, Г – увеличение 80х; В – в параллельных поляризаторах, Г – в скрещенных поляризаторах. Фотографии демонстрируют характер взаимоотношений и выделений серицита и стильномелана, который является индикатором начальной стадии зеленосланцевой фации метаморфизма (350–360°C) [Маракушев, 1973].

Чиндантская свита (D_{1сн}) подразделяется на две подсвиты [Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте..., 1997]. Нижняя подсвита представлена однообразными граувакковыми песчаниками с линзами гравелитов и прослоями филлитовидных сланцев, сланцеватых алевролитов, аргиллитов, кремнистых сланцев. Песчаники слагают самостоятельные пачки мощностью первые сотни метров или находятся в тонком переслаивании с алевролитами. Это серые, светло-серые породы с хорошо сохранившимися псаммитовыми структурами, от мелко- до крупнозернистых. Обломки представлены главным образом кварцем и плагиоклазом. Филлитовидные сланцы, подобно песчаникам, либо формируют самостоятельные пачки мощностью первые сотни метров, либо находятся в тонком переслаивании с песчаниками или кремнистыми породами. Это породы темно-серого до черного цвета, обычно с хорошо сохранившимися алевролитовыми структурами [Неелов,

Милькевич, 1979]. Отмечаются редкие линзы рифогенных криноидных известняков. Присутствуют редкие прослои метабазитов.

Мощность нижней подсвиты оценивается в 900-1000 м.

Верхняя подсвита представлена филлитизированными алевролитами и кремнисто-глинистыми сланцами. Присутствуют единичные линзы известняков и яшм. Мощность верхней подсвиты оценивается в 500-1600м. Полная мощность чиндантской свиты оценивается в 1400-2600м.

Соотношения отложений нижнего девона и более древними подстилающими толщами являются предметом многолетней дискуссии. Крупномасштабная съемка в стратотипической местности к юго-западу от ст. Оловянная [фондовые материалы Читинского геологического управления, 1979] убедительно продемонстрировала структурное согласие кулиндинской и ононской свит условно рифейского возраста со сходными по литологическому составу толщами девона и нижнего карбона, что позволило многим исследователям относить эти свиты к единому среднепалеозойскому разрезу [Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте..., 1997]. Другая точка зрения базируется на результатах исследований микрофоссилий [Ефимов, 1974; Ефимов, Тетяева, 1982], обосновывающих позднедокембрийский (рифейский) возраст рассматриваемых осадочных толщ. Таким образом, стратиграфические границы среднепалеозойских свит с подстилающими образованиями являются условными [Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте..., 1997].

Усть-Борзинская свита (D₁₋₂ub). Единого мнения о характере разреза и соотношении свиты с подстилающими отложениями нет [Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте..., 1997]. В своей стратотипической местности в низовье р. Борзя разрез свиты подразделяется на три подсвиты.

Нижняя подсвита сложена сланцеватыми песчаниками с редкими прослоями филлитизированных алевролитов, кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев, основных метаэффузивов и линзами известняков. В основании залегают ритмично-

слоистые песчаниковые пачки, на разных уровнях встречаются пачки флишевого типа. Мощность нижней подсвиты оценивается в 1700 м.

В средней подсвите, мощность которой достигает 1500 м, преобладают филлитизированные аргиллиты и алевролиты, содержащие прослои кремнистых сланцев, линзы яшмоидов, основных метаэффузивов, метапесчаников и редко – известняков. Характерно частое переслаивание пород, иногда флишеидного типа.

В строении верхней подсвиты (700 м) принимают участие мраморизованные рифогенные известняки, основные и кислые метавулканиды, филлиты, кремнистые сланцы и песчаники. Фауна, собранная в известняках верхней подсвиты, позволяет относить вмещающие отложения к нижнему – среднему девону [Амантов, 1963; Руженцев, Некрасов, 2009].

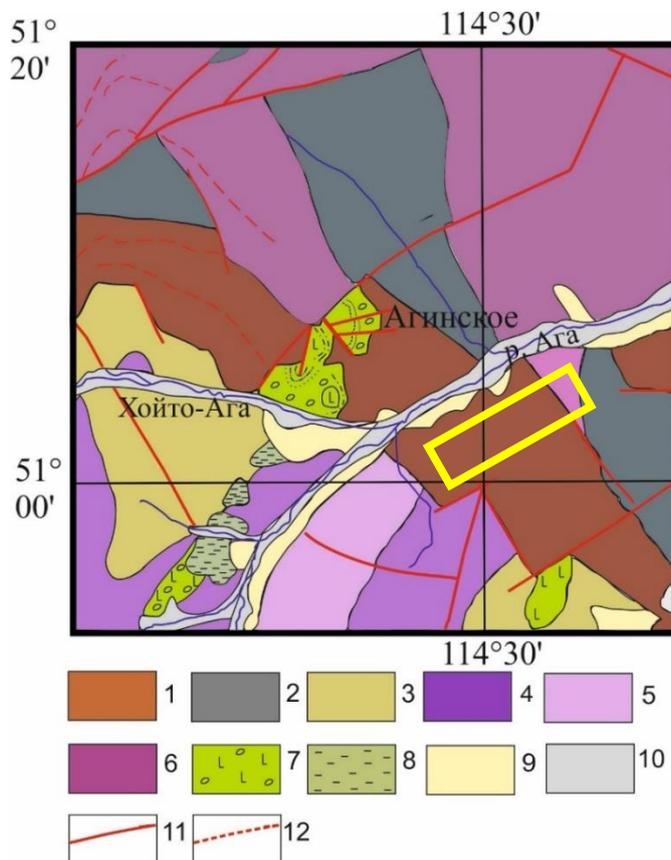
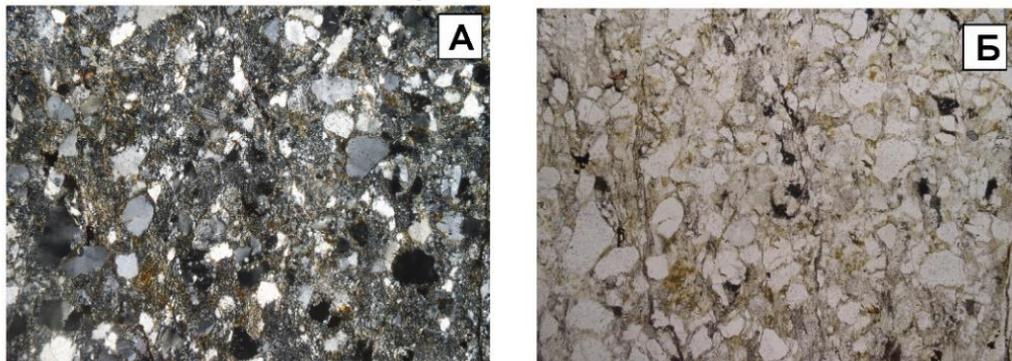


Рис. 1.3.4. Геологическая схема усть-борзинской свиты в Агинском участке Ононского террейна: 1 – отложения усть-борзинской свиты ($D_{1-2} ub$); 2 – отложения зуншивеинской свиты ($D_3-C_1 z\hat{s}$); 3 – отложения агинской свиты ($P_2-T_1 ag$); 4 – отложения зуткулейской свиты ($T_1 zt$); 5 – отложения тулутайской свиты ($T_1 tl$); 6 – отложения могойтуйской серии средней подсерии ($T_3 mg_2$); 7 – отложения тургинской вулканогенно-осадочной серии верхней подсерии (K_{1tr2}); 8 – среднечетвертичные отложения Q_{II} ; 9 – верхнечетвертичные отложения Q_{III} ; 10 – современные рыхлые отложения Q_{IV} ; 11 – достоверные разломы; 12 – тектонические контакты. Прямоугольником обозначен район опробования.

По простиранию на север и юг из разреза свиты исчезают вулканиты и известняки, свита становится терригенной. В верхнем и среднем течении р.Аги (рис. 1.3.4), где экспонирована северная часть выходов отложений усть-борзинской свиты, в составе последней выделяются две толщи [Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте..., 1997]. Нижняя толща мощностью около 2500 м представлена ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнисто-глинистыми сланцами. Верхняя толща мощностью около 670 м имеет более разнообразный состав, представленный переслаивающимися песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми сланцами, яшмоидами, метабазитами, конгломератами (рис. 1.3.5).

Метапесчаник усть-борзинской свиты



Метаалевролит усть-борзинской свиты

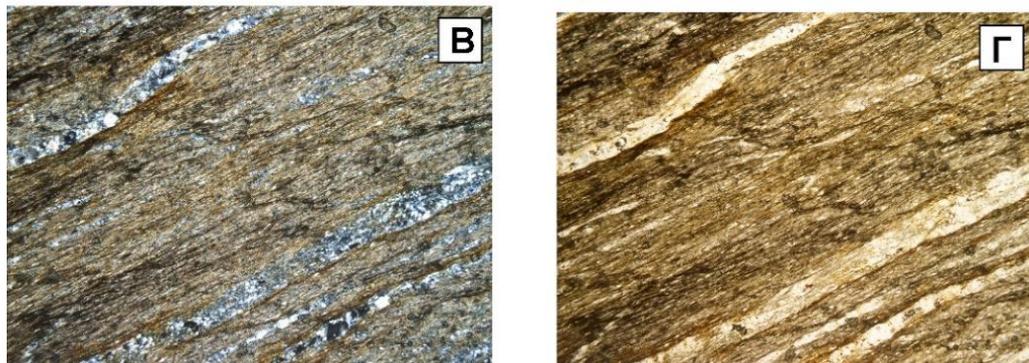


Рис. 1.3.5. Фотографии микроструктур метапесчаников и метаалевролитов усть-борзинской свиты. Фотографии А, Б – увеличение 32х; А – в скрещенных поляризаторах, Б – в параллельных поляризаторах. Фотографии В, Г – увеличение 32х; В – в скрещенных поляризаторах, Г – в параллельных поляризаторах.

1.4. Особенности геологического строения Янканского террейна аккреционного клина

В своей западной части Янканский террейн представлен образованиями тунгалинской ($S^{?tg}$), дугдинской ($D_1^{?dg}$), туксинской (D_{1-2ts}), тангоменской (D_{2tn}) вулканогенно-осадочных толщ, метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Возраст пород недостаточно ясен. В Тукурингском фрагменте в их составе установлены ранне-среднедевонские кораллы, и на этом основании весь комплекс метаморфических пород датируется силуrom-девоном.

Согласно данным исследования детритовых цирконов из метапесчаников различных свит Янканского террейна [Сорокин и др., 2015] было показано, что отложения Янканского террейна отличаются друг от друга по возрасту главных популяций детритовых цирконов. Этими авторами сделан вывод о том, что они не входят в состав единой стратиграфической последовательности, а участвуют в строении разновозрастных, но преимущественно палеозойских аккреционных комплексов.

Фрагменты разрезов толщ изучались и опробовались в стратотипических участках с целью анализа геологического строения и взаимоотношения отложений, включая отбор проб для проведения аналитических исследований. Особенности геологического строения аккреционного комплекса Янканского террейна в районе бассейна нижнего течения р. Тукси показаны на геологической схеме (рис. 1.4.1).

Был изучен разрез тунгалинской ($S^{?tg}$), дугдинской (D_1^{dg}) и туксинской толщ (D_{1-2ts}) вверх по ручью Нижний Джелон. Тунгалинская свита представлена кварцевыми сланцами, эпидот-хлорит-альбитовыми, альбит-эпидот-актинолитовыми сланцами, кварцитами, песчаниками мощностью до 1100 м. Установлено [Кириллова, Турбин, 1979], что она залегает в основании непрерывного разреза, верхняя часть которого охарактеризована фауной нижне-среднего девона, и условно ее возраст отнесен к силуру.

Дугдинская свита согласно залегает на отложениях тунгалинской свиты и условно отделяется от нее по относительно резкой смене вулканогенно-осадочных

отложений породами терригенного состава. Она сформирована филлитами, метапесчаниками, зелеными сланцами, кварцитами с максимальной мощностью до 2000 м.

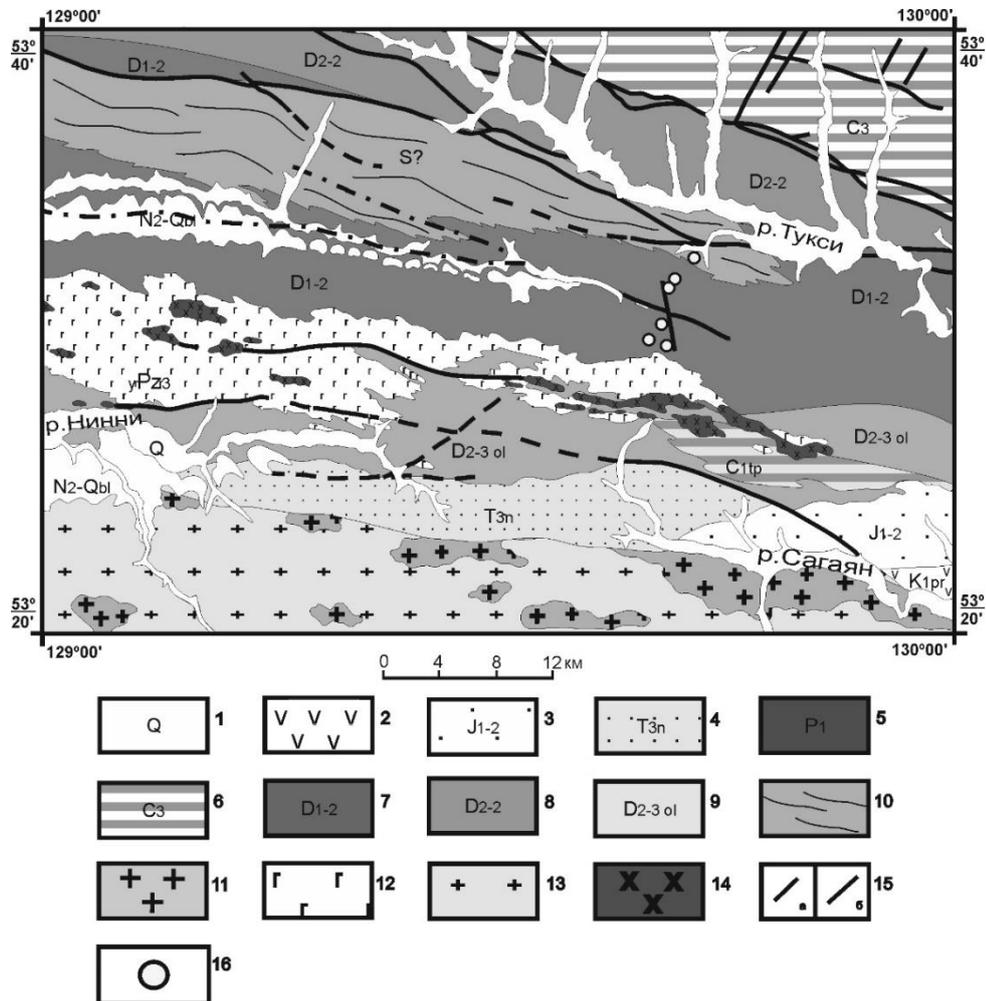
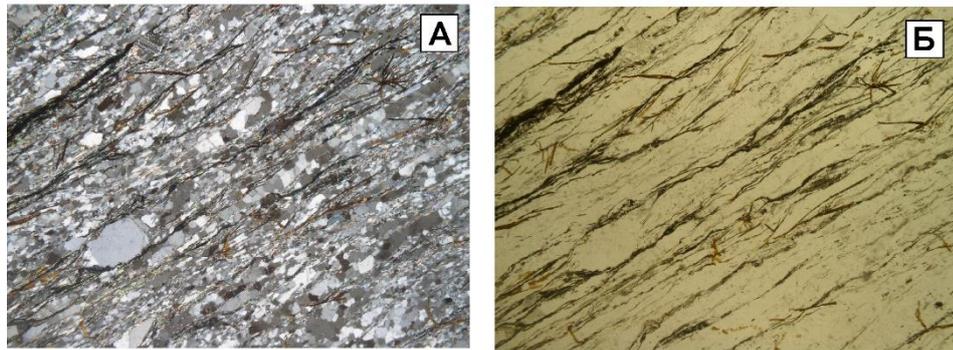


Рис. 1.4.1. Схема геологического строения Янканского террейна. 1 – четвертичные и неогеновые отложения белогорской свиты; 2 – нижнемеловые кварцевые порфириды и туфопесчаники талданской и перемыкинской свит; 3 – среднеюрская толща полимиктовых песчаников с прослоями конгломератов и гравелитов; 4 – верхнетриасовые полимиктовые песчаники; 5 – нижнепермские филлиты и зеленые сланцы; 6 – каменноугольные полимиктовые песчаники, микрокварциты джескогонской свиты; 7 – ниже-среднедевонские кварц-эпидот-хлоритовые сланцы и микрокварциты с пластами серицит-кварцевых сланцев; 8 – среднедевонские филлиты с пластами полимиктовых песчаников живетского яруса; 9 – средне-верхнедевонские полимиктовые песчаники ольдойской свиты; 10 – силурийские серицит-кварцевые и зеленые сланцы с пластами микрокварцитов и метаморфизованных песчаников; 11 – раннемеловые граниты; 12 – позднепалеозойские рассланцованные диориты, габбро-диориты, габбро; 13 – раннепалеозойские биотитовые граниты; 14 – позднепалеозойские рассланцованные граниты; 15 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 16 – точки опробования.

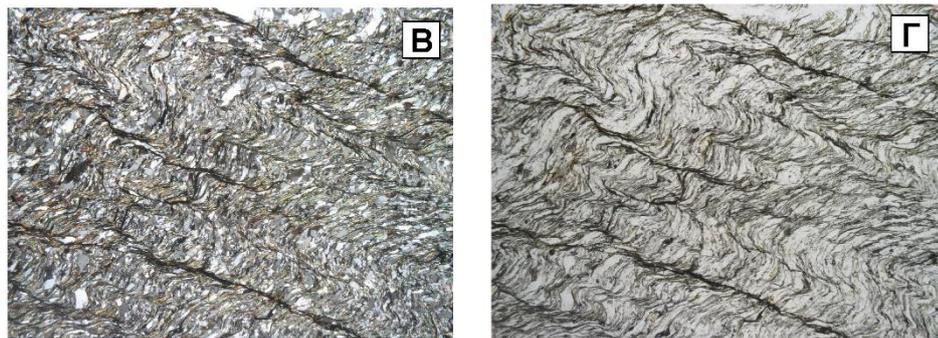
Отложения туксинской свиты согласно залегают на образованиях дугдинской свиты и представлены филлитами, кварцитами, метапесчаниками,

мраморизованными известняками общей мощностью до 1700 м. Учитывая непрерывный характер осадочных толщ и их согласное залегание между собой, далее по тексту они будут объединены под названием ранне-среднедевонской метаосадочной толщи Янканского террейна.

Ту 5-2 метапесчаник



Ту 4 метаалевролит



Ту 1-4 микрокварцит

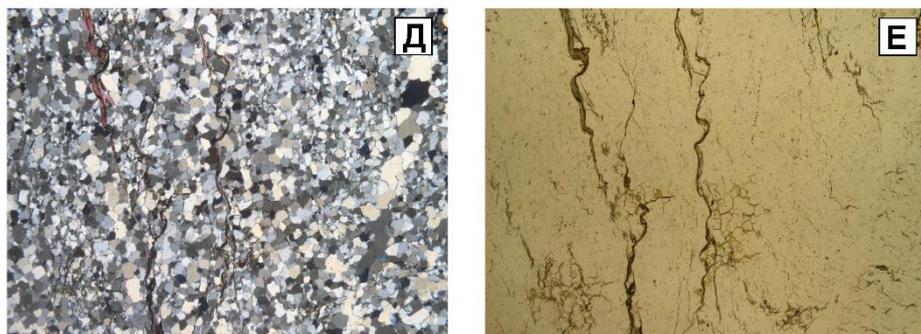


Рис. 1.4.2. Фотографии микроструктур метапесчаников, метаалевролитов и микрокварцитов метаосадочной толщи бассейна р. Тукси. Фотографии А, Б – увеличение 32х; А – в скрещенных поляризаторах, Б – в параллельных поляризаторах. Фотографии В, Г – увеличение 32х; В – в скрещенных поляризаторах, Г – в параллельных поляризаторах. Фотографии Д, Е – увеличение 32х; Д – в скрещенных поляризаторах, Е – в параллельных поляризаторах.

Метапесчаники и метаалевролиты характеризуются лепидогранобластовой, местами мозаичной структурой, сланцеватой текстурой (рис. 1.4.2).

Преобладающими минералами являются кварц, хлорит, плагиоклаз, нередко представляющий собой реликтовые зерна, подвергшиеся метаморфизму и частично замещенные слюдой. Акцессорные минералы представлены стильпномеланом, серицитом, мусковитом, гранатами, титанитом (менее 1%), также наблюдаются скрытокристаллические, землистые включения апатита и зерна обломочного циркона. Встречается редкий вторичный минерал - вторичный ярозит, а также тонкий углистый пигмент (углистое вещество, графитоид). Метапесчаники и метаалевролиты, учитывая наложенный процесс метаморфизма зеленосланцевой фации и соответствующую минеральную ассоциацию, могут классифицироваться как хлорит-клиноцоизит-мусковитовые, кварц-хлорит-серицитовые, сидерофиллит-серицит-кварцевые стильпномелан-серицит-кварцевые сланцы. Микрокварциты характеризуются также лепидогранобластовой и мозаичными структурами и сланцеватой текстурой. В составе преобладает кварц, альбит, в меньшем объеме – хлориты, мусковит, эпидот, апатит, гранаты, в отдельных пробах – цирконы.

Краткие выводы

В данной работе изучались метаосадки ононской, чиндантской и усть-борзинской свит Ононского и ранне-среднедевонской метаосадочной толщи Янканского террейнов. Все они метаморфизованы в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Судя по наличию в породах стильпномелана и отсутствию биотита, температуры метаморфизма не превышали 350-360 °С [Маракушев, 1973]. Все свиты сложены близкими литотипами метаосадков, характерными для флишоидных толщ. Свиты различаются только соотношением пород разной зернистости и количеством прослоев вулканитов и линз известняков и яшмоидов. Впервые проведено детальное исследование метатерригенных пород чиндантской, ононской, усть-борзинской свит Ононского и метаосадочной толщи р.Тукси Янканского террейнов МОП, показавшее соответствие их сложной структуры аккреционной призме с преобладанием метаграувакк и почти полным отсутствием метапелитов. Поэтому актуальным является петрогеохимическое изучение метатерригенных пород

данной аккреционной структуры для уточнения условий их формирования и изотопных характеристик.

ГЛАВА 2. ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ИСХОДНЫЙ СОСТАВ ПРОТОЛИТА МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОНОНСКОГО И ЯНКАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ

2.1. Классификация метаосадочных пород

Уже в 60-е гг. XX века для специалистов-литологов приоритетным направлением исследования осадочных пород была разработка подходов к реконструкции первичного субстрата метаморфических пород и их генетическая принадлежность (типизация), посредством построения различных классификационных моделей (систематик) [Dott, 1964; Петтиджон, 1976, 1981; Неелов, 1980; Юдович, Кетрис, 2000; Bhatia, 1983, 1986; Herron, 1988, и другие]. В качестве базового параметра всех классификаций был положен химический состав породы, а также ее генетические характеристики (признаки). Как показало время, не все классификации в той или иной степени соответствуют реальным геологическим объектам (породам). Наиболее употребительными в настоящее время являются классификация А.Н. Неелова, Дж.Ф. Петтиджона, М. Херрона, которые используются в данной работе.

Ф.Дж. Петтиджоном [Петтиджон, 1981] была разработана упрощенная классификация, в которой осадочные породы подразделялись на экзогенные (кластические, пирокластические, эпикластические осадки; эндогенные (включающие органические и химически осажденные породы) и смешанные осадки - карбонатные, углистые глины, туффитовые глины и т.п. Эта классификация связана с фундаментальными представлениями о происхождении осадочных пород, т.е. по сути она генетическая.

Постепенно генетические классификации сменились структурно-вещественными и уже концу 80-х годов такие классификации охватили систему осадочных пород в целом. Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [Юдович, 1986] была

создана классификация на основании химического состава. По предложенной классификации осадочные породы подразделяются на 4 генетических типа: петрогенные породы - это петрокластические граувакии и аркозы, пирогенные - пепловые туфы, аквагенные - все биохемотрогенные породы (карбонатные, кремневые, фосфатные, элювиальные, горючие, солевые) и литогенные - породы, материалом для которых послужили более древние осадочные или парапетрогенные породы.

Приложение классификационных критериев к метаосадочным породам, подвергшимся в большей или меньшей степени метаморфическим преобразованиям, по общему мнению исследователей вызывает значительные трудности. Они связаны как с исчезновением первичных текстурно-структурных особенностей осадочных пород, а также возможным изменением их химического состава под действием факторов метаморфизма. Возможным выходом из этой ситуации представляется использование классификаций, основывающихся на петрохимическом составе осадочных пород. К тому же, процессы регионального метаморфизма можно считать близкими к изохимическим [Петрова, Макрыгина, 1994; Макрыгина, Петрова, 2005]. На химической основе разработаны несколько широко используемых классификаций осадочных и метаосадочных пород.

Для классификации песчаников Ф. Дж. Петтиджоном с соавторами [Pettijohn et al, 1972] разработана диаграмма с координатами $\log (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ - $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$. При построении диаграммы используются массовые проценты окислов, без дополнительных пересчетов. В основе разделения песчаников на разные группы здесь использован геохимический подход, отражающий соотношение в породах кварца, полевых шпатов и глинистых минералов – чем больше основные компоненты каркаса песчаников подвергаются переносу (либо многократному переотложению) и чем дальше от источника сноса они накапливаются, тем больше выражена в них тенденция к обогащению кварцем по сравнению с другими минералами. Для незрелых песчаников характерны низкие (< 1.3) значения величины $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ и, наоборот, высокие (> 0) значения $\log (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$, тогда как для зрелых (кварцевые арениды) – высокие (> 1.7) значения

$\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ и низкая (< 0) величина $\log (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$. На диаграмме Ф. Петтиджона песчаники по своему химическому составу могут быть достаточно уверенно разделены на 6 групп: граувакки, лититы, аркозы, субаркозы, сублитарениты и кварцевые арениты.

М. Херроном [Herron, 1988] на основе диаграммы Ф. Дж. Петтиджона была разработана новая диаграмма для классификации песчаников и глинистых пород. Вместо величины $\log (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ в ней использован логарифм отношения $(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$. Диаграмма М. Херрона дает возможность более точно классифицировать аркозы, а также позволяет оценивать степень присутствия в породах Fe-Mg-минералов, менее устойчивых к процессам выветривания.

Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород А.Н. Неелова [Неелов, 1980] обеспечивает широкие возможности для корректного петрохимического сравнительного анализа пород. Она наиболее полно, по сравнению с аналогами, отражает главные тенденции эволюции вулканических и осадочных процессов в земной коре, что определяется выбором главных петрохимических характеристик. Классификация учитывает установившиеся в геологической литературе границы между главными петрохимическими подразделениями пород и в тоже время отражает литолого-формационные особенности каждой из групп пород. Кроме того, классификация, предложенная в [Неелов, 1980] пригодна для петрохимических литолого-формационных исследований метаморфических образований. Именно последнее представляется существенным преимуществом классификации А. Н. Неелова перед другими классификационными схемами, поскольку осадочные породы Ононского и Янканского террейнов Монголо-Охотского орогенного пояса подверглись влиянию регионального метаморфизма в фации зеленых сланцев.

2.2. Петрохимическая классификация пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна

По своему химизму изучаемые породы относятся к средне-кислому составу (SiO_2 варьирует от 60 до 75 %), поэтому для того, чтобы точно определить их исходную природу, приходится использовать петрохимические реконструкции.

Для выяснения первичной природы метаморфических пород использована петрохимическая классификация А. Н. Неелова [Неелов, 1980], основанная на петрохимических параметрах $a-b$ ($Al/Si - Fe+Mn+Mg+Ca$), рассчитанных в атомных количествах. Алюмокремниевый модуль a , используемый в данной классификации, отражает (в первом приближении) глинистость обломочных пород, что дает возможность выделять на диаграмме поля песчаников, алевролитов и пелитов, границы которых в основном совпадают с литологическими. Параметр b определяет общую меланократовость породы, включая CaO в составе полевых шпатов. На рис. 2.2.1 показано, что основная часть метаосадков исследуемых свит сосредоточена в полях песчаников (граувакк), алевролитов и аргиллитов (поля III, IV и V).

Породы ононской свиты преимущественно локализованы в области полимиктовых алевролитов. Отдельные составы метаосадочных пород ононской свиты отвечают, согласно классификации Неелова, мономиктовым псаммитолитам, полимиктовым песчаникам и полимиктовым песчаникам повышенной фемичности.

Составы метаосадочных пород чиндантской свиты образуют относительно обособленное расположение фигуративных точек в областях полимиктовых песчаников, полимиктовых алевролитов (с прямой корреляцией параметров $a-b$, при значениях a от 0,18 до 0,28 и b от 0,05 до 0,12) и алевропелитовых аргиллитов (с обратной корреляцией параметров $a-b$, при значениях a 0,30-0,38 и b 0,14-0,26).

Параметр b в породах ононской свиты изменяется от 0,02 до 0,21 (преимущественно от 0,08 до 0,14) при параметре a от 0,20 до 0,33. В единичной пробе, литологически отвечающей микрокварциту (Ку 19-3), величина параметра a достигает 0,02 при параметре b 0,06.

Таким образом, метаосадочные породы ононской и чиндантской свит в рамках классификационной систематики А.Н. Неелова (рис. 2.2.1) могут быть отнесены к следующим классам осадочных пород: полимиктовые песчаники (псаммитолиты), резко преобладающие алевролиты, аргиллиты и микрокварциты. Последние два класса пород представлены единичными составами.

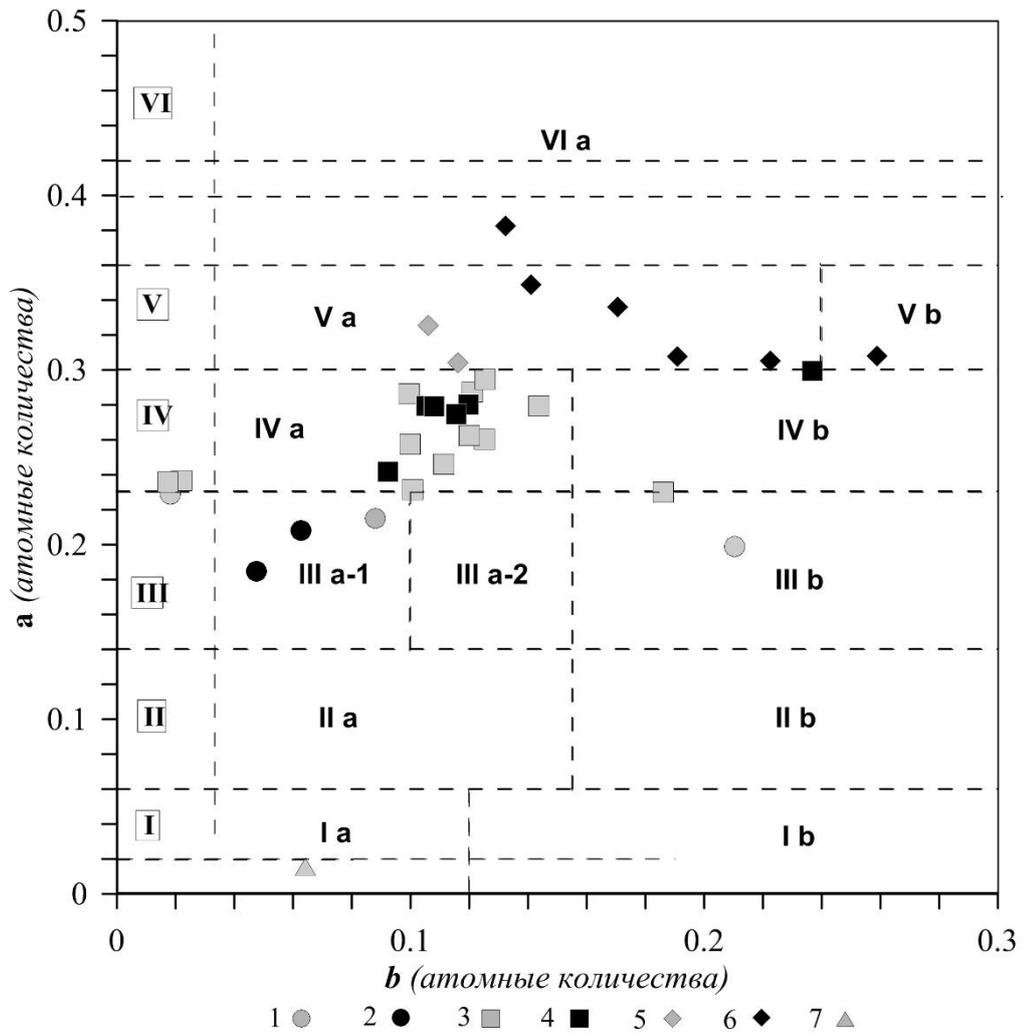


Рис. 2.2.1. Диаграмма Неелова [Неелов,1980] для пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна. Условные обозначения: 1, 3, 5 – ононская свита (1 – полимиктовые песчаники; 3 – алевролиты, 5 – аргиллиты), 2, 4, 6 – чиндантская свита (2 – полимиктовые песчаники, 4 – алевролиты, 6 – аргиллиты); 7 – микрокварцит (силицит) ононской свиты.

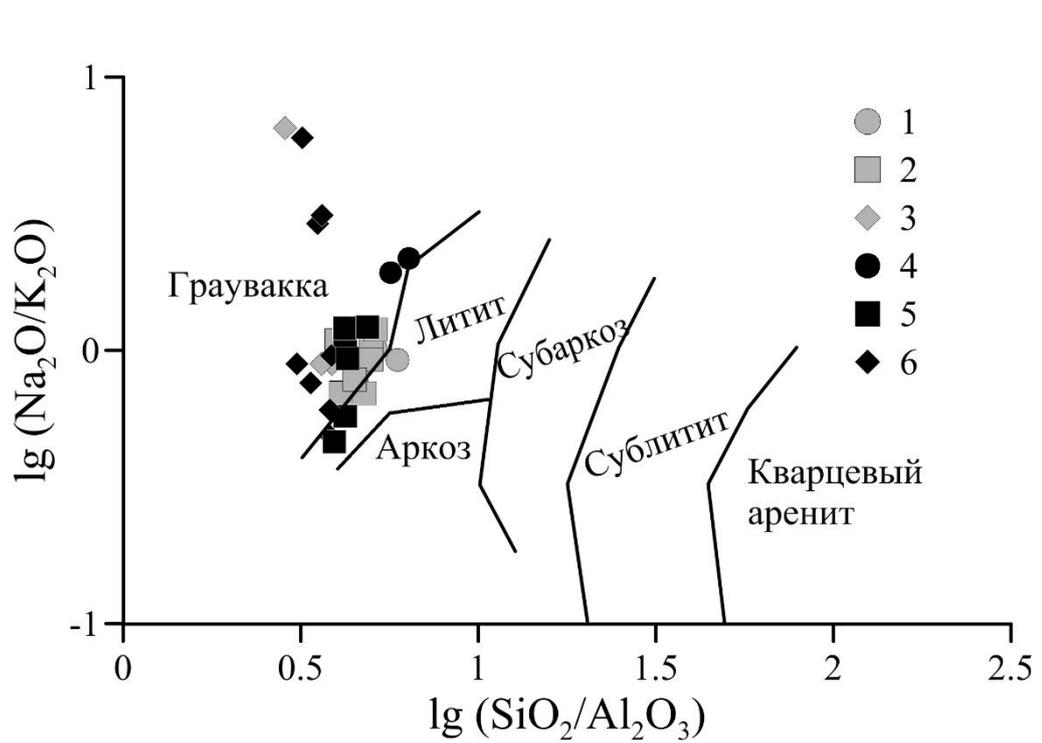


Рис. 2.2.2. Диаграмма Ф. Петтиджона [Петтиджон и др., 1976] для пород оонской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Оонского террейна. Условные обозначения: 1 - 3 – оонская свита (1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты, 3 – аргиллиты), 4-6 – чиндантская свита (4 – полимиктовые песчаники, 5 – алевролиты, 6 – аргиллиты).

На классификационной диаграмме Ф.Дж. Петтиджона [Петтиджон и др., 1976] (рис. 2.2.2.) практически все составы метаосадков оонской свиты попадают в поле граувакк, что подразумевает наличие глинистого матрикса в их исходном протолите. Единичные составы пород находятся в пограничной области между полями граувакк и лититов. Распределение точек составов метаосадочных пород чиндантской свиты на диаграмме Ф.Дж. Петтиджона аналогично таковому для оонской свиты.

Классификация М. Херрона [Herron, 1988] (рис. 2.2.3.) позволяет выделить среди метаосадочных пород оонской и чиндантской свит преобладающие глинистые сланцы и резко подчиненные им вакки и Fe-глинистые сланцы. Точки составов железистых алевролитов чиндантской свиты образуют обособленную группу в поле железистых сланцев (см. табл. 1).

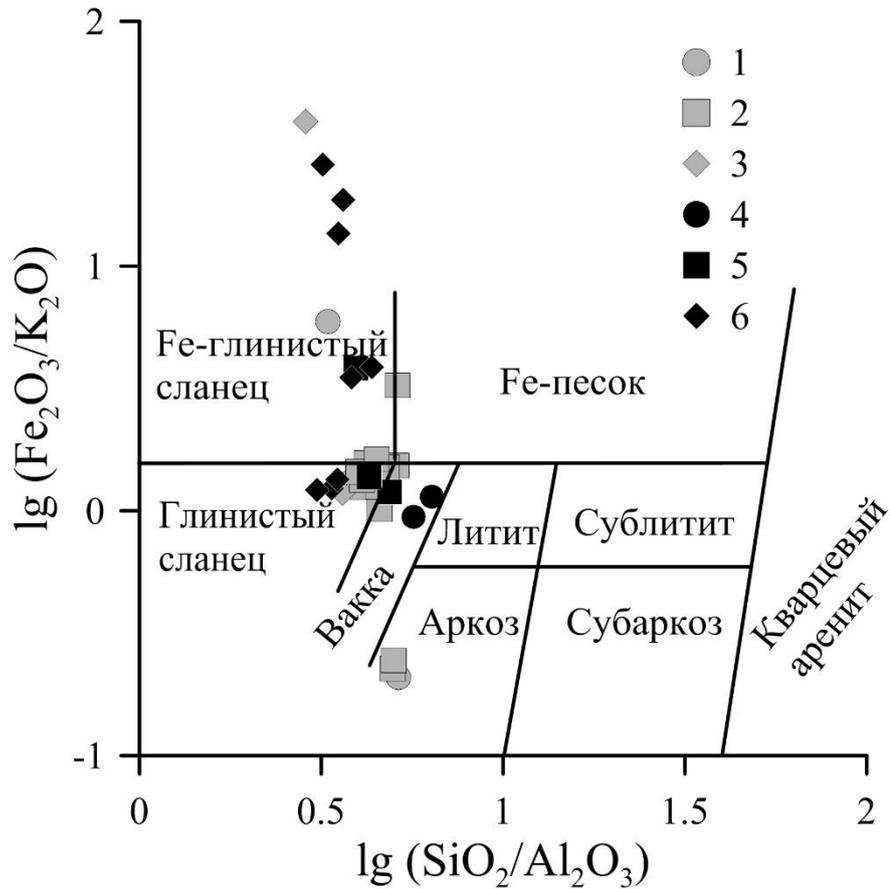


Рис. 2.2.3. Диаграмма Херрона [Herron, 1988] для пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна. Условные обозначения: 1 – 3 – ононская свита (1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты, 3 – аргиллиты), 4–6 – чиндантская свита (4 – полимиктовые песчаники, 5 – алевролиты, 6 – аргиллиты).

Таким образом, применение трех классификационных схем для выяснения состава протолита метатерригенных пород ононской и чиндантской свит позволяет заключить, что алевролиты, в меньшей степени аргиллиты, были ведущим литотипом исходного осадочного протолита.

Таблица 1. Содержания петрогенных компонентов, значения индекса CIA и петрогенных модулей для метаосадочных пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна

Объект	ононская свита																			
Тип породы	СЛ			ПСЧ		СЛ								ПСЧ	СЛ			МК		
Тип протолита	АЛВ													АРГ			ПСМ		СИЛ	
Проба	Ky 19	Ky 19-1	Ky 19-5	Ky 19-6	Ky 19-7	Ky 19-8	Ky 20	Ky 24-2	Ky 24-3	Ky 24-5	Ky 24-6	Ky 24-7	Be 83	Ky 22	Ky 24	Ky 24-1	Be 83-1	Ky 19-3	Ky 19-4	
SiO ₂	67.12	68.88	70.33	74.66	74.12	65.69	74.67	67.65	70.04	66.38	65.92	68.34	67.20	65.14	64.63	36.97	68.24	93.43	72.54	
TiO ₂	0.59	0.48	0.47	0.07	0.04	0.78	0.03	0.62	0.52	0.63	0.62	0.56	0.71	0.69	0.72	1.51	0.68	0.10	0.48	
Al ₂ O ₃	16.31	15.05	13.81	14.50	14.89	15.58	14.94	14.94	14.63	16.20	16.49	15.23	13.12	16.81	17.86	12.93	11.52	1.23	13.24	
Fe ₂ O ₃ *	4.69	3.43	3.33	0.91	0.96	4.90	1.04	4.32	4.48	5.18	4.48	4.89	5.72	4.97	4.57	10.10	5.58	2.00	3.35	
MnO	0.07	0.05	0.07	0.04	0.04	0.14	0.01	0.06	0.17	0.06	0.06	0.33	0.06	0.05	0.05	0.17	0.08	0.72	0.05	
MgO	1.35	1.14	0.99	0.12	0.07	2.28	0.08	1.72	1.97	1.52	2.23	2.00	3.12	1.86	1.55	5.64	2.75	0.43	1.01	
CaO	0.35	1.56	1.87	0.18	0.43	1.33	0.12	1.32	0.22	0.98	0.73	0.25	2.03	0.39	0.53	17.52	4.03	1.02	1.13	
Na ₂ O	2.63	2.98	4.18	4.42	4.24	3.34	3.95	2.44	2.07	2.70	3.38	2.35	2.10	3.15	3.44	1.69	1.56	–	3.07	
K ₂ O	3.76	3.38	2.18	4.37	4.25	3.12	4.26	3.45	2.97	3.88	3.11	3.01	1.76	3.53	3.86	0.26	1.69	0.09	2.81	
P ₂ O ₅	0.15	0.09	0.11	0.02	0.01	0.19	0.03	0.17	0.11	0.18	0.12	0.13	0.20	0.18	0.17	0.16	0.18	0.04	0.08	
ППП	2.89	2.93	2.61	0.67	0.92	2.60	0.85	0.06	2.74	2.16	2.81	2.86	4.01	3.13	2.50	13.22	4.00	0.81	2.12	
Сумма	99.91	99.97	99.95	99.96	99.97	99.95	99.98	96.75	99.92	99.87	99.95	99.95	100.03	99.90	99.88	100.17	100.31	99.87	99.88	
K ₂ O/Na ₂ O	1.43	1.13	0.52	0.99	1.00	0.93	1.08	1.41	1.43	1.44	0.92	1.28	0.84	1.12	1.12	0.15	1.08	–	0.92	
CIA	65.18	60.14	55.82	54.39	55.45	60.72	57.12	62.55	68.21	62.96	63.24	67.45	64.56	64.25	63.39	40.52	58.85	54.56	59.22	
AM	0.24	0.22	0.20	0.19	0.20	0.24	0.20	0.22	0.21	0.24	0.25	0.22	0.20	0.26	0.28	0.35	0.17	0.01	0.18	
ГМ	0.32	0.28	0.25	0.21	0.21	0.32	0.21	0.29	0.28	0.33	0.33	0.30	0.29	0.34	0.36	0.66	0.26	0.04	0.24	
ФМ	0.08	0.06	0.06	0.01	0.01	0.10	0.01	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.12	0.10	0.09	0.40	0.11	0.02	0.06	
ТМ	0.04	0.03	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.12	0.06	0.08	0.04	

Объект	чиндантская свита																
	СЛ		ПСЧ	СЛ		АЛВ		СЛ	АЛВ				СЛ	АЛВ		ПСЧ	
Тип породы	АЛВ		АЛВ				АРГ							ПСМ			
Тип протолита	Ку 33	Ку 33-1	Ку 33-2	Ку 33-4	Ку 33-5	Ку 33-7	Ку 33-8	Ку 32	Ку 33-3	Ку 34	Ку 34-2	Ку 34-4	Ку 34-9	Ку 34-10	Ку 35	Ку 31-4	Ку 35-1
Проба	Ку 33	Ку 33-1	Ку 33-2	Ку 33-4	Ку 33-5	Ку 33-7	Ку 33-8	Ку 32	Ку 33-3	Ку 34	Ку 34-2	Ку 34-4	Ку 34-9	Ку 34-10	Ку 35	Ку 31-4	Ку 35-1
SiO ₂	67.58	67.57	67.09	70.84	58.81	59.30	67.36	61.87	60.79	48.75	57.39	51.70	60.60	49.88	59.79	77.31	74.69
TiO ₂	0.61	0.60	0.60	0.56	0.64	0.67	0.65	0.83	0.69	1.99	0.65	0.72	0.74	1.47	0.79	0.31	0.43
Al ₂ O ₃	16.02	16.00	15.96	14.53	14.94	15.36	15.70	18.32	15.87	13.81	15.00	14.25	17.28	15.63	19.40	12.12	13.18
Fe ₂ O ₃ *	4.52	4.81	4.92	3.31	14.06	11.30	4.43	5.51	8.31	14.02	13.32	16.25	7.78	11.17	5.39	2.17	2.02
MnO	0.20	0.17	0.20	0.05	0.56	0.66	0.05	0.11	0.92	0.36	1.39	1.27	0.28	0.37	0.04	0.04	0.02
MgO	1.61	1.53	1.65	1.26	1.74	1.76	1.35	1.80	1.79	7.35	1.70	2.37	2.02	6.55	1.74	0.57	0.87
CaO	0.33	0.42	0.80	1.06	0.52	1.56	1.44	1.44	1.65	6.10	1.68	6.26	1.06	7.21	1.18	0.32	0.87
Na ₂ O	3.33	2.17	3.59	3.37	1.70	2.48	3.01	3.39	1.90	3.00	2.30	2.71	0.70	2.58	3.95	4.12	4.11
K ₂ O	3.20	3.78	2.98	2.77	3.68	2.59	3.23	4.46	3.92	1.03	3.80	0.87	5.81	0.43	4.43	1.90	2.14
P ₂ O ₅	0.13	0.14	0.13	0.11	0.31	0.26	0.14	0.20	0.23	0.18	0.21	0.44	0.25	0.14	0.17	0.04	0.07
ППП	2.41	2.79	2.03	2.07	2.83	3.97	2.55	1.95	3.95	3.37	2.42	2.84	3.44	4.71	3.03	1.09	1.59
Сумма	99.94	99.98	99.95	99.93	99.79	99.91	99.91	99.88	100.02	99.96	99.86	99.68	99.96	100.14	99.91	99.99	99.99
K ₂ O/Na ₂ O	0.96	1.74	0.83	0.82	2.16	1.04	1.07	1.32	2.06	0.34	1.65	0.32	8.30	0.17	1.12	0.46	0.52

СИА	63.42	66.55	61.82	60.46	67.33	64.92	61.68	61.01	64.16	54.37	61.42	56.24	67.28	58.12	61.08	57.06	57.19
АМ	0.24	0.24	0.24	0.21	0.25	0.26	0.23	0.30	0.26	0.28	0.26	0.28	0.29	0.31	0.32	0.16	0.18
ГМ	0.31	0.32	0.32	0.26	0.50	0.46	0.31	0.40	0.41	0.61	0.50	0.60	0.43	0.57	0.43	0.19	0.21
ФМ	0.08	0.09	0.09	0.06	0.24	0.20	0.08	0.11	0.15	0.41	0.24	0.33	0.15	0.33	0.11	0.03	0.04
ТМ	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.14	0.04	0.05	0.04	0.09	0.04	0.03	0.03

Примечание. Здесь и далее в таблицах: СЛ – сланец, ПСЧ (ПСМ) – песчаник (псаммитолит), АЛВ – алевролит, АРГ – аргиллит, МК – микрокварцит, СИЛ – силицит, ФСЛ – филлитовидный сланец; СИА = $(100 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$ – индекс химического выветривания [Nesbitt, Young, 1982; Nesbitt et al., 1996; Visser, Young, 1990], АМ = $(\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2)$, ГМ = $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3^*) / \text{SiO}_2$, ФМ = $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$, ТМ = $\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ [Интерпретация..., 2001]. Содержания элементов приведены в мас.%. Прочерки в таблицах – нет данных

2.3. Петрохимическая классификация пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна

Составы метаосадочных пород усть-борзинской свиты на диаграмме Неелова (рис. 2.3.1.) примерно поровну распределяются в полях составов полимиктовых песчаников и алевролитов. Две эти группы пород представляют собой главные литотипы свиты. Несколько составов соответствуют микрокварцитам, а один состав – аргиллитам. Учитывая стратиграфическую последовательность и омоложение возраста свит в ряду ононская – чиндантская – усть-борзинская, можно констатировать, что роль полимиктовых песчаников возрастает вверх по стратиграфическому разрезу.

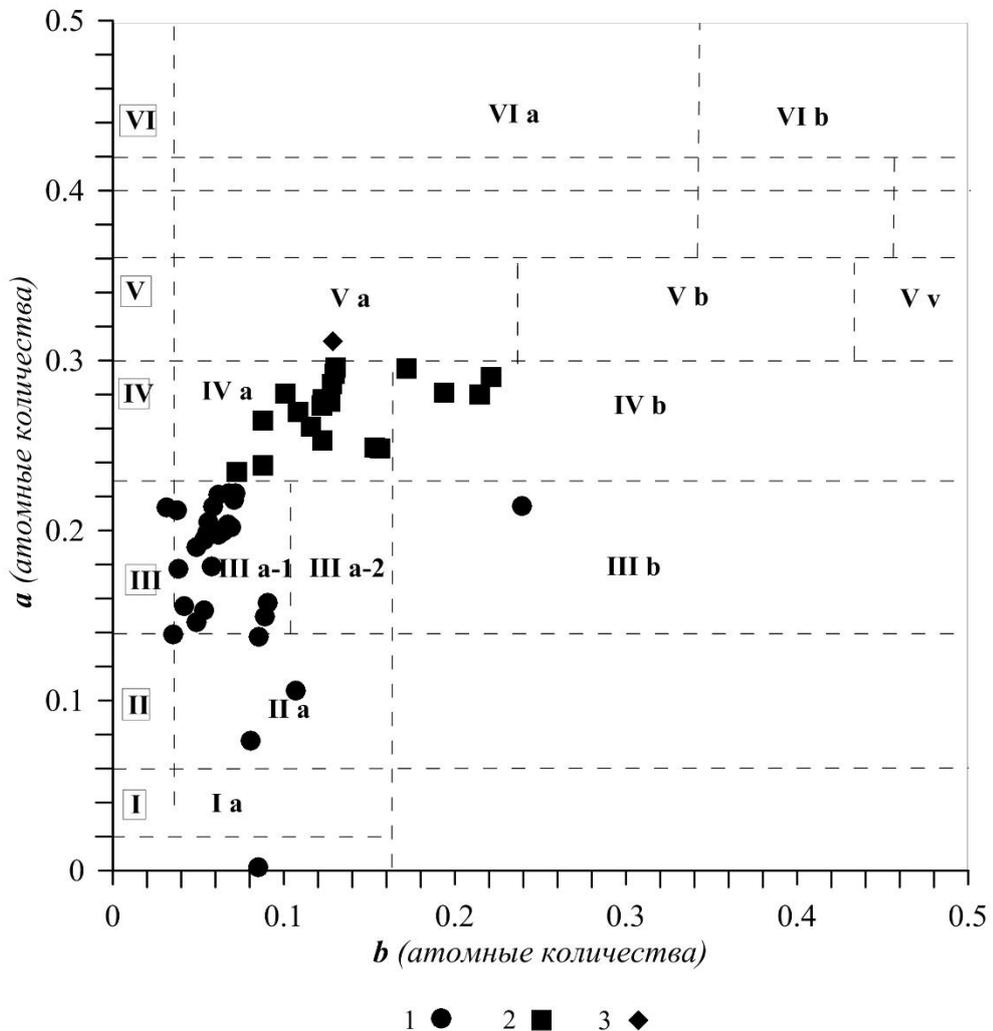


Рис.2.3.1. Диаграмма Неелова [Неелов, 1980] для пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна. Условные обозначения: 1 – полимиктовые песчаники, 2 – алевролиты, 3 – аргиллиты.

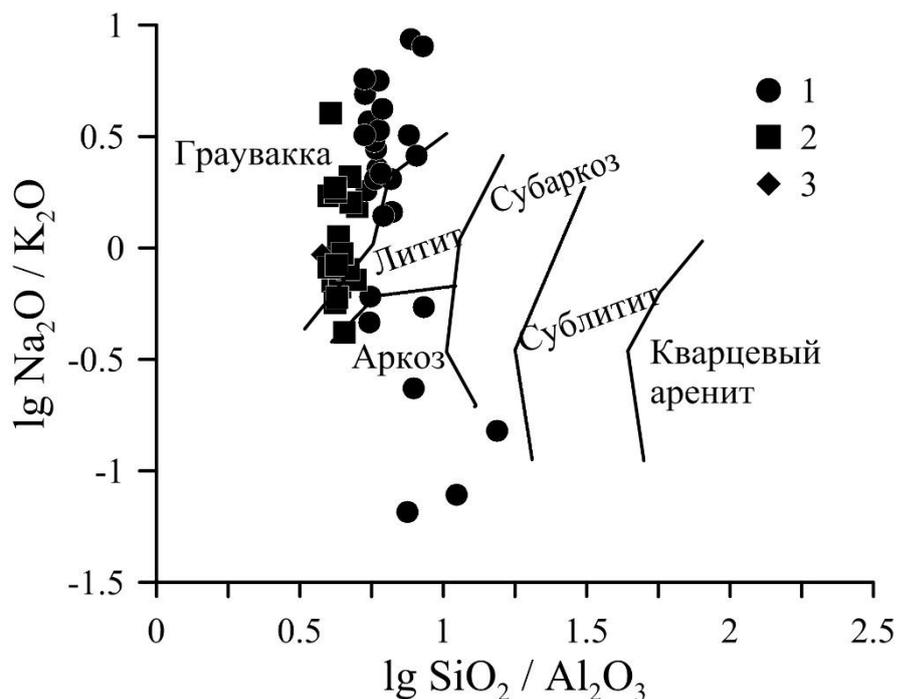


Рис. 2.3.2. Диаграмма Петтиджона [Петтиджон и др., 1976] для пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна. Условные обозначения: 1 – полимиктовые песчаники, 2 – алевролиты, 3 – аргиллиты.

По критериям Ф. Петтиджона (рис. 2.3.2.) подавляющая часть составов метапесчаников и метаалевролитов могут быть классифицированы как граувакки, часть метапесчаников попадают в поле аркозов.

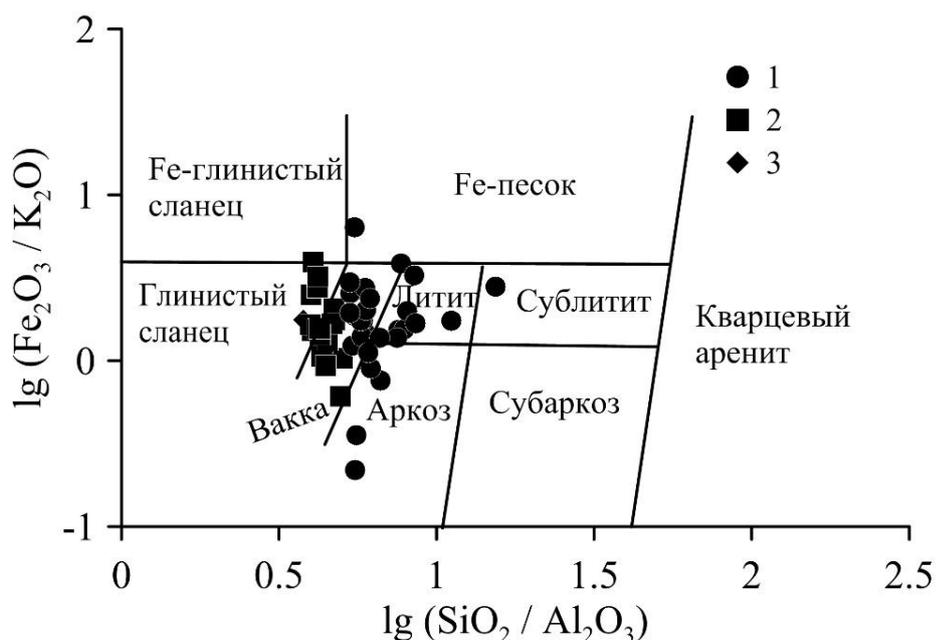


Рис. 2.3.3. Диаграмма Херрона [Herron, 1988] для пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна. Условные обозначения: 1 – полимиктовые псаммитолиты, 2 – алевролиты, 3 – аргиллиты.

На диаграмме Херрона (рис. 2.3.3) составы осадков усть-борзинской свиты располагаются в полях вакк и лититов. Единичные анализы соответствуют глинистым сланцам и аркозам. По сравнению с породами ононской и чиндантской свит составы усть-борзинских осадков отчетливо смещены в область составов более зрелых обломочных пород, что может свидетельствовать о несколько ином источнике сноса терригенного материала в осадочный бассейн (табл. 2).

Таблица 2. Содержания петрогенных компонентов, значения индекса CIA и петрогенных модулей для метаосадочных пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна.

Объект	усть-борзинская свита													
	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	МК	СЛ	ПСЧ	ПСЧ	СЛ	СЛ	СЛ	СЛ	ПСЧ	ПСЧ
Тип породы	ПСМ													
Тип протолита	ПСМ													
Проба	СА 15-32	СА 15-33	СА 15-38	СА 15-39	СА 15-40	СА 15-41	СА 15-42	СА 15-44	СА 15-46	СА 15-51	СА 15-52	СА 15-55	СА 15-58	СА 15-60
SiO ₂	73.16	74.99	75.14	74.44	91.77	76.08	77.84	76.16	79.63	68.49	75.07	81.2	74.09	73.34
TiO ₂	0.479	0.471	0.43	0.477	0.01	0.072	0.369	0.409	0.349	0.673	0.051	0.112	0.416	0.471
Al ₂ O ₃	13.54	12.69	12.88	12.86	0.16	13.68	11.73	12.3	10.51	12.46	13.6	10.54	13.46	13.76
Fe ₂ O ₃ *	2.78	2.61	2.52	2.8	6.35	1.58	1.91	2.36	1.99	5.39	1.32	1.8	2.56	2.87
MnO	0.04	0.046	0.05	0.045	0.069	0.029	0.036	0.03	0.031	0.121	0.075	0.024	0.065	0.09
MgO	0.769	0.632	0.589	0.619	0.05	0.058	0.274	0.417	0.265	2.997	0.065	0.167	0.596	0.621
CaO	0.92	0.858	1.256	0.905	0.181	0.886	0.396	0.486	0.546	5.345	0.685	1.48	0.607	0.502
Na ₂ O	4.06	3.99	4	4.05	0.2	2.68	3.64	3.65	4.16	2.94	2.8	4.04	5.08	5.5
K ₂ O	2.248	1.754	1.438	1.993	0.01	4.432	2.51	2.626	1.297	0.844	6.031	0.467	1.372	1.123
P ₂ O ₅	0.079	0.085	0.089	0.079	0.068	0.031	0.068	0.085	0.076	0.171	0.037	0.025	0.09	0.154
ППП	1.8	1.65	1.55	1.64	1.39	0.38	1.16	1.4	1.08	0.43	0.19	0.07	1.56	1.47
Сумма	99.97	99.87	100.03	100.02	100.03	99.94	100.04	100.05	100.03	99.92	99.95	99.97	99.98	99.99
K ₂ O/Na ₂ O	0.55	0.44	0.36	0.49	0.05	1.65	0.69	0.72	0.31	0.29	2.15	0.12	0.27	0.20
CIA	57.65	57.87	58.14	57.16	24.09	57.75	56.42	56.98	54.60	54.02	53.64	55.38	56.44	56.22
AM	0.19	0.17	0.17	0.17	0.00	0.18	0.15	0.16	0.13	0.18	0.18	0.13	0.18	0.19
ГМ	0.23	0.21	0.21	0.22	0.07	0.20	0.18	0.20	0.16	0.27	0.20	0.15	0.22	0.23
ФМ	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06	0.02	0.03	0.03	0.03	0.11	0.02	0.02	0.04	0.04
ТМ	0.04	0.04	0.03	0.04	0.06	0.01	0.03	0.03	0.03	0.05	0.00	0.01	0.03	0.03

Объект	усть-борзинская свита														
Тип породы	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	СЛ	ПСЧ	ПСЧ	СЛ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	СЛ	ПСЧ	ПСЧ
Тип протолита	ПСМ														
Проба	СА 15-62	СА 15-63	СА 15-66	СА 15-67	СА 15-68	СА 15-69	СА 15-71	СА 15-72	СА 15-74	СА 15-75	СА 15-78	СА 15-80	СА 15-83	СА 15-84	СА 15-91
SiO ₂	75.03	78.49	80.7	77.59	82.1	75.37	85.49	75.65	73.42	76.89	75.94	75.76	79.69	79.58	72.76
TiO ₂	0.409	0.394	0.301	0.412	0.258	0.378	0.279	0.368	0.456	0.447	0.444	0.408	0.272	0.38	0.574
Al ₂ O ₃	13.05	9.95	10	10.36	9.68	12.63	5.55	12.73	13.83	11.67	12.37	12.5	7.16	9.29	13.71
Fe ₂ O ₃ *	2.75	3.81	2.41	4.2	1.75	2.81	3.69	2.58	2.87	2.54	2.66	2.33	4.46	3.62	3.03
MnO	0.058	0.15	0.076	0.114	0.05	0.082	0.292	0.066	0.051	0.044	0.045	0.031	1.083	0.175	0.065
MgO	0.496	1.254	0.476	1.184	0.23	0.539	1.049	0.5	0.677	0.531	0.615	0.52	1.251	1.086	0.848
CaO	0.47	0.452	0.333	0.392	0.395	0.666	0.234	0.526	0.805	0.683	0.804	0.602	0.265	0.596	0.653
Na ₂ O	4.74	0.58	3.15	0.2	4.3	4.69	0.2	5.28	5.57	3.76	4.71	4.49	0.2	1.17	5.01
K ₂ O	1.579	2.467	1.213	3.053	0.536	1.394	1.321	0.94	0.968	1.848	1.12	2.082	2.558	2.153	1.559
P ₂ O ₅	0.069	0.134	0.065	0.104	0.057	0.062	0.248	0.068	0.096	0.072	0.087	0.078	0.084	0.116	0.114
ППП	1.23	2.21	1.22	2.44	0.61	1.24	1.72	1.18	1.32	1.43	1.13	1.15	2.73	1.69	1.45
Сумма	99.96	99.97	100.01	100	100.02	99.95	100	99.97	100.13	100.02	99.925	100.05	100.03	100.01	99.87
K ₂ O/Na ₂ O	0.33	4.25	0.39	15.27	0.12	0.30	6.61	0.18	0.17	0.49	0.24	0.46	12.79	1.84	0.31
СИА	56.79	71.15	59.54	72.20	54.72	56.24	73.79	55.57	55.84	57.00	56.08	55.11	68.20	65.95	56.59
АМ	0.17	0.13	0.12	0.13	0.12	0.17	0.06	0.17	0.19	0.15	0.16	0.16	0.09	0.12	0.19
ГМ	0.22	0.18	0.16	0.19	0.14	0.21	0.11	0.21	0.23	0.19	0.20	0.20	0.15	0.17	0.24
ФМ	0.04	0.06	0.03	0.06	0.02	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.07	0.05	0.05
ТМ	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04

Объект	усть-борзинская свита									
Тип породы	ПСЧ	АЛВ	АЛВ	АЛВ	СЛ	СЛ	СЛ	СЛ	СЛ	АЛВ
Тип протолита	АЛВ									
Проба	СА 15-31	СА 15-34	СА 15-35	СА 15-37	СА 15-47	СА 15-49	СА 15-53	СА 15-54	СА 15-57	СА 15-59
SiO ₂	71.94	66.67	64.27	67.92	71.88	68.32	67.79	67.77	67.4	62.76
TiO ₂	0.466	0.687	0.674	0.66	0.316	0.459	0.616	0.621	0.655	0.943
Al ₂ O ₃	14.32	16.18	16.11	15.55	14.54	15.87	14.28	14.31	14.94	14.97
Fe ₂ O ₃ *	2.72	5.12	5.01	4.43	2.59	3.56	4.78	4.86	5.25	8.19
MnO	0.044	0.093	0.075	0.067	0.033	0.066	0.093	0.089	0.182	0.413
MgO	0.764	1.682	1.794	1.421	0.673	0.993	1.667	1.526	1.472	2.628
CaO	1.063	1.171	3.565	0.93	2.139	2.921	3.001	2.973	0.622	1.129
Na ₂ O	4.02	2.27	3.44	2.3	3.05	3.78	4.36	4.91	1.66	1.69
K ₂ O	2.634	3.207	2.006	3.446	4.238	3.359	2.723	2.35	3.969	2.974
P ₂ O ₅	0.074	0.171	0.147	0.171	0.101	0.165	0.129	0.136	0.229	0.217
ППП	1.82	2.59	2.77	3.02	0.25	0.28	0.35	0.22	3.46	4.02
Сумма	99.97	99.96	100.06	100.02	99.96	99.94	99.91	99.87	99.97	100.06
K ₂ O/Na ₂ O	0.66	1.41	0.58	1.50	1.39	0.89	0.62	0.48	2.39	1.76
СИА	57.87	66.18	59.28	65.05	55.74	55.93	52.65	51.79	66.31	68.07
АМ	0.20	0.24	0.25	0.23	0.20	0.23	0.21	0.21	0.22	0.24
ГМ	0.24	0.33	0.34	0.30	0.24	0.29	0.29	0.29	0.31	0.38
ФМ	0.04	0.09	0.10	0.08	0.04	0.06	0.09	0.09	0.09	0.16
ТМ	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.06

Объект	усть-борзинская свита									
	ПСЧ	СЛ	СЛ	СЛ	АЛВ	ПСЧ	АЛВ	СЛ	ПСЧ	АЛВ
Тип породы	АЛВ									
Тип протолита	АЛВ									
Проба	СА 15-61	СА 15-64	СА 15-65	СА 15-73	СА 15-76	СА 15-79	СА 15-81	СА 15-82	СА 15-92	СА 15-70
SiO ₂	68.52	62.75	65.18	61.31	65.04	67.7	69.03	66.53	66.26	64.12
TiO ₂	0.63	0.761	0.74	0.75	0.765	0.634	0.553	0.709	0.704	0.79
Al ₂ O ₃	14.71	15.46	16.17	14.57	16.32	16.11	15.5	15.58	15.59	16.94
Fe ₂ O ₃ *	5.02	5.8	5.14	6.53	5.54	3.7	3.36	5.11	5.07	5.66
MnO	0.147	0.1	0.175	0.255	0.095	0.061	0.042	0.074	0.262	0.092
MgO	1.723	3.065	1.973	2.906	1.672	1.249	1.117	1.738	1.825	1.761
CaO	0.829	3.965	0.776	3.184	1.007	1.269	0.972	1.055	0.569	0.705
Na ₂ O	2.4	5.94	3.06	3.63	2.74	4.44	3.4	2.13	2.72	3
K ₂ O	3	1.477	3.392	2.033	3.359	2.387	3.599	3.553	3.244	3.207
P ₂ O ₅	0.184	0.182	0.181	0.321	0.18	0.177	0.1	0.165	0.217	0.237
ППП	2.65	0.28	3.01	4.1	3.12	2.19	2.23	3.15	3.25	3.33
Сумма	99.93	99.88	99.92	99.9	99.94	100.02	100.03	99.93	99.87	99.95
K ₂ O/Na ₂ O	1.25	0.25	1.11	0.56	1.23	0.54	1.06	1.67	1.19	1.07
СИА	64.93	50.81	63.22	56.84	64.31	59.34	59.92	65.23	64.71	65.19
АМ	0.21	0.25	0.25	0.24	0.25	0.24	0.22	0.23	0.24	0.26
ГМ	0.30	0.35	0.34	0.36	0.35	0.30	0.28	0.32	0.32	0.36
ФМ	0.09	0.13	0.10	0.14	0.10	0.07	0.06	0.09	0.10	0.11
ТМ	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05

Примечание. Здесь и далее в таблицах: СЛ – сланец, ПСЧ (ПСМ) – песчаник (псаммитолит), АЛВ – алевролит, АРГ – аргиллит, МК – микрокварцит, СИЛ – силицит, ФСЛ – филлитовидный сланец; СИА = $(100 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$ – индекс химического выветривания [Nesbitt, Young, 1982; Nesbitt et al., 1996; Visser, Young, 1990], АМ = $(\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2)$, ГМ = $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3^*) / \text{SiO}_2$, ФМ = $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$, ТМ = $\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ [Интерпретация..., 2001]. Содержания элементов приведены в мас.%. Прочерки в таблицах – нет данных

2.4. Петрохимическая классификация пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна

Классификация А.Н.Неелова позволяет выделить три четко обособленных группы пород, служивших протолитом для метатерригенных пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р.Тукси (рис.2.4.1): 1 – полимиктовые песчаники, 2 – алевролиты, 3 – микрокварциты. Единичный анализ соответствует аргиллитам. Породы первых двух групп, отвечающих полям III и IV преобладают и присутствуют примерно в равных количествах. Микрокварциты, попадающие в поле I и II, отвечают по составу силицитам. Единичная проба аргиллита, находящаяся на границе полей V и VI, отвечает, по классификации А.Н. Неелова алевропелитовому аргиллиту.

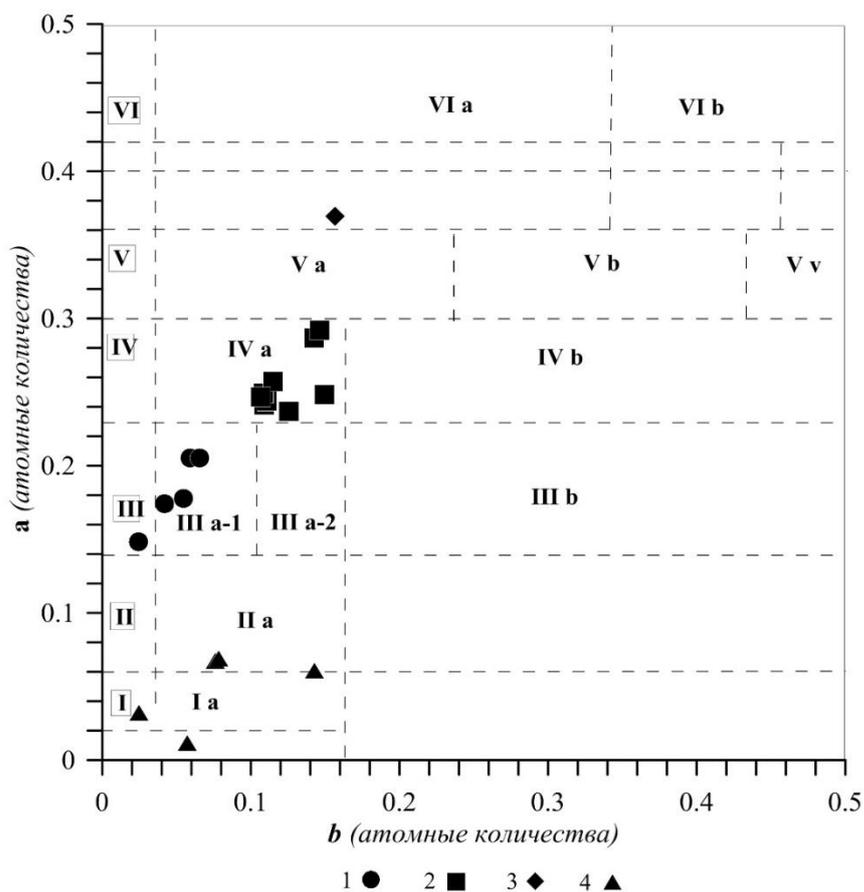


Рис. 2.4.1. Диаграмма Неелова [Неелов, 1980] для пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна. Условные обозначения: 1 – полимиктовые псаммитолиты, 2 – алевролиты, 3 – аргиллиты, 4 – микрокварциты (силициты).

Диаграмма Ф.Дж. Петтиджона (рис.2.4.2) показывает принадлежность метапесчаников и метаалевролитов к области граувакк и лититов. Составы

силицитов образуют растянутое поле, охватывающее области составов субаркозов, сублититов и кварцевых аренитов. Согласно критериям М. Херрона (рис. 2.4.3.) вакки являются преобладающим протолитом для метаосадков пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р.Тукси. Силициты попадают в область сублититов и Fe-песчаников.

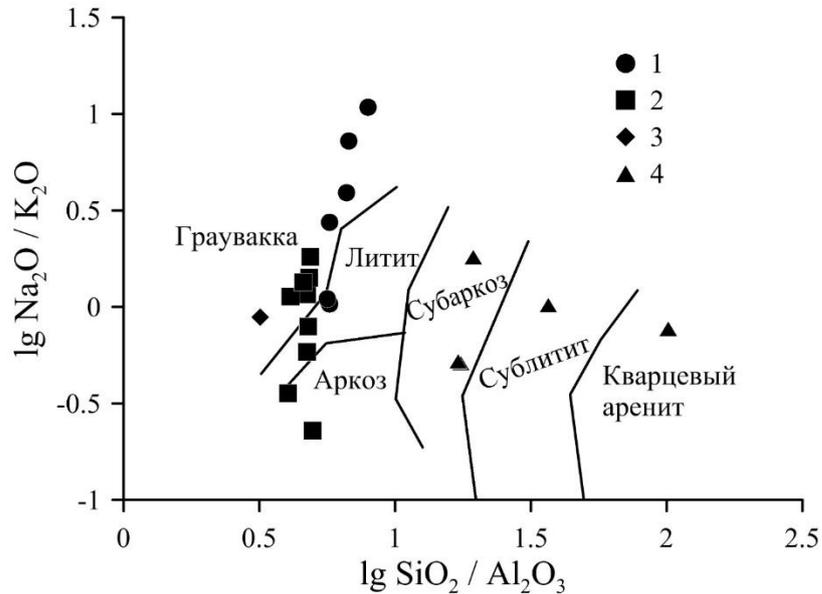


Рис. 2.4.2. Диаграмма Дж.Ф. Петтиджона [Петтиджон и др., 1976] для пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна. Условные обозначения: 1 – полимиктовые песчаники, 2 – алевролиты, 3 – аргиллиты, 4 – микрокварциты.

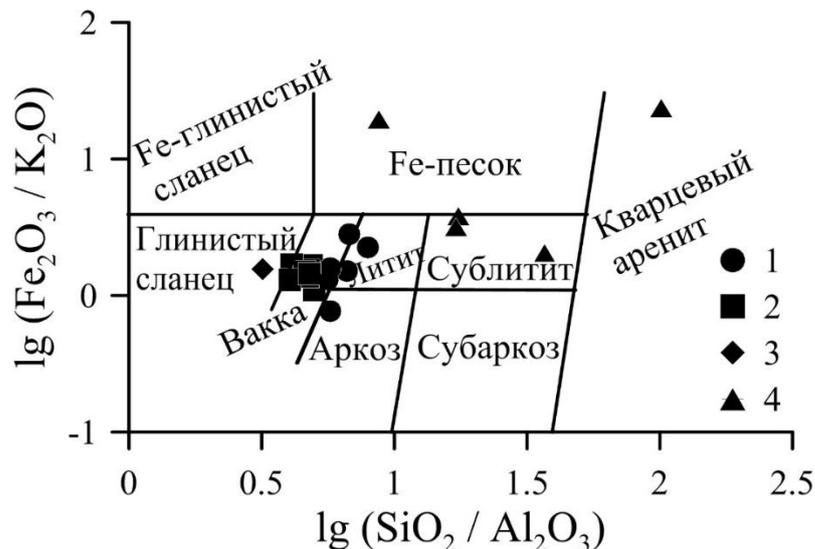


Рис. 2.4.3. Диаграмма М. Херрона [Herron, 1988] для пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна. Условные обозначения: 1 – полимиктовые песчаники, 2 – алевролиты, 3 – аргиллиты, 4 – микрокварциты.

Таким образом, основной объем пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р.Тукси имеет существенно вакковый состав осадочного протолита. (табл. 3).

Таблица 3. Содержания петрогенных компонентов, значения индекса CIA и петрогенных модулей для метаосадочных пород метаосадочной толщи S?-D бассейна Янканского террейна

Объект	метаосадочная толща S? - D бассейна р.Тукси										
	СЛ	МК	МК	ФСЛ	МК	СЛ	СЛУ	СЛ	СЛ	ФСЛ	ФСЛ
Тип породы	ПСМ							АЛВ			
Тип протолита	ПСМ							АЛВ			
Проба	Ту 1-2	Ту 1-3	Ту 1-10	Ту 1-11	Ту 2-4	Ту 5-2	Ту 7-5	Ту 1	Ту 1-1	Ту 4	Ту 4-1
SiO ₂	76.27	81.78	78.4	74.93	72.24	74.53	49.15	69.94	67.88	69.77	70.24
TiO ₂	0.24	0.14	0.23	0.3	0.48	0.32	0.4	0.51	0.59	0.52	0.37
Al ₂ O ₃	11.51	10.3	11.59	13.05	12.82	12.99	7.38	14.33	14.31	14.44	14.12
Fe ₂ O ₃ *	1.98	1.06	2.05	2.4	3.59	2.74	24.66	3.8	4.27	3.71	4.27
MnO	0.15	0.09	0.05	0.04	0.05	0.05	1.59	0.07	0.08	0.06	0.71
MgO	0.28	0.22	0.45	0.73	1.36	0.61	3.79	1.59	2.47	1.6	1.53
CaO	1.18	0.25	0.24	0.58	0.98	0.87	3.57	1.17	1.87	1.33	1.35
Na ₂ O	5.11	5.09	5.29	3.23	3.07	4.75	1.1	4.17	3.24	3.77	0.89
K ₂ O	1.31	0.47	0.73	3.12	2.78	1.73	1.37	2.29	2.79	2.66	3.9
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.05	0.06	0.11	0.08	0.81	0.12	0.14	0.11	0.1
ППП	1.99	0.53	0.89	1.54	2.33	1.34	6.1	1.89	2.18	1.91	2.44
Сумма	100.08	99.98	99.97	99.98	99.81	100.01	99.92	99.88	99.82	99.88	99.92
K ₂ O/Na ₂ O	0.26	0.09	0.14	0.97	0.91	0.36	1.25	0.55	0.86	0.71	4.38
CIA	51.38	53.08	54.42	58.61	58.90	55.36	53.03	57.95	58.75	58.40	67.14
AM	0.15	0.13	0.15	0.17	0.18	0.17	0.15	0.20	0.21	0.21	0.20
ГМ	0.18	0.14	0.18	0.21	0.23	0.22	0.66	0.27	0.28	0.27	0.27
ФМ	0.03	0.01	0.03	0.04	0.06	0.04	0.52	0.07	0.09	0.07	0.08
ТМ	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03

Объект	метаосадочная толща S? - D бассейна р.Тукси										
Тип породы	ФСЛ	ФСЛ	ФСЛ	СЛ	ФСЛ	ФСЛ	МК	СЛ	МК	МК	МК
Тип протолита	АЛВ					АРГ	СИЛ				
Проба	Ту 4-2	Ту 5-4	Ту 6	Ту 7-1	Ту 7-2	Ту 6-1	Ту 1-4	Ту- 1-5	Ту 2-3	Ту 5-1	Ту 7-3
SiO ₂	65.15	69.19	68.25	65.01	69.94	59.63	94.02	87.12	94.31	87.02	82.15
TiO ₂	0.67	0.47	0.56	0.59	0.45	0.85	0.08	0.24	0.04	0.16	0.15
Al ₂ O ₃	15.85	14.63	14.89	16.11	14.64	18.69	2.56	4.99	0.93	5.1	4.23
Fe ₂ O ₃ *	5.26	4.79	4.07	5.29	4.43	6.11	0.94	3.43	3.06	2.8	3.24
MnO	0.08	0.21	0.06	0.22	0.21	0.09	0.14	0.36	0.21	0.87	0.39
MgO	1.96	1.35	1.56	1.77	1.28	2.29	0.2	1.04	0.56	0.98	1.13
CaO	1.5	0.67	1.37	1.85	0.92	1.23	0.34	0.13	0.12	0.37	3.86
Na ₂ O	3.51	2.04	3.65	1.45	2.42	3.45	0.47	0.46	0.2	0.46	0.67
K ₂ O	3.1	3.49	2.72	4.06	3.06	3.9	0.46	0.9	0.13	0.88	0.37
P ₂ O ₅	0.16	0.08	0.14	0.07	0.08	0.21	0.2	0.06	0.03	0.05	0.07
ППП	2.69	2.98	2.65	3.55	2.58	3.53	0.6	1.26	0.6	1.31	3.8
Сумма	99.93	99.9	99.92	99.97	100.01	99.98	100.01	99.99	100.19	100	100.06
K ₂ O/Na ₂ O	0.88	1.71	0.75	2.80	1.26	1.13	0.98	1.96	1.30	1.91	0.55
СИА	60.18	65.40	59.37	65.57	64.30	62.93	61.84	72.97	69.19	71.38	45.78
АМ	0.24	0.21	0.22	0.25	0.21	0.31	0.03	0.06	0.01	0.06	0.05
ГМ	0.33	0.29	0.29	0.34	0.28	0.43	0.04	0.10	0.04	0.09	0.09
ФМ	0.10	0.08	0.08	0.10	0.07	0.13	0.01	0.05	0.03	0.04	0.05
ТМ	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.05	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04

Примечание. Здесь и далее в таблицах: СЛ – сланец, ПСЧ (ПСМ) – песчаник (псаммитолит), АЛВ – алевролит, АРГ – аргиллит, МК – микрокварцит, СИЛ – силицит, ФСЛ – филлитовидный сланец; СИА = $(100 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$ – индекс химического выветривания [Nesbitt, Young, 1982; Nesbitt et al., 1996; Visser, Young, 1990], АМ = $(\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2)$, ГМ = $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3^*) / \text{SiO}_2$, ФМ = $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$, ТМ = $\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ [Интерпретация..., 2001]. Содержания элементов приведены в мас.%. Прочерки в таблицах – нет данных

2.5 Литохимические особенности пород ононской и чиндантской свит

Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна

В работе используется (табл.1, 2, 3) показатель физико-химических условий осадконакопления (литохимический индикатор образования осадочных пород в области размыва) - индекс CIA ($100 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) [Nesbitt, Young, 1982; Nesbitt et al., 1996, Visser, Young, 1990]. Данный индекс показывает степень зрелости осадков.

Индекс CIA в метаосадках ононской свиты варьирует от 40,51 до 68,21. В метаосадочных породах чиндантской свиты CIA 54.4-67, индекс CIA в метаосадках усть-борзинской свиты характеризуется значениями 24,1-72,2. В метаосадочных породах бассейна р.Тукси CIA изменяется от 45.7 до 72.9, что отличает их от предыдущих изучаемых пород большей степенью преобразования в процессе транспортировки и выветривания.

Изменение величины этого индекса показывает, что наиболее зрелым является исходный материал пород Ононского террейна по сравнению с Янканским.

Для реконструкции характера первичного осадочного вещества метатерригенных пород изучаемых свит исследованы вариации величин гидролизатного, алюмокремниевого, фемического и титанового петрохимических модулей [Интерпретация..., 2001]. Применение такого подхода дает возможность достаточно обоснованно классифицировать первичную природу обломочных и глинистых отложений, а также их метаморфических аналогов, восстанавливать литохимические характеристики источников сноса, и геодинамические особенности обстановок накопления осадочных пород.

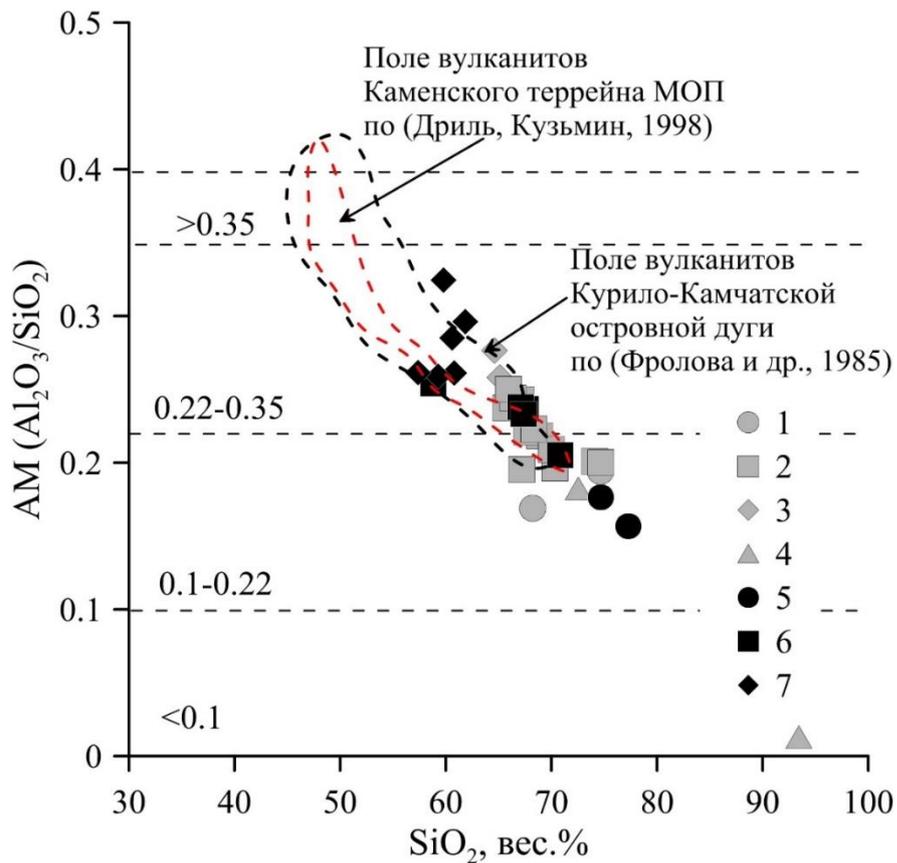


Рис 2.5.1. Диаграмма зависимости величины алюмокремниевого модуля (Al_2O_3/SiO_2) от кремнекислотности метаосадочных пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна. Условные обозначения: 1, 2, 3, 4 – ононская свита (1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – микрокварциты (силициты); 5, 6, 7 – чиндантская свита (5 – полимиктовые песчаники; 6 – алевролиты; 7 – аргиллиты).

Алюмокремниевый модуль ($AM=Al_2O_3/SiO_2$) позволяет различать всю цепочку терригенных осадков от глинистых (вплоть до латеритов) до песчаных и кремнистых пород, учитывая степень их химического выветривания (рис. 2.5.1.). В зависимости от величины AM различаются кварцевые песчаники ($AM < 0,10$), песчаники и кремнистые породы ($AM=0,10-0,22$), глинистые породы ($AM=0,22-0,35$), а также породы, связанные с корами выветривания ($AM > 0,35$). Важной составной частью полимиктовых пород является присутствие в них обломков вулканитов основного и среднего состава. Для островных дуг, с которыми связано формирование аккреционных призм, аккумулирующих огромный объем терригенных осадков, поставщиками такого обломочного материала служат вулканы преимущественно известково-щелочной специфики. Поэтому, на диаграмму $AM-SiO_2$ (рис. 2.5.1.) и последующие в качестве примера состава сноса

вулканогенного материала островодужной природы нанесено поле составов известково-щелочных вулканических пород основного и среднего состава Курило-Камчатской островной дуги по данным [Фролова и др., 1985, 1989] и вулканитов Каменского островодужного террейна МОП [Дриль, Кузьмин, 1998].

На основании этой диаграммы можно сделать вывод, что в составе ононской свиты резко преобладают песчаники, а в чиндантской свите присутствуют песчано-глинистые отложения. В обеих свитах практически отсутствуют метапелиты.

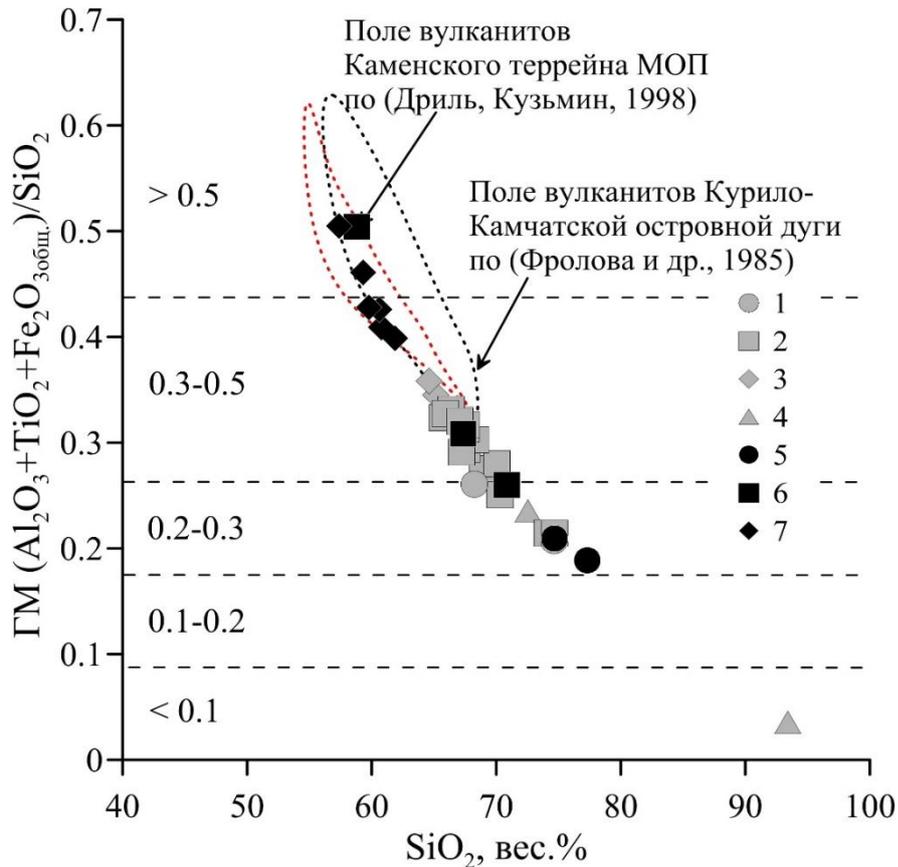


Рис 2.5.2. Диаграмма зависимости величины гидролизатного модуля $(Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3^*)/SiO_2$ от кремнекислотности метаосадочных пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна. Условные обозначения: 1, 2, 3, 4 – ононская свита (1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – микрокварциты (силициты); 5, 6, 7 – чиндантская свита (5 – полимиктовые песчаники; 6 – алевролиты; 7 – аргиллиты).

Гидролизатный модуль $(GM=(Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3^*)/SiO_2)$ информативен при изучении терригенно-глинистых отложений и дает возможность разделять породы, содержащие либо продукты гидролиза, например, каолинит, образующийся в результате глубокого химического выветривания калиевых полевых шпатов, либо зрелые осадки, обогащенные кварцем. С увеличением значения степени

химического выветривания пород ГМ возрастает, а рост содержаний кремнезема свидетельствует об увеличении «зрелости» осадочной породы, обогащающейся обломочным кварцем. В зависимости от величины ГМ выделяются поля силицитов (кремни, яшмы; $ГМ < 0,1$) и мономиктовых кварцевых песчаников; глинисто-кремнистых сланцев ($ГМ=0,10-0,20$); кремнисто-глинистых сланцев ($ГМ=0,20-0,30$), полимиктовых кварцевых песчаников и алевролитов ($ГМ=0,30-0,50$), а также гидролизатных глинистых пород ($ГМ > 0,5$). Анализ вариаций гидролизатного модуля в зависимости от содержания кремния в породах в рассматриваемых свитах показал, что метаосадки в них соответствуют полимиктовым песчаникам, алевролитам и в меньшей степени кремнисто-глинистым сланцам, т.е. литотипам флишоидных толщ.

Зависимость вариаций величин фемического модуля от модуля титанового (рис. 2.5.3.) является в целом положительной, что может служить признаком того, что поведение фемических компонентов в метаосадочных породах определяется количеством темноцветных минералов. Иначе ведут себя эти параметры в силицитах, где величина фемического модуля близка к минимуму, а титанового – к максимуму. Основная часть точек составов этих свит сгруппирована в области низких значений ФМ, поэтому они не попадают в поля вулканитов ККОД и Каменского террейна, за исключением глинистых пород чиндантской свиты (см. рис.2.5.3). В последних ФМ выше, что говорит о примеси в них вулканоогенного материала. Сходное поведение титанового модуля в зависимости от содержания кремния в осадках видно и на диаграмме (рис.2.5.4). Вероятно, что этот эффект связан с перераспределением Ti-содержащей акцессорной фазы (титаномагнетит, ильменит, рутил).

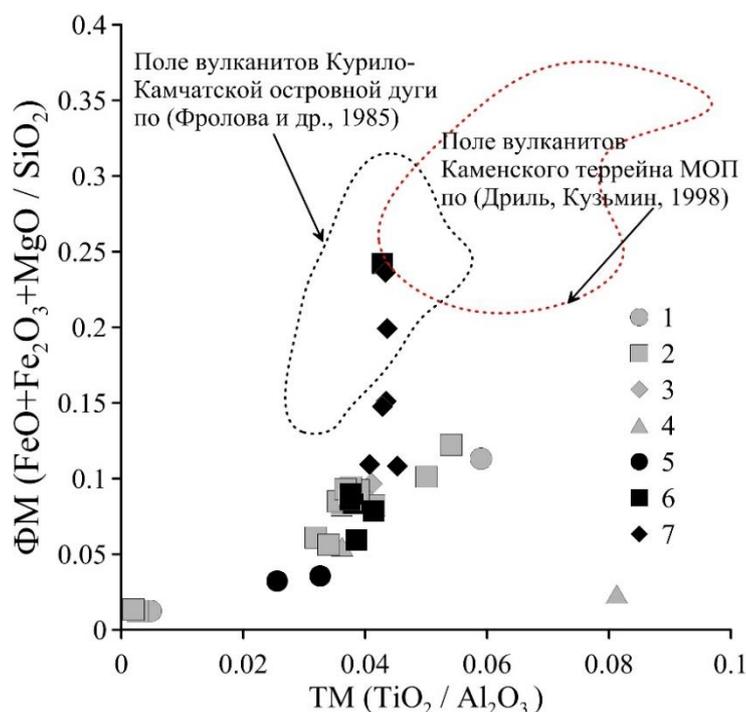


Рис. 2.5.3. Диаграмма зависимости величины фемического ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}/\text{SiO}_2$) модуля от титанового ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) модуля метаосадочных пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна. Условные обозначения: 1, 2, 3, 4 – ононская свита (1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – микрокварциты (силициты); 5, 6, 7 – чиндантская свита (5 – полимиктовые песчаники; 6 – алевролиты; 7 – аргиллиты).

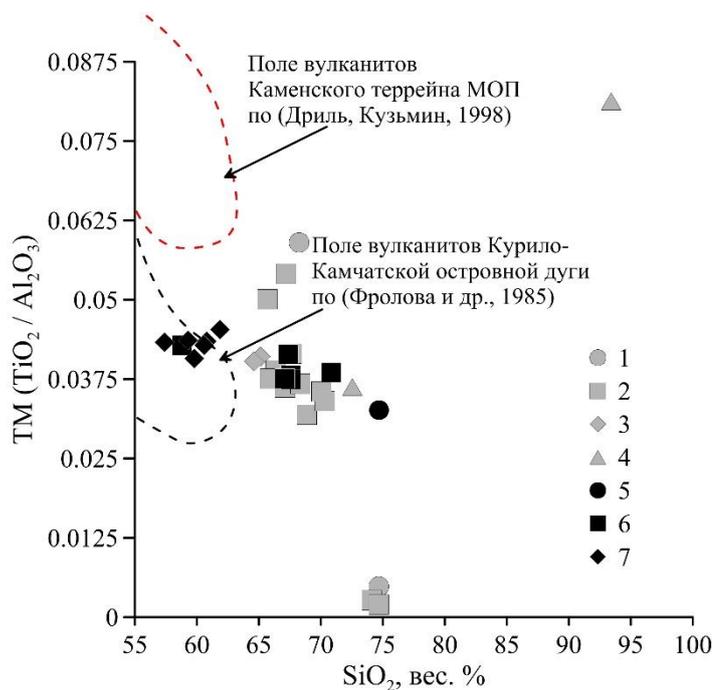


Рис. 2.5.4. Диаграмма зависимости величины титанового ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) модуля от кремнекислотности метаосадочных пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна. Условные обозначения: 1, 2, 3, 4 – ононская свита (1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – микрокварциты (силициты); 5, 6, 7 – чиндантская свита (5 – полимиктовые песчаники; 6 – алевролиты; 7 – аргиллиты).

Важную дополнительную информацию об особенностях литохимического состава метаосадочных пород может представить анализ распределения петрогенных компонентов относительно представительного литохимического эталона. Таким эталоном для сопоставления состава терригенных осадочных пород может служить средний состав верхней континентальной коры. На рисунках 2.5.5 – 2.5.8 такого рода сравнение представлено графически для всех литотипов ононской и чиндантской свит.

На диаграммах петрогенных компонентов, нормированных на состав верхней континентальной коры (РААС), видно, что метаосадки чиндантской свиты несколько ближе к уровню спектра ВКК, а в ононской свите они характеризуются минимумами содержаний титана, железа, магния, кальция и фосфора.

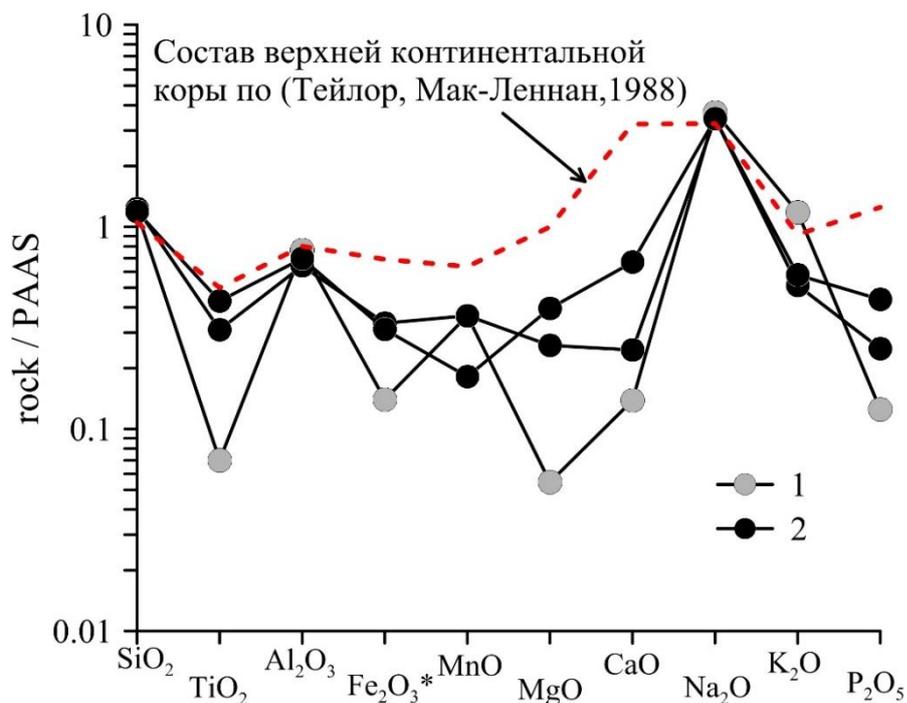


Рис.2.5.5. Мультикомпонентная диаграмма петрохимических составов метапесчаников ононской (1) и чиндантской (2) свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна.

Из сравнения конкретных составов метапесчаников с эталонными составами верхней континентальной коры (рис.2.5.5.) видно, что метапесчаники обеднены, а в отдельных случаях – резко обеднены относительно ВКК TiO₂. Это может указывать на фракционирование Ti-содержащих акцессорных фаз (ильменита, рутила) в осадочном процессе, либо на низкое его содержание в исходном

материале. Породы систематически обеднены такими компонентами как CaO , Fe_2O_3^* , MnO , MgO , т.е. компонентами темноцветных минералов и плагиоклаза, что указывает на их разрушение и вынос из породы компонентов, слагавших эти минералы.

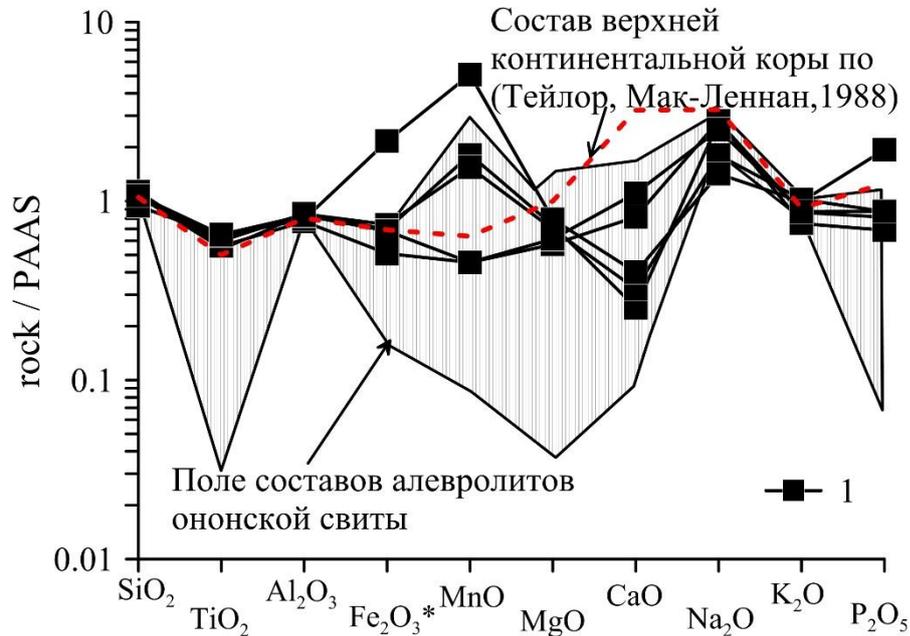


Рис.2.5.6. Мультикомпонентная диаграмма петрохимических составов метаалевролитов чиндантской (1) и ононской (показаны полем) свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна.

Составы метаалевролитов (рис. 2.5.6.) более близки к составу верхней континентальной коры. Однако и в этой группе пород местами наблюдается резкое обеднение TiO_2 и Fe_2O_3^* в метаосадках чиндантской свиты. Распределение MnO сложно, этот компонент может как обогащать породу, так и выноситься из нее, что связано возможными различными валентными состояниями Mn и с изменчивостью окислительно-восстановительных условий и глубины при осадконакоплении. В некоторых случаях как в чиндантской, так и в ононской свитах присутствуют положительные и отрицательные пики по оксиду марганца. И на этой диаграмме в отдельную группу выделяются Fe-Mn сланцы чиндантской свиты. Это свидетельствует о более глубоководном характере отложений этой части свиты. Увеличение MnO говорит о присутствии слоев, обогащенных железомарганцевыми конкрециями, существовавшими на дне морского палеобассейна.

В метаалевролитах ононской свиты в целом прослеживается обеднение MgO , что, вероятно, связано с преобладанием в области сноса средних и кислых пород.

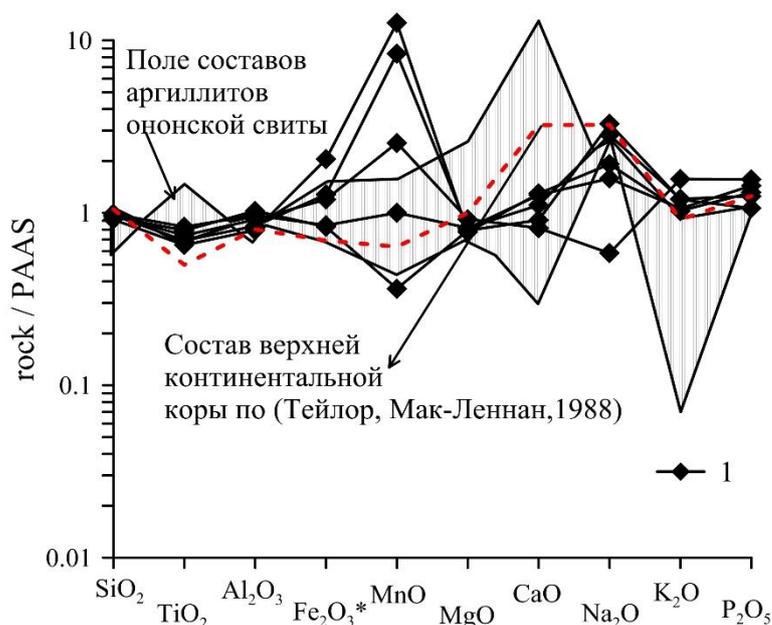


Рис.2.5.7. Мультикомпонентная диаграмма петрохимических составов аргиллитов чиндантской (1) и ононской (показаны полем) свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна.

Метааргиллиты (рис.2.5.7.) характеризуются устойчивой обогащенностью марганцем относительно среднего состава континентальной коры, что, вероятно, указывает на устойчивые окислительные условия, уменьшающие миграционную способность Mn и связывающие его в осадке.

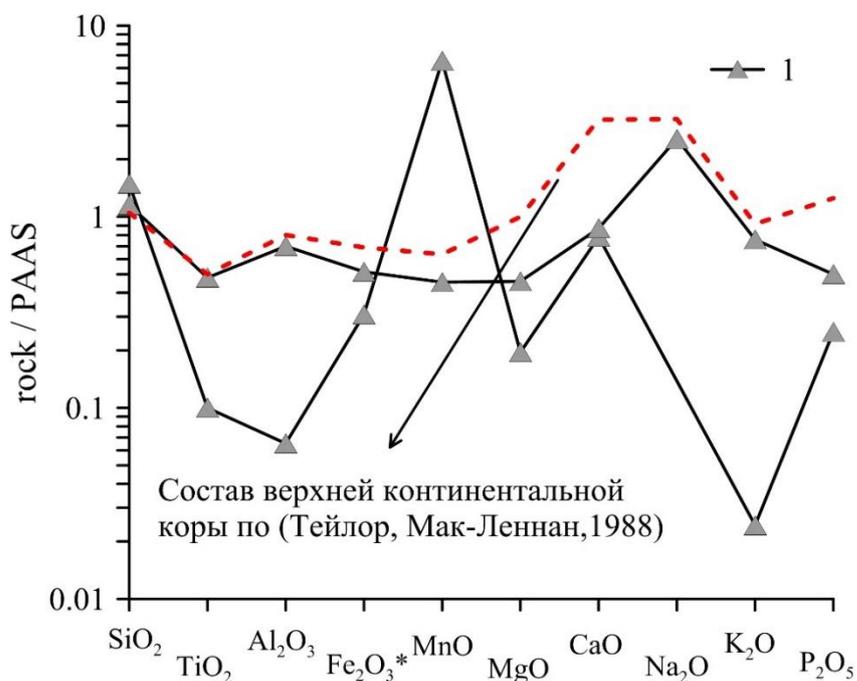


Рис.2.5.8. Мультикомпонентная диаграмма петрохимических составов микрокварцитов (1) ононской свиты Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна.

Весьма значимым в метакремнистых (рис. 2.5.8) породах ононской свиты является увеличение содержания оксида марганца в 8 раз по сравнению с ВКК, отражающее, скорее всего, процессы осадочного и гидротермально-осадочного типа рудообразования в виде железо-марганцевых конкреций и корок на литифицированных осадках в пелагиальной области палеоокеана [Мурдмаа, 1987].

2.6. Литохимические особенности пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна

Диапазон вариаций величин алюмокремниевого модуля свидетельствует о том, что метаосадочные породы усть-борзинской свиты представлены главным образом песчаниками и алевролитами при полном отсутствии аргиллитов (рис. 2.6.1.). Составы граувакк попадают в поле кислых вулканитов ККОД и Каменского террейна.

Величины гидролизатного модуля (рис. 2.6.2.) в породах позволяют детализировать состав исходных пород протолита: полимиктовые песчаники, алевролиты, кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы.

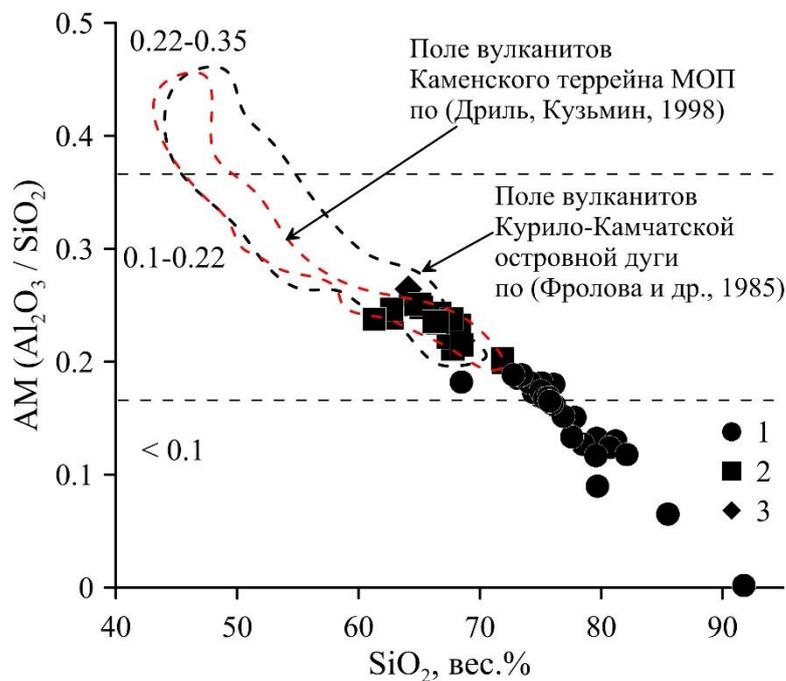


Рис. 2.6.1. Диаграмма зависимости величины алюмокремниевого модуля (Al_2O_3/SiO_2) от кремнекислотности метаосадочных пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна. Предполагаемые протолиты исследуемых пород: 1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты.

Вариации величин фемического и титанового модулей, как и в породах ононской и чиндантской свит, коррелируются положительно (рис. 2.6.3). При этом тренд изменения состава металевролитов имеет больший наклон к оси титанового модуля по сравнению с трендом метапесчаников. Зависимость вариаций титанового модуля от содержания кремния всех типов пород в целом обратная, но большинство составов метапесчаников не образует отчетливого тренда. При этом наблюдается рост величины титанового модуля в некоторых наиболее кремнекислых разновидностях этих пород (рис. 2.6.4, две точки составов), что может быть связано с присутствием в них акцессорной фазы, обогащенной титаном (рутила, ильменита).

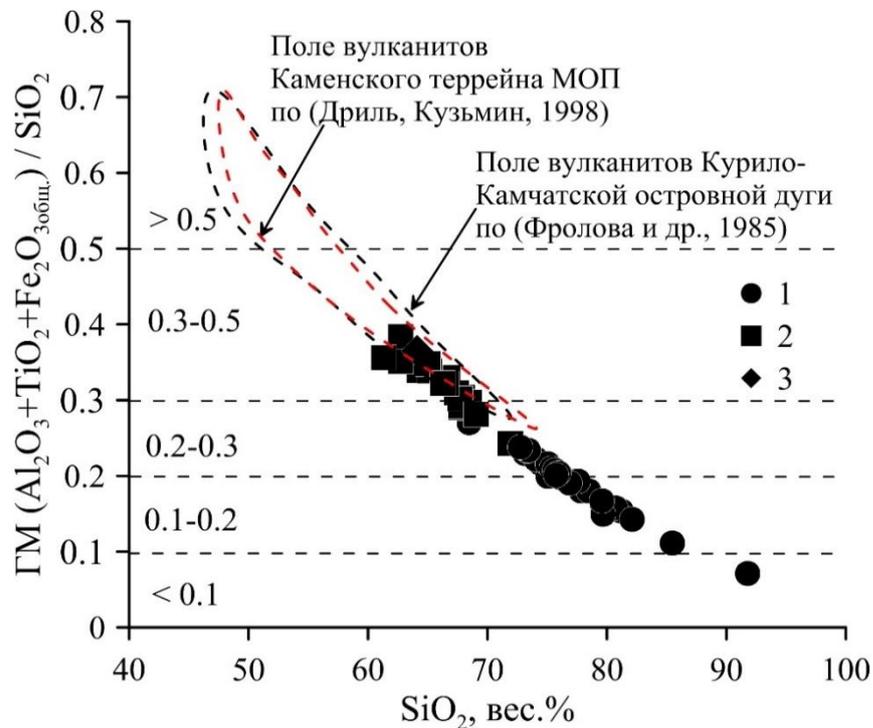


Рис. 2.6.2. Диаграмма зависимости величины гидролизатного модуля ($(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3^*) / SiO_2$) от кремнекислотности метаосадочных пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна. Предполагаемые протолиты исследуемых пород: 1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты.

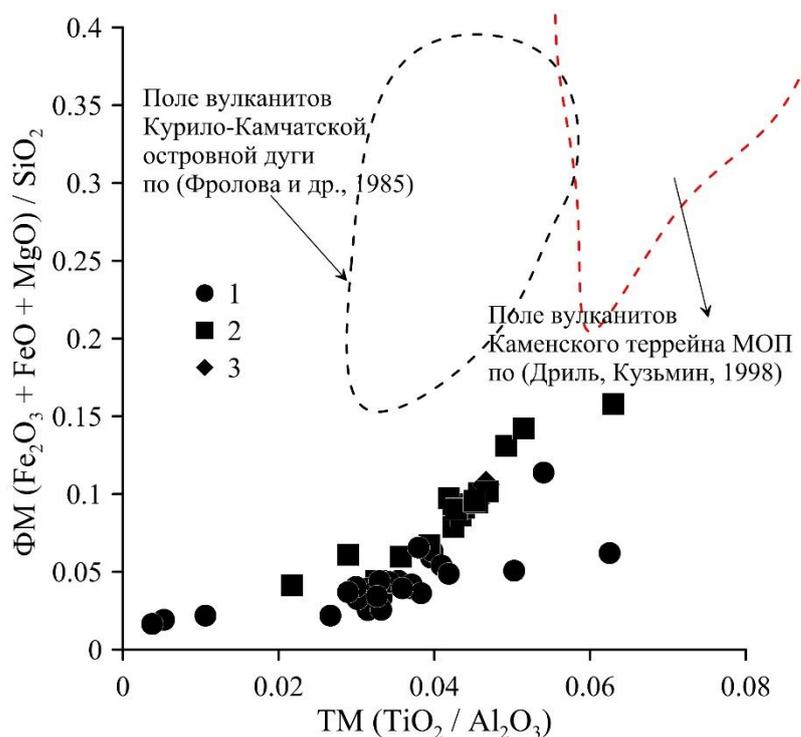


Рис. 2.6.3. Диаграмма зависимости величины фемического модуля ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} / \text{SiO}_2$) от титанового ($\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$) метаосадочных пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна. Предполагаемые протолиты исследуемых пород: 1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты.

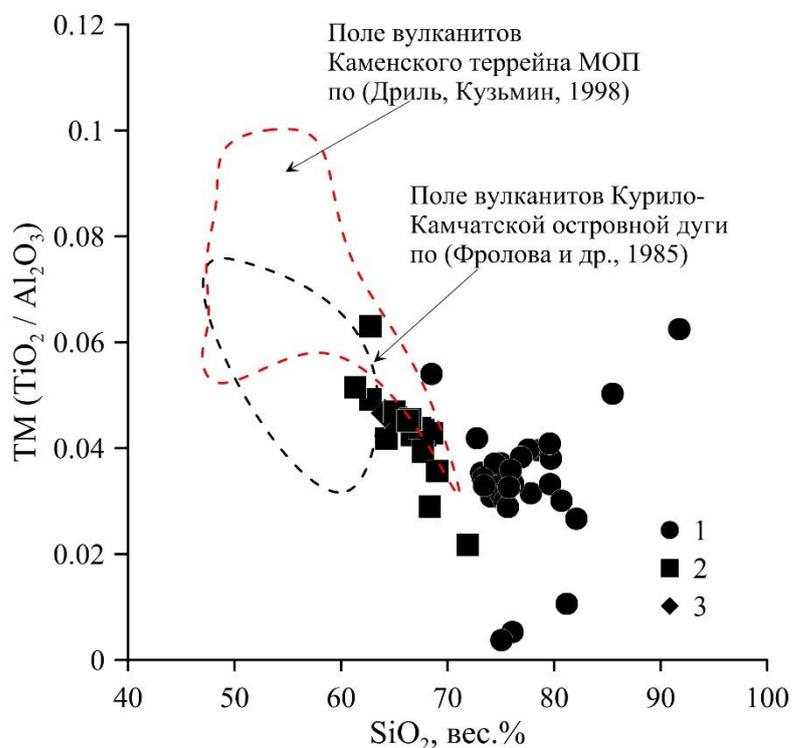


Рис. 2.6.4. Диаграмма зависимости величины титанового ($\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$) модуля от кремнекислотности метаосадочных пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна. Предполагаемые протолиты исследуемых пород: 1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты.

Характер распределения макрокомпонентов в метапесчаниках усть-борзинской свиты в целом сходен с таковым в ононской и чиндантской свитах. В качестве отличий следует отметить более резко проявленный дефицит TiO_2 и MgO , избыток Na_2O и дефицит K_2O . Дефицит TiO_2 объясняется более интенсивным фракционированием акцессорных фаз, а дефицит MgO , скорее всего, связан с малым количеством темноцветных минералов (рис. 2.6.5.).

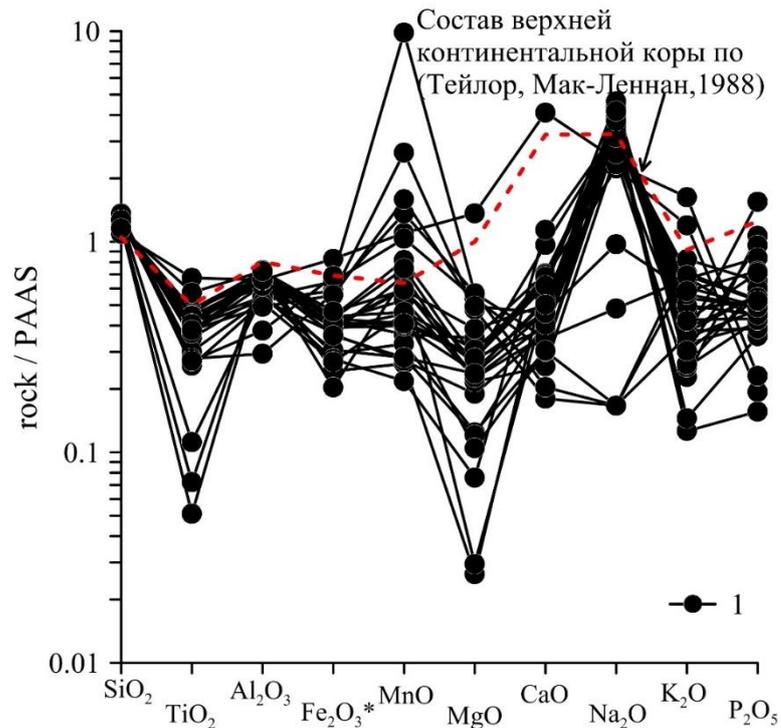


Рис.2.6.5. Мультикомпонентная диаграмма петрохимических составов метапесчаников (1) усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна.

В составе метаалевролитов усть-борзинской свиты прослеживаются все тенденции, отмеченные выше для песчаных разностей пород: умеренный дефицит TiO_2 (фракционирование акцессорных фаз), резкие колебания в содержаниях Fe_2O_3^* и, особенно, MnO (изменения окислительно-восстановительных свойств среды), дефицит CaO и K_2O при обогащении Na_2O (рис. 2.6.6.) (альбитизация плагиоклаза или участие средних-кислых вулканитов в области размыва).

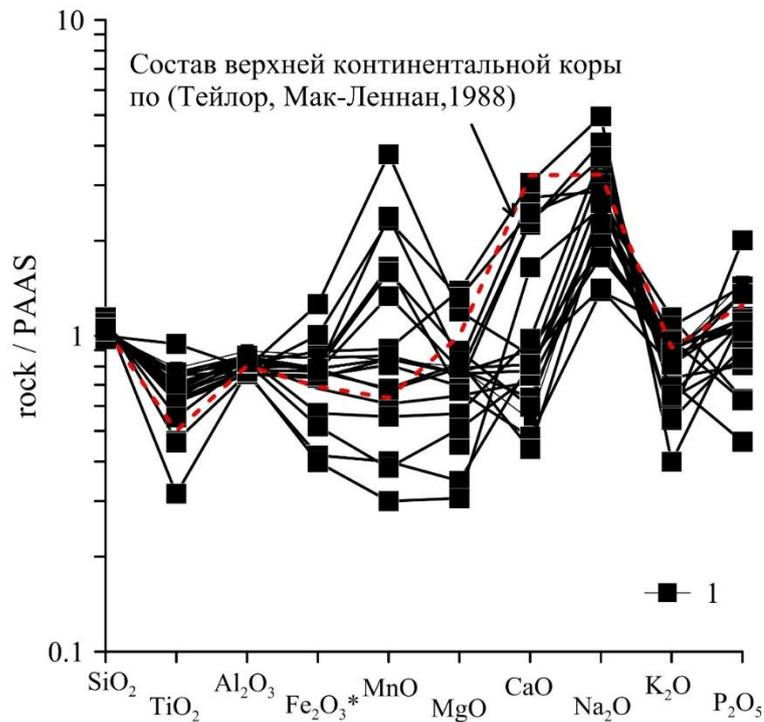


Рис.2.6.6.. Мультикомпонентная диаграмма петрохимических составов алевролитов (1) усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна.

Спектры метаалевролитов усть-борзинской свиты характеризуются обогащением TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , Na_2O , в некоторых пробах P_2O_5 относительно эталона. Кроме того, в отдельных пробах отмечаются отрицательные пики TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O .

2.7. Литохимические особенности пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна

Диапазон вариаций величин алюмокремниевого модуля свидетельствует о том, что породы метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси представлены, главным образом, песчаниками и алевролитами с небольшим количеством силицитов, при отсутствии аргиллитов (рис. 2.7.1). Величины гидролизатного модуля (рис. 2.7.2) в породах позволяют детализировать состав исходных пород протолита: полимиктовые песчаники, алевролиты и силициты (кремни).

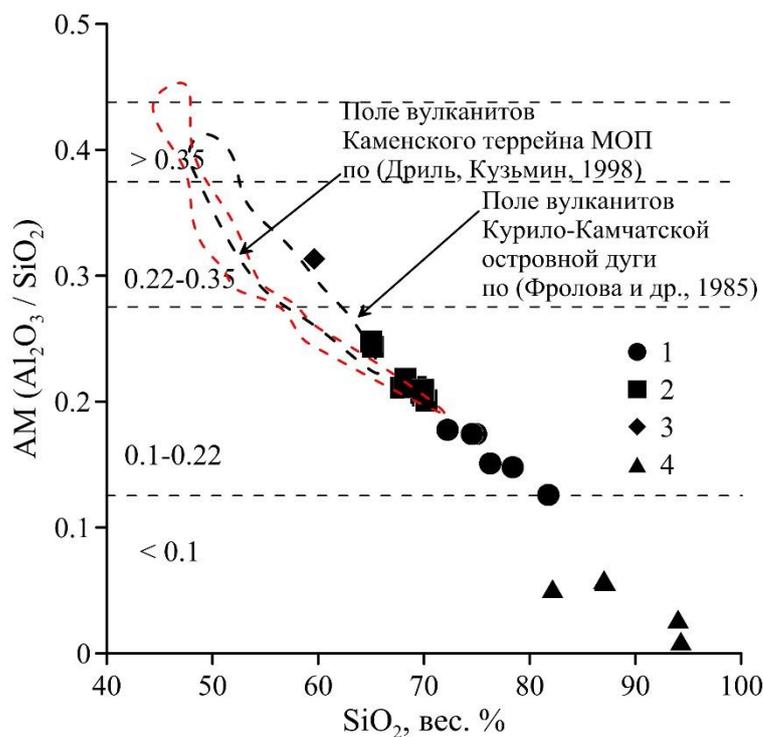


Рис. 2.7.1. Диаграмма зависимости величины алюмокремниевого модуля ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) от кремнекислотности пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна. Условные обозначения: 1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты, 4 – микрокварциты (силициты).

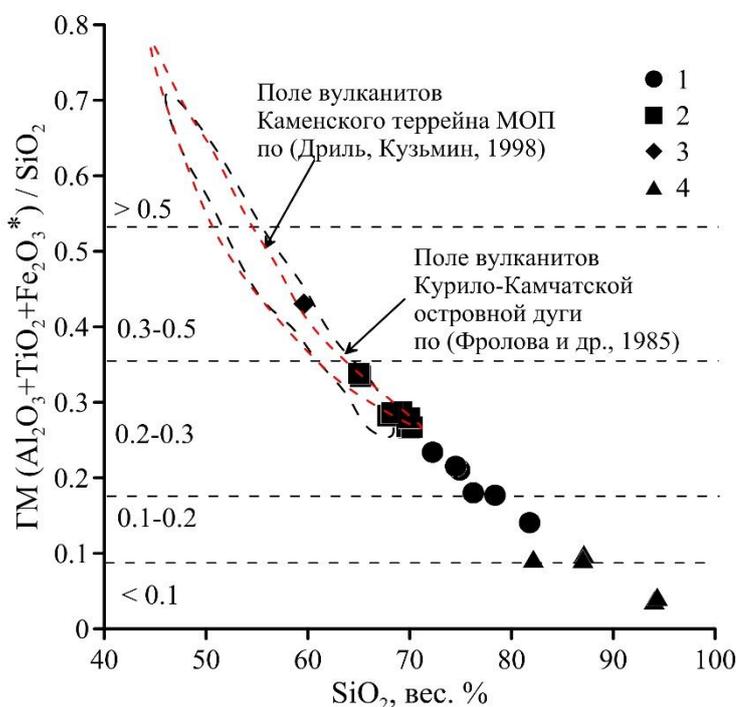


Рис. 2.7.2. Диаграмма зависимости величины гидролизатного модуля ($(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3^*)/\text{SiO}_2$) от кремнекислотности пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна. Условные обозначения: 1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты, 4 – микрокварциты (силициты).

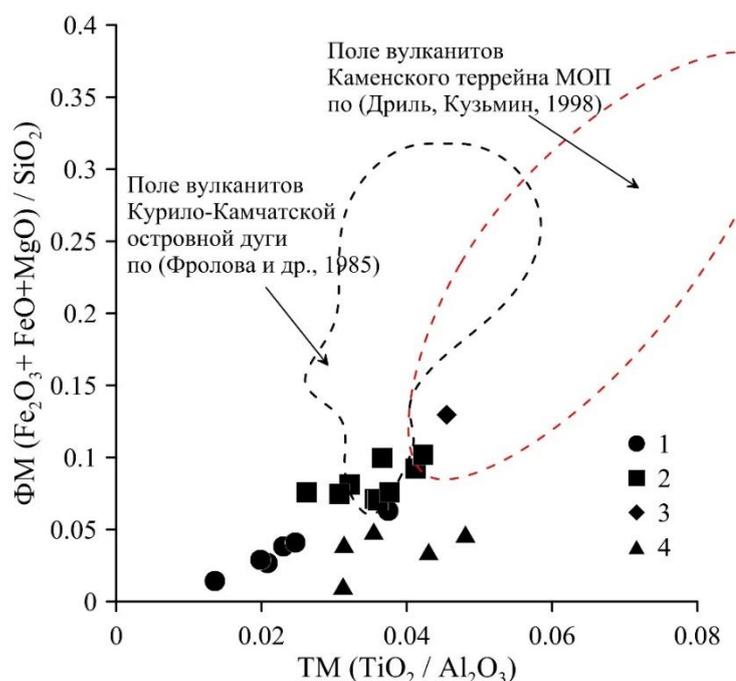


Рис. 2.7.3. Диаграмма зависимости величины феррического модуля ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} / \text{SiO}_2$) от титанового ($\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$) пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна. Условные обозначения: 1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты, 4 – микрокварциты (силициты).

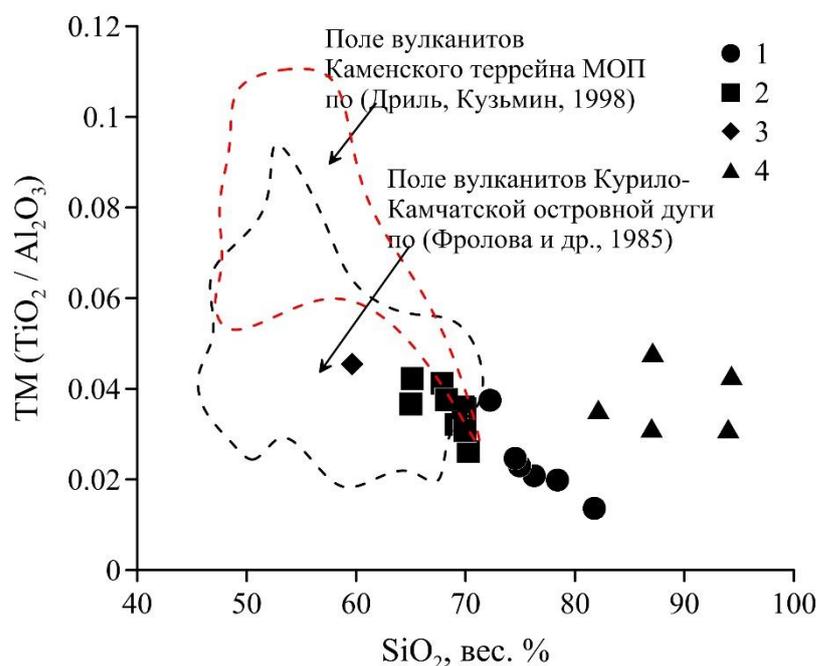


Рис. 2.7.4. Диаграмма зависимости величины титанового модуля ($\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$) от кремнекислотности пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна. Условные обозначения см. на рис.2.12. Условные обозначения: 1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты, 4 – микрокварциты (силициты).

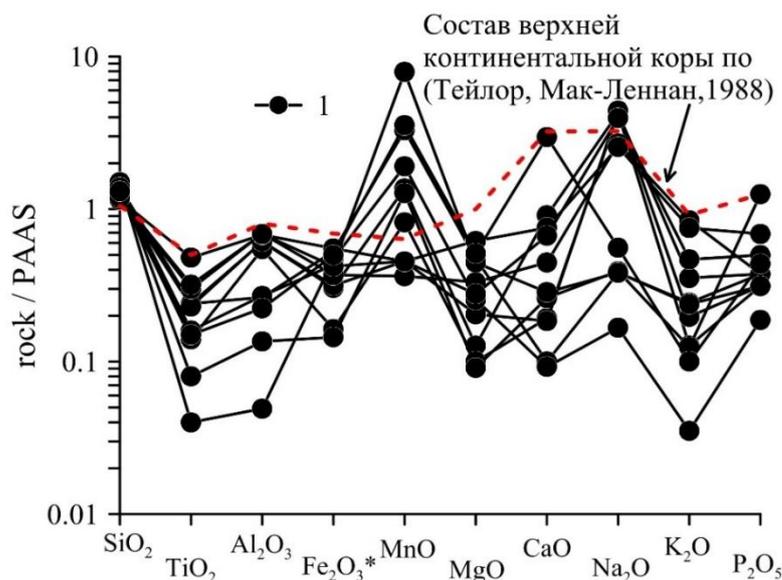


Рис.2.7.5. Мультикомпонентная диаграмма петрохимических составов метапесчаников (1) метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна.

В метапесчаниках (рис. 2.7.5), как и в метаалевролитах и микрокварцитах Янканского террейна прослеживается тенденция обогащения MnO относительно состава ВКК, что связано с колебаниями окислительно-восстановительных условий среды осадконакопления. Также наблюдается дефицит TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, K_2O .

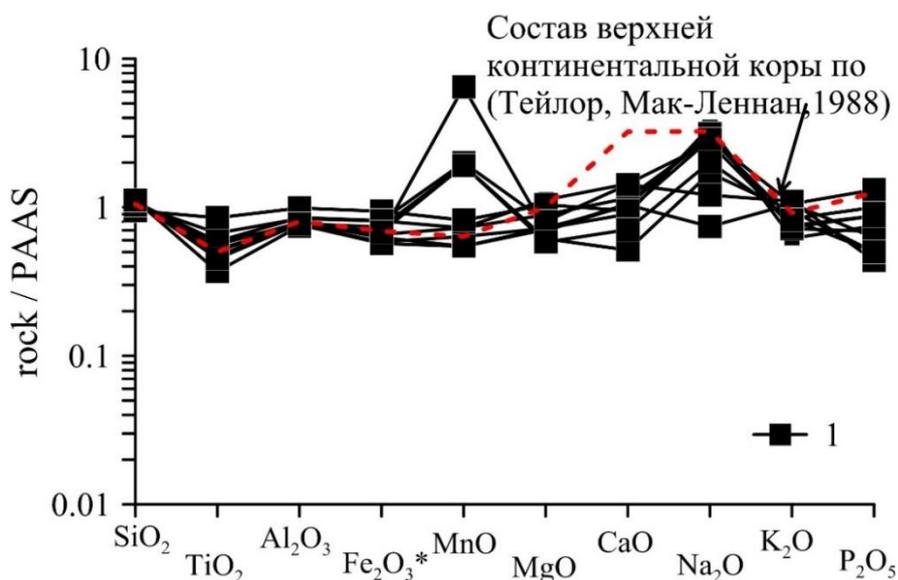


Рис.2.7.6. Мультикомпонентная диаграмма петрохимических составов алевролитов (1) метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна.

Алевролиты (рис. 2.7.6.) повторяют спектр состава ВКК. При этом составы пород, которые обогащенные MnO по сравнению с ВКК, обладают немного пониженными содержаниями CaO, Na₂O, P₂O₅.

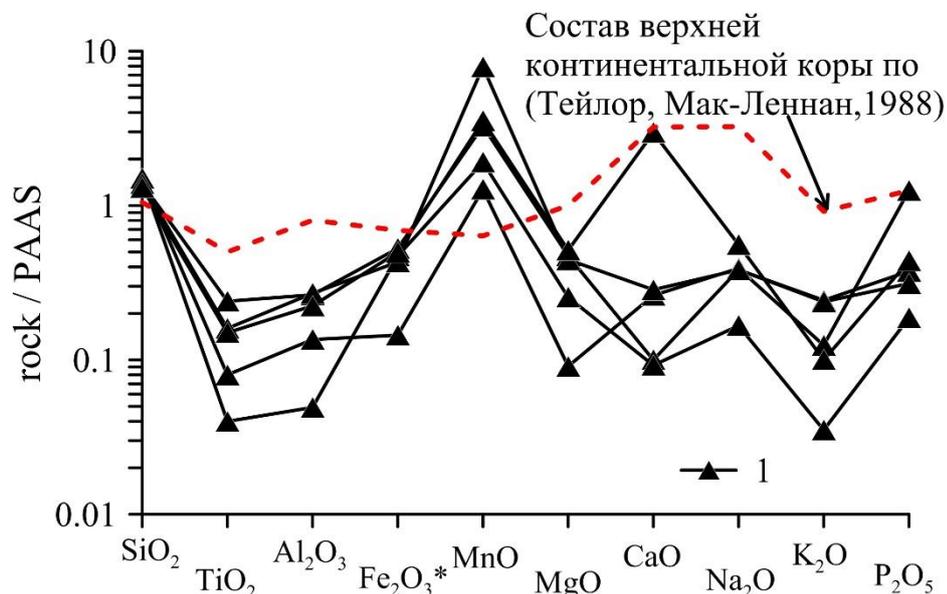


Рис.2.7.7. Мультикомпонентная диаграмма петрохимических составов микрокварцитов (1) метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна.

Микрокварциты (рис. 2.7.7.) обеднены содержаниями TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, K₂O и P₂O₅ относительно ВКК, но богаты MnO.

Краткие выводы

На основании проведенных литохимических исследований показано, что песчано-алевролитовые породы были ведущим литотипом исходного протолита исследованных метаосадочных толщ при почти полном отсутствии пелитов. Это свидетельствует о недостаточной зрелости данных толщ, что согласуется с близостью их составов с андезитоидами островных дуг и подтверждается тем, что на всех диаграммах петрохимических модулей кривые метаосадков непосредственно переходят в поля средних-кислых островодужных вулканитов. Литохимический состав пород отражает процессы осадочного фракционирования Ti-содержащих акцессорных фаз, контролирующих содержание TiO₂ в породах, вариации окислительно-восстановительных свойств среды осадконакопления, влияющих на характер распределения MnO и, отчасти, Fe₂O₃*. Процессы

альбитизации плагиоклаза и замещения темноцветных минералов влияют на распределение Al_2O_3 , $Fe_2O_3^*$, MgO , CaO , Na_2O , K_2O .

Анализ табличного материала, петрохимических диаграмм и спайдердиаграмм свидетельствует о том, что метаосадки чиндантской свиты наиболее близки составу ВКК и более зрелые. В то время как породы ононской, усть-борзинской свит и Янканского террейна сложены незрелыми осадками (типа first cycle), в которых нарушены четкие ритмы осадконакопления, что связано, видимо, с формированием по механизму аккреционной призмы.

Таким образом, протолит изученных пород Ононского и Янканского террейнов представлен, в основном, песчано-алевролитовыми разностями, с подчиненным количеством кремнистых разновидностей и пелитов.

Первое защищаемое положение:

Исходным материалом при формировании изученных толщ Ононского и Янканского террейнов послужили породы среднего-кислого состава - вулканогенный материал зрелых островных дуг и, возможно, активных континентальных окраин, что подтверждается данными петрохимических модулей и мультикомпонентными диаграммами макрокомпонентов.

ГЛАВА 3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОНОНСКОГО И ЯНКАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ

3.1. Редкоземельная характеристика метаосадочных пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна

Редкоземельные элементы для многих геологических процессов являются индикаторами особенностей геодинамических обстановок их протекания. Терригенные породы, с одной стороны, имеют смешанный, усредненный характер распределения REE. С другой, в них сохраняются некоторые черты преобладающих пород источника сноса материала осадков. Для анализа особенностей седиментации изученных свит и состава пород областей размыва, поставляющих исходный материал, как раз важны геохимические данные по распределению REE и других редких элементов, которые в ряде случаев могут быть более чувствительными индикаторами, чем макросостав осадков.

Изучение редкоземельных элементов, а также мультикомпонентного состава метаосадочных пород ононской, чиндантской, усть-борзинской свит, а также пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна никогда не проводилось. Анализ их содержаний может дать более четкие основания, чем по петрохимии, говорить о составе источников сноса. С помощью ICP-MS анализа определен состав редких элементов (табл. 4 - 9), выделяются следующие группы элементов, поведение которых будет охарактеризовано ниже:

- 1) Редкоземельные элементы (REE)
- 2) Крупноионные литофильные элементы (LILE) – K, Rb, Ba, Sr
- 3) Группа высокозарядных элементов (HFSE) – Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, связанных с акцессорными минералами
- 4) Элементы группы железа – Co, V, Sc, Ni, Cr, связанных с основными магматическими породами

Редкоземельные спектры метатерригенных пород чиндантской свиты (рис. 3.1.1) имеют однотипный характер и приближены к спектру верхней континентальной коры (ВКК). В спектрах РЗЭ практически отсутствует Eu-аномалия ($Eu/Eu^*_{nPAAS}=0.67-0,80$), $Ce/Ce^*_{nPAAS} = 0.92-1.06$, $La/Yb_{nPAAS}=0,82-0,83$, $Gd/Yb_{nPAAS}=1,22-1,24$ (табл. 4). Близость составов метапесчаников чиндантской свиты к ВКК предполагает, что их формирование происходило за счет разрушения пород зрелой континентальной коры. На график также нанесены поля составов осадков пассивных и активных континентальных окраин в качестве возможных источников сноса материала. Для метапесчаников чиндантской свиты прослеживается тенденция близости редкоземельных спектров к ним.

Метапесчаник ононской свиты отличается иным характером поведения редкоземельных элементов, более низкими содержаниями Се-группы РЗЭ по сравнению с чиндантскими метапесчаниками и редкоземельным составом ВКК. Для метапесчаника ононской свиты характерно наличие отрицательной Eu-аномалии ($Eu/Eu^*_{nPAAS} = 0.48$), Се-аномалии ($Ce/Ce^*_{nPAAS} = 0.59$), $La/Yb_{nPAAS} = 1.05$. Отношение $Gd/Yb_{nPAAS} = 1,93$ характеризует полого-наклонное распределение в области тяжелых РЗЭ (табл. 4). В целом обеднение элементами Се-группы в метапесчанике ононской свиты может быть связано с участием базитового материала в составе протолита (размывались основные породы).

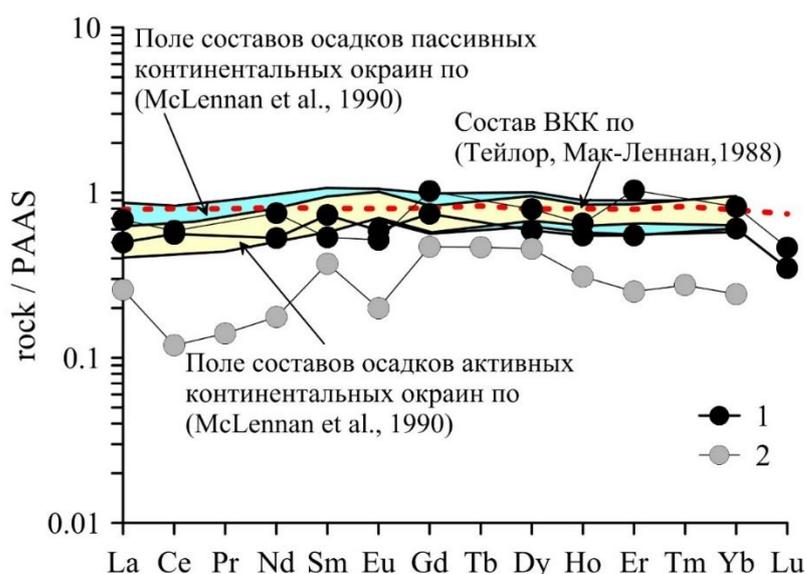


Рис.3.1.1. Спектры распределения редкоземельных элементов в метапесчаниках чиндантской (1) и ононской (2) свит, нормированные к PAAS (постархейский средний глинистый сланец Австралии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]).

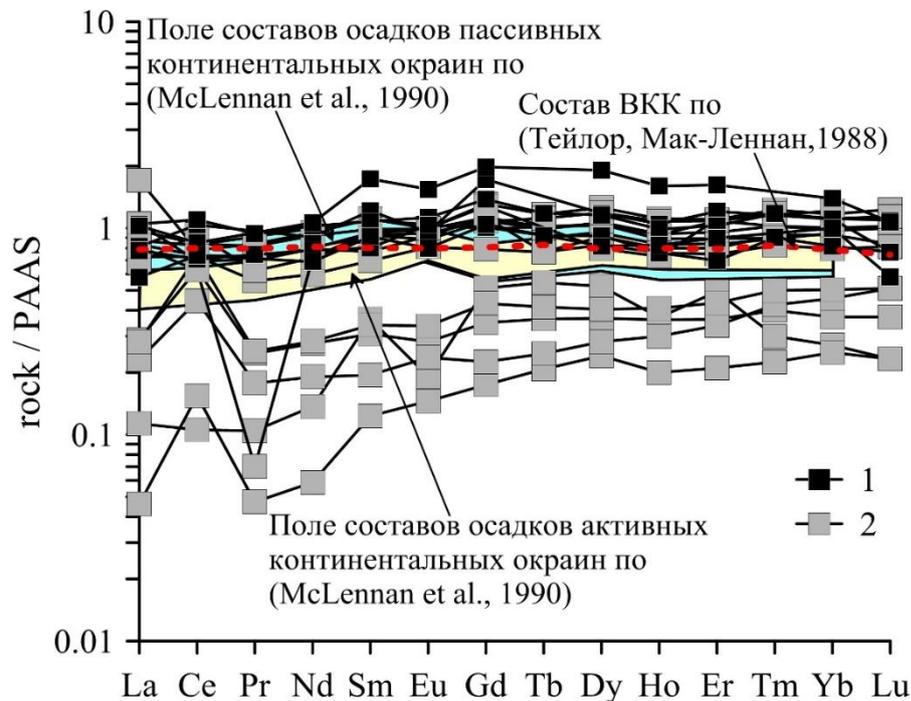


Рис.3.1.2. Спектры распределения редкоземельных элементов в метаалевролитах чиндантской (1) и ононской (2) свит, нормированные к PAAS (постархейский средний глинистый сланец Австралии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]).

В слабо дифференцированных спектрах распределения РЗЭ метаалевролитов чиндантской свиты (рис. 3.1.2) также прослеживается сходство с поведением РЗЭ в среднем составе ВКК, и даже превышен уровень их накопления в последней. Видимо, источником их обломочного материала служили также породы близкого к ВКК состава, что было отмечено при анализе положения метаалевролитов этой свиты на петрохимических диаграммах. Характерно наличие отрицательной Eu-аномалии (величина $Eu/Eu^*_{nPAAS}=0.65-1.14$), $Ce/Ce^*_{nPAAS} = 0.91-1.12$, $La/Yb_{nPAAS}=0.58-0.95$, $Gd/Yb_{nPAAS}=1,04-1,56$ (табл. 4).

В метаалевролитах ононской свиты отмечаются более низкие концентрации РЗЭ в сравнении с ВКК. Присутствие Ce-максимумов объясняется подвижностью этого элемента в условиях теплого, влажного климата в бассейнах осадконакопления. Величина $Eu/Eu^*_{nPAAS} = 0.44-1.12$, $Ce/Ce^*_{nPAAS} = 0.95-3.31$, $La/Yb_{nPAAS} = 0.18-1.05$, $Gd/Yb_{nPAAS} = 0,49-1,89$ (табл. 4). Прослеживается обогащение тяжелыми редкоземельными элементами, а также близость к спектрам распределения РЗЭ в базальтах. Видимо, немаловажную роль при накоплении осадков этой свиты играли основные магматические породы.

Спектры РЗЭ в метааргиллитах чиндантской свиты также слабо дифференцированы (рис.3.1.3). Содержания РЗЭ в них заметно выше уровня ВКК и выше эталонных полей осадков континентальных окраин. Для метааргиллитов чиндантской свиты величина $Eu/Eu^*_{nPAAS} = 0.64-1.04$, $Ce/Ce^*_{nPAAS} = 0.93-1.11$, $La-Yb_{nPAAS} = 0.71-1.02$, $Gd/Yb_{nPAAS} = 1,19-1,58$ (табл. 4).

Метааргиллиты ононской свиты имеют более низкий уровень накопления РЗЭ в сравнении с ВКК и аргиллитами чиндантской свиты. Величина $Eu/Eu^*_{nPAAS} = 0.99-1.59$, $Ce/Ce^*_{nPAAS} = 0.79-1.39$, $La-Yb_{nPAAS} = 0.15-0.91$, $Gd/Yb_{nPAAS} = 0,92-1,01$ (табл. 4). Для них повторяется та же особенность распределения редких земель, что и в описанных выше метапесчаниках и метаалевролитах (см. рис.3.1.1-3.1.2).

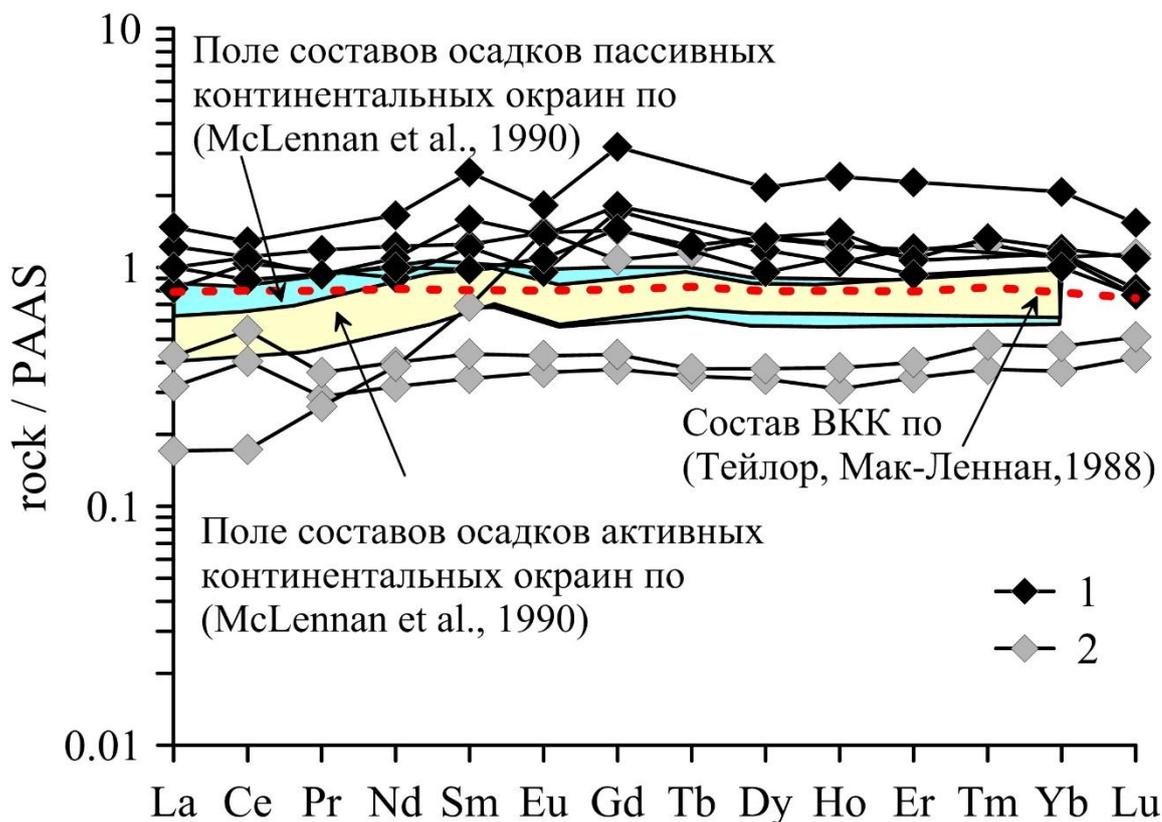


Рис.3.1.3. Спектры распределения редкоземельных элементов в метааргиллитах чиндантской (1) и ононской (2) свит, нормированные к PAAS (постархейский средний глинистый сланец Австралии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]).

Метакремни ононской свиты характеризуются следующими отношениями: слабовыраженной Eu-аномалией ($Eu/Eu^*_{nPAAS} = 0,92-1.49$), $Ce/Ce^*_{nPAAS} = 0.69-0.97$,

$La-Yb_{nPAAS} = 0.69-0.93$ (табл. 4). Одна проба (Ку 19-4) близка к спектру распределения РЗЭ в ВКК, при этом незначительно превышает его.

Вторая проба Ку19-3 по распределению РЗЭ ниже уровня ВКК, но идентична поведению РЗЭ в поле глубоководных кремнистых осадков, формирующихся вдали от континентальных склонов [Plank, Langmuir, 1998]. В ней отмечается преобладание тяжелых РЗЭ над легкими ($Gd/Yb_{nPAAS} = 1,14-1,21$).

На основании двух проб метакремней оной свиты видно, что редкоземельные спектры резко отличаются от уровня ВКК, что свидетельствует об отложении этих пород в условия шельфа, так и о присутствии глубоководных кремнистых пород (рис.3.1.4).

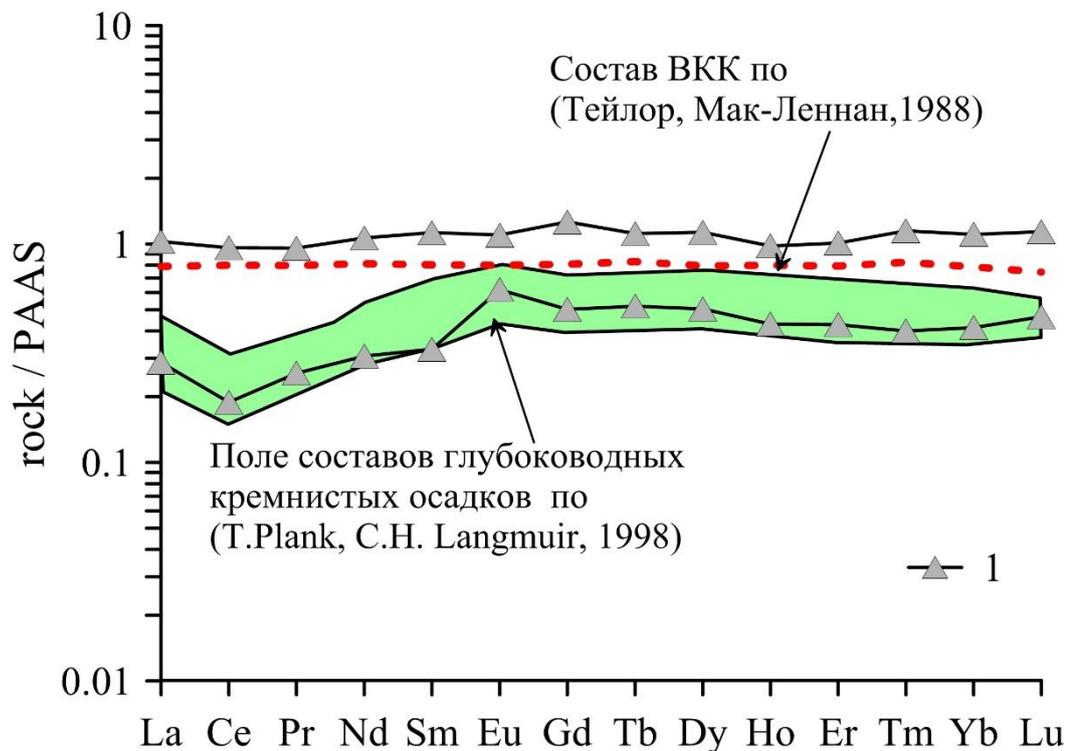


Рис.3.1.4. Спектр распределения редкоземельных элементов в метакремнях (1) оной свиты, нормированный к PAAS (постаршейский средний глинистый сланец Австралии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]).

По редкоземельным характеристикам метаосадочных пород Оловянинско-Чиндантского участка Оной территории можно предположить, что при формировании осадочных литотипов оной свиты, в отличие от чиндантской, существовала добавка основного магматического материала.

Ононская свита является менее зрелой, поскольку представляет собой смесь материала разной природы (среднего, основного), а чиндантская свита, состоящая в целом из метаалевролитов и метааргиллитов, более зрелая, материал ее достаточно хорошо отсортирован и перетерт (рис.3.1.3).

Таблица 4. Выборочные отношения редких элементов в метаосадочных породах ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна

Объект	ононская свита																	
	СЛ			ПСЧ		СЛ										ПСЧ	СЛ	МК
Тип протолита	АЛВ													АРГ			СИЛ	
	К _у 19	К _у 19-1	К _у 19-5	К _у 19-6	К _у 19-7	К _у 19-8	К _у 20	К _у 24-2	К _у 24-3	К _у 24-5	К _у 24-6	К _у 24-7	Be 83	К _у 22	К _у 24	К _у 24-1	К _у 19-3	К _у 19-4
(La/Yb) _n	1.20	0.90	1.09	0.76	0.33	1.05	0.13	0.65	0.56	0.44	0.36	0.40	0.67	0.62	0.65	0.11	0.69	1.25
(La/Sm) _n	1.74	1.08	0.67	0.66	0.29	1.09	0.24	0.67	0.61	0.48	0.76	0.54	0.85	0.60	0.63	0.16	0.87	1.06
(Gd/Yb) _n	1.12	1.21	1.15	1.93	1.89	1.08	0.70	0.99	0.94	0.97	0.49	0.86	1.05	1.02	0.92	0.98	1.21	1.14
Eu/Eu*	0.64	0.97	1.11	0.19	0.22	0.65	3.06	3.32	2.59	2.69	3.38	2.70	0.89	3.08	2.99	4.99	1.49	0.87
Ce/Ce*	0.62	0.95	0.94	0.60	0.97	0.79	3.31	1.14	2.36	1.44	2.18	2.74	0.87	1.34	1.38	0.80	0.69	0.97
Th/Co	1.51	2.29	2.25	32.47	20.42	0.86	8.66	1.28	0.89	1.39	0.33	0.30	–	0.63	0.47	0.01	0.05	1.84
Th/Sc	0.94	1.33	0.81	6.99	–	0.86	1.53	1.05	0.99	0.97	0.47	1.12	–	0.97	0.95	0.00	0.09	1.35
La/Co	8.03	5.19	6.83	15.18	4.09	4.04	3.55	4.25	3.02	3.93	1.01	1.03	3.10	1.72	2.24	0.15	0.61	6.31
La/Sc	5.00	3.02	2.47	3.27	–	4.00	0.62	3.50	3.37	2.74	1.45	3.87	1.55	2.64	4.50	0.11	0.99	4.64
Co/Th	0.66	0.44	0.44	0.03	0.05	1.16	0.12	0.78	1.13	0.72	3.07	3.34	–	1.58	2.12	192.03	18.37	0.54
La/Th	5.33	2.26	3.03	0.47	0.20	4.68	0.41	3.33	3.40	2.83	3.09	3.45	–	2.72	4.74	29.01	11.13	3.43

Объект	чиндантская свита											
	СЛ		ПСЧ	СЛ	АЛВ	СЛ	АЛВ		СЛ	АЛВ	ПСЧ	
Тип породы	АЛВ					АРГ	АРГ				ПСМ	
Тип протолита	Ку 33	Ку 33-1	Ку 33-4	Ку 33-5	Ку 33-8	Ку 32	Ку 33-3	Ку 34-2	Ку 34-9	Ку 35	Ку 31-4	Ку 35-1
(La/Yb) _n	0.61	0.94	0.95	0.74	0.58	1.02	0.74	0.71	0.88	1.00	0.83	0.82
(La/Sm) _n	1.39	0.97	0.97	0.59	0.64	0.98	0.67	0.59	0.63	1.02	1.28	0.68
(Gd/Yb) _n	1.13	1.24	1.24	1.42	1.04	1.19	1.56	1.54	1.58	1.45	1.24	1.23
Eu/Eu*	0.53	0.92	1.14	0.83	0.82	1.04	0.65	0.64	0.80	0.90	0.67	0.80
Ce/Ce*	0.95	1.02	0.95	0.91	1.12	0.95	1.12	0.93	1.05	0.94	0.92	1.06
Th/Co	–	2.79	1.68	–	–	1.28	–	–	–	–	–	–
Th/Sc	–	0.85	0.84	–	–	0.85	–	–	–	–	–	–
La/Co	3.58	6.87	4.94	1.70	3.19	3.88	1.82	2.24	3.45	3.80	4.00	2.88
La/Sc	1.89	2.10	2.47	1.39	1.29	2.57	1.82	3.11	1.65	3.45	3.94	2.38
Co/Th	–	0.36	0.60	–	–	0.78	–	–	–	–	–	–
La/Th	–	2.47	2.94	–	–	3.04	–	–	–	–	–	–

Примечание. Здесь и далее СЛ – сланец, ПСЧ (ПСМ) – песчаник (псаммитолит), АЛВ – алевролит, АРГ – аргиллит, МК – микрокварцит, СИЛ – силицит, ФСЛ – филлитовидный сланец. Содержания элементов приведены в мкг/г. Прочерки в таблицах – нет данных.

3.2. Редкоземельная характеристика метаосадочных пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна

В метапесчаниках усть-борзинской свиты (рис.3.2.1) тренды РЗЭ имеют деплетированный характер в отношении легких редкоземельных элементов. $(La/Sm)_{nPAAS}$ варьирует от 0,54 до 0,85. Величина $Eu/Eu^*_{nPAAS} = 1.18-1.29$, $Ce/Ce^*_{nPAAS} = 0.92-1.08$, $La/Yb_{nPAAS} = 0.38-1.15$, $Gd/Yb_{nPAAS} = 0.76-1.12$ (табл. 5). Концентрация легких РЗЭ ниже, чем в среднем составе ВКК. Часть спектров РЗЭ попадает в эталонные поля осадков активных и пассивных континентальных окраин, а другая часть опускается существенно ниже их, что свидетельствует о добавке основного вулканогенного материала.

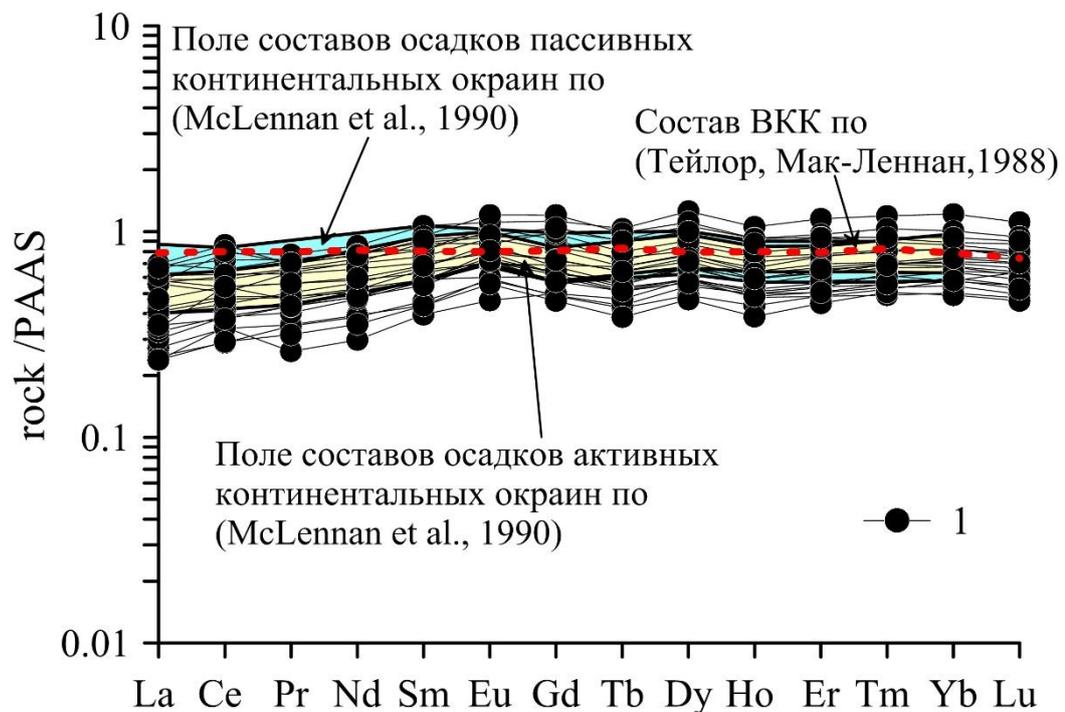


Рис.3.2.1. Спектры распределения редкоземельных элементов в метапесчаниках усть-борзинской (1) свиты, нормированные к PAAS (постархейский средний глинистый сланец Австралии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]).

В метаалевролитах усть-борзинской свиты (рис.3.2.2) величина $Eu/Eu^*_{nPAAS} = 0.96-1.26$, $Ce/Ce^*_{nPAAS} = 0.96-1.05$, $La/Yb_{nPAAS} = 0.74-1.05$, $Gd/Yb_{nPAAS} = 1.04-1.29$ (табл. 5). В некоторых пробах спектры РЗЭ превышают уровень накопления РЗЭ в ВКК, а также заметно выше эталонных полей. Такая тенденция может говорить о существенной добавке материала риолитового

состава. Наблюдается тенденция обеднения легкими редкоземельными элементами относительно тяжелой части спектра.

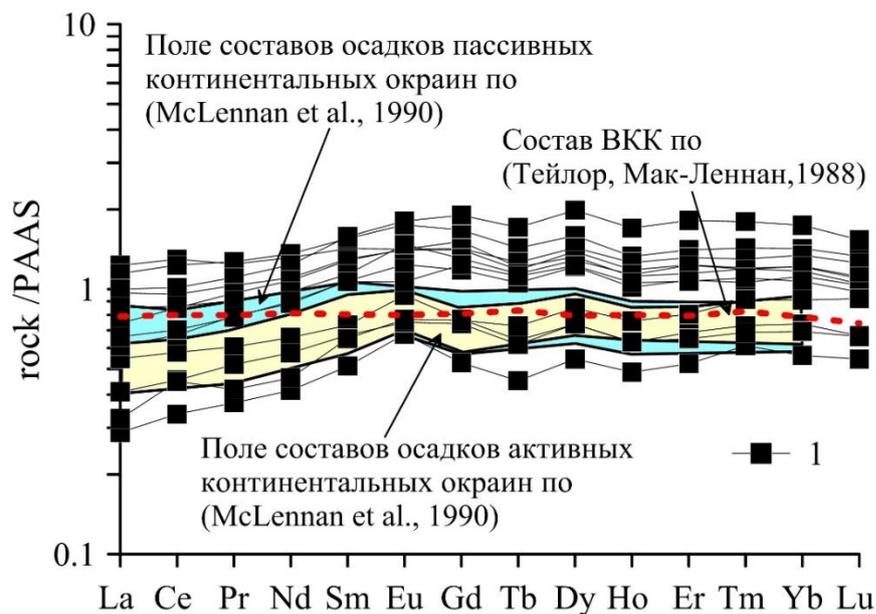


Рис.3.2.2. Спектры распределения редкоземельных элементов в метаалевролитах (1) усть-борзинской свиты, нормированные к ПААС (постархейский средний глинистый сланец Австралии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]).

Для метааргиллита (рис. 3.2.3) величина $Eu/Eu^*_{\text{ПААС}} = 0.96$, $Ce/Ce^*_{\text{ПААС}} = 1.29$, $La/Yb_{\text{ПААС}} = 0.34$, $Gd/Yb_{\text{ПААС}} = 0.97$ (табл. 5). Спектр РЗЭ аргиллита характеризуется некоторым снижением Ce редких земель, сопоставимых с полем осадков АКО.

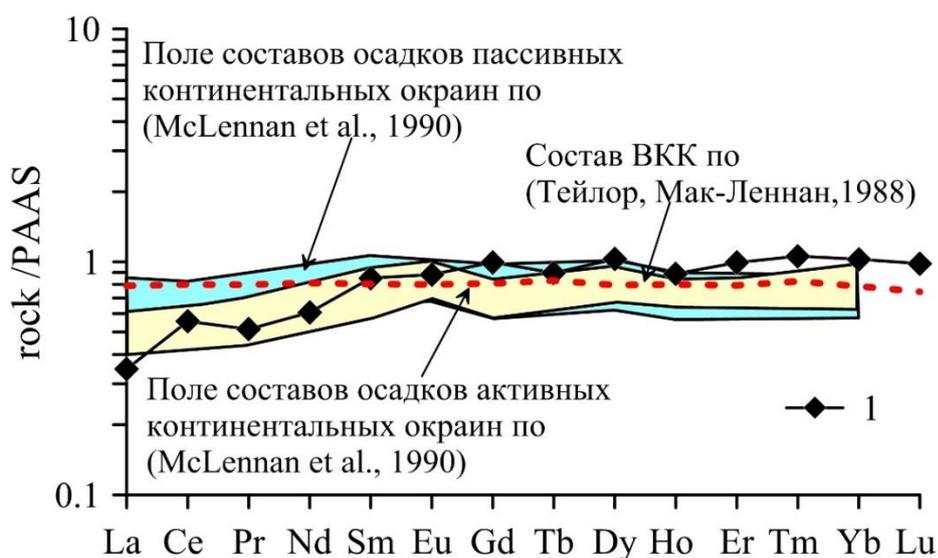


Рис.3.2.3. Спектры распределения редкоземельных элементов в метааргиллите (1) усть-борзинской свиты, нормированные к ПААС (постархейский средний глинистый сланец Австралии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]).

Во всех трех типах пород усть-борзинской свиты прослеживается тенденция незначительного обеднения легкими РЗЭ относительно тяжелой части спектра, что сближает их со спектрами РЗЭ вулканитов активных континентальных окраин.

Таблица 5. Выборочные отношения редких элементов в метаосадочных породах усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна

Объект	усть-борзинская свита											
Тип породы	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	МК	ПСЧ	ПСЧ	СЛ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ
Тип протолита	ПСМ											
Проба	СА 15-32	СА 15-33	СА 15-38	СА 15-39	СА 15-40	СА 15-42	СА 15-44	СА 15-46	СА 15-58	СА 15-60	СА 15-62	СА 15-63
(La/Yb) _n	0.59	0.78	0.85	0.68	0.64	0.47	0.38	0.67	0.42	0.48	0.42	0.76
(La/Sm) _n	0.60	0.77	0.85	0.69	0.61	0.62	0.54	0.69	0.52	0.56	0.52	0.75
(Gd/Yb) _n	1.00	1.08	1.12	1.02	1.29	0.84	0.76	1.03	0.87	0.93	0.84	1.10
Eu/Eu*	1.29	1.18	1.21	1.21	1.08	1.28	1.23	1.20	1.32	1.23	1.04	1.01
Ce/Ce*	0.98	0.94	0.92	0.99	0.37	1.08	0.97	0.96	1.09	1.02	1.34	1.04
Th/Co	1.59	2.09	1.81	2.19	0.28	2.12	3.08	1.81	3.08	2.26	4.46	1.16
La/Co	1.37	2.36	2.23	2.15	0.75	1.16	1.47	1.85	1.60	1.45	1.77	1.25
Co/Th	0.63	0.48	0.55	0.46	3.63	0.47	0.32	0.55	0.32	0.44	0.22	0.86
La/Th	0.86	1.13	1.23	0.98	2.71	0.55	0.48	1.02	0.52	0.64	0.40	1.07

Объект	усть-борзинская свита										
Тип породы	ПСЧ	ПСЧ	МК	СЛ	ПСЧ	ПСЧ	СЛ	СЛ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ
Тип протолита	ПСМ										
Проба	СА 15-66	СА 15-67	СА 15-68	СА 15-69	СА 15-71	СА 15-72	СА 15-75	СА 15-78	СА 15-83	СА 15-84	СА 15-91
(La/Yb)n	1.15	0.55	0.78	0.87	0.41	0.64	0.48	0.61	0.81	0.72	0.63
(La/Sm)n	0.92	0.63	0.73	0.86	0.60	0.70	0.54	0.64	0.73	0.73	0.69
(Gd/Yb)n	1.27	0.99	1.10	1.04	0.87	1.01	0.94	0.99	1.40	1.12	0.98
Eu/Eu*	1.12	0.93	1.01	1.09	1.03	1.18	1.24	1.29	1.12	0.98	1.15
Ce/Ce*	0.95	0.85	1.06	1.01	1.37	1.06	1.05	0.96	1.24	1.18	1.05
Th/Co	3.55	1.74	6.45	4.93	0.92	4.58	2.30	3.31	0.38	0.90	1.58
La/Co	4.62	1.40	5.49	4.56	0.66	3.11	1.54	2.96	0.67	1.06	1.46
Co/Th	0.28	0.58	0.16	0.20	1.08	0.22	0.44	0.30	2.64	1.11	0.63
La/Th	1.30	0.81	0.85	0.93	0.72	0.68	0.67	0.90	1.78	1.17	0.93

Объект	усть-борзинская свита													
Тип породы	ПСЧ	АЛВ	АЛВ	АЛВ	СЛ	АЛВ	ПСЧ	АЛВ	АЛВ	СЛ	СЛ	СЛ	СЛ	АЛВ
Тип протолита	АЛВ													АРГ
Проба	СА 15-31	СА 15-34	СА 15-35	СА 15-37	СА 15-57	СА 15-59	СА 15-61	СА 15-65	СА 15-73	СА 15-76	СА 15-81	СА 15-82	СА 15-92	СА 15-70
(La/Yb) _n	0.74	1.05	0.80	0.80	0.55	0.57	0.55	0.47	0.70	0.62	0.51	0.59	0.36	0.34
(La/Sm) _n	0.75	0.86	0.74	0.74	0.57	0.63	0.58	0.53	0.75	0.62	0.56	0.61	0.50	0.41
(Gd/Yb) _n	1.04	1.29	1.17	1.16	1.06	1.09	1.06	0.92	1.07	1.16	0.94	1.07	0.84	0.97
Eu/Eu*	1.26	0.96	1.09	1.04	1.10	1.04	1.05	1.01	1.21	0.93	1.30	1.06	1.09	0.96
Ce/Ce*	1.00	1.05	1.02	0.96	0.95	0.96	0.99	1.17	0.98	0.97	1.02	0.98	1.21	1.29
Th/Co	1.88	1.20	2.02	3.14	1.84	0.82	2.99	1.86	1.14	1.94	1.99	2.31	2.77	4.23
La/Co	2.04	1.79	1.96	3.64	1.30	1.12	2.22	1.17	1.44	1.77	1.35	1.79	1.18	1.57
Co/Th	0.53	0.84	0.50	0.32	0.54	1.21	0.33	0.54	0.88	0.52	0.50	0.43	0.36	0.24
La/Th	1.09	1.49	0.97	1.16	0.71	1.35	0.74	0.63	1.26	0.91	0.68	0.78	0.42	0.37

Примечание. Здесь и далее СЛ – сланец, ПСЧ (ПСМ) – песчаник (псаммитолит), АЛВ – алевролит, АРГ – аргиллит, МК – микрокварцит, СИЛ – силицит, ФСЛ – филлитовидный сланец. Содержания элементов приведены в мкг/г. Прочерки в таблицах – нет данных.

3.3. Редкоземельная характеристика пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна

В метапесчаниках Янканского террейна (рис.3.3.1) величина $Eu/Eu^*_{nPAAS} = 0.48-0.94$, $Ce/Ce^*_{nPAAS} = 0.54-1.53$, $La/Yb_{nPAAS} = 0.37-1.11$, $Gd/Yb_{nPAAS} = 0.69-1.12$ (табл. 6). Расположение спектров РЗЭ метапесчаников превышает уровень накопления РЗЭ в ВКК. Появление в спектрах REE Eu-минимума свидетельствует о преобладании гранитного материала в источнике сноса.

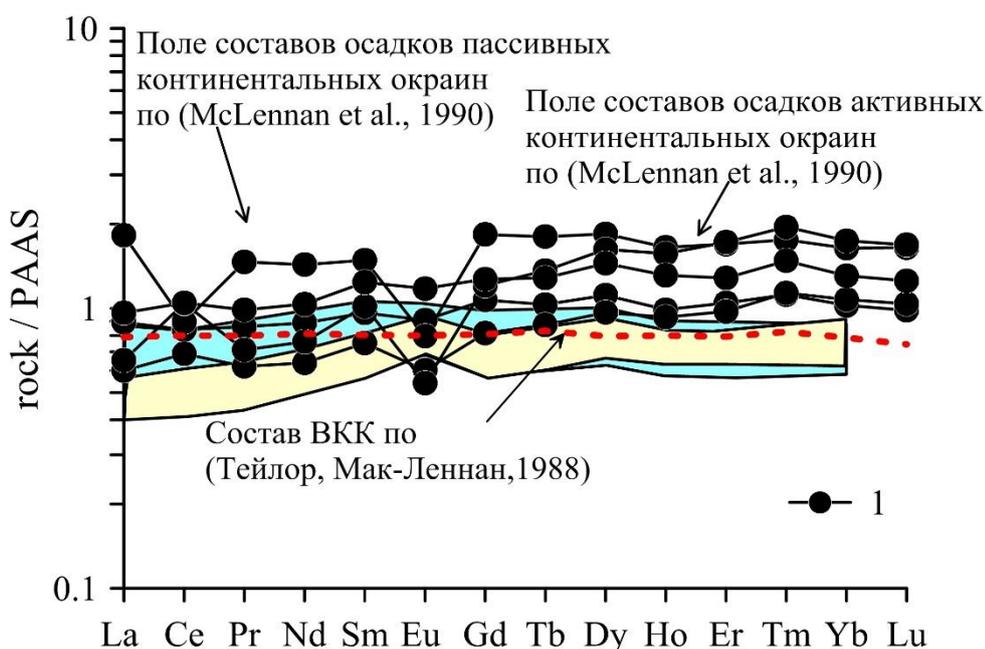


Рис.3.3.1. Спектры распределения редкоземельных элементов в метапесчаниках (1) Янканского террейна, нормированные к PAAS (постархейский средний глинистый сланец Австралии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]).

Редкоземельные спектры метаалевролитов располагаются заметно выше уровня ВКК и выходят за границы полей осадков континентальных окраин. Имеется тенденция обогащения в тяжелой части спектра ($Gd/Yb_{nPAAS} = 0.98-1.00$). Величина $Eu/Eu^*_{nPAAS} = 0.78-1.09$, $Ce/Ce^*_{nPAAS} = 1.03-1.21$, $La/Yb_{nPAAS} = 0.46-0.74$ (табл. 6).

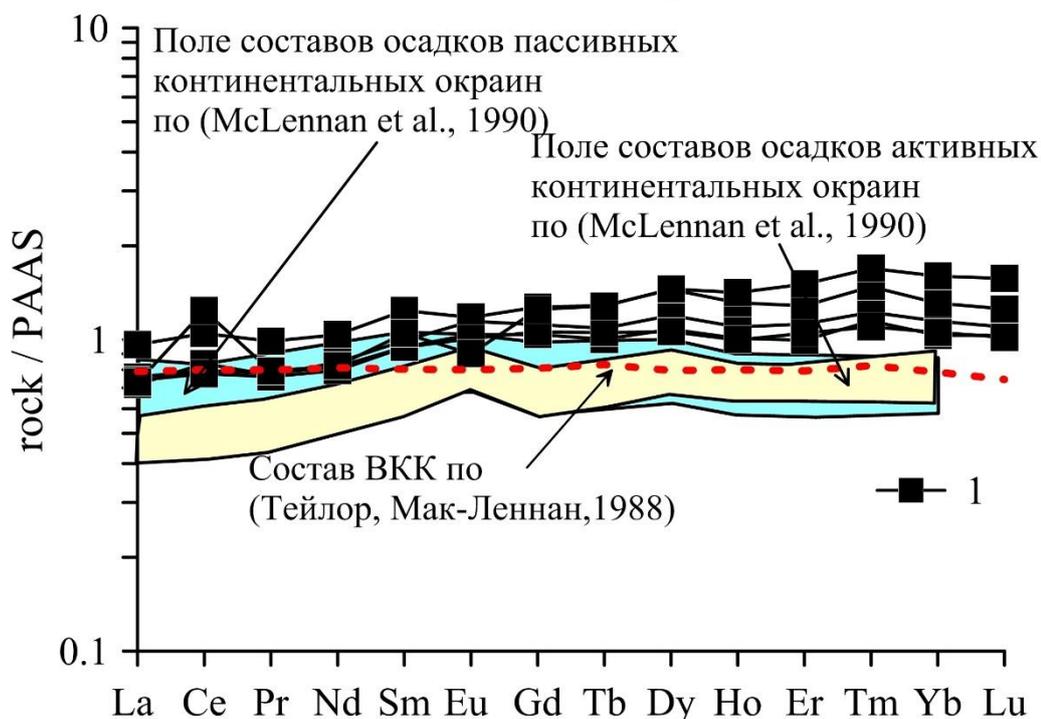


Рис.3.3.2. Спектры распределения редкоземельных элементов в метаалевролитах (1) Янканского террейна, нормированные к PAAS (постархейский средний глинистый сланец Австралии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]).

Своеобразно поведение метакремней Янканского террейна (рис.3.3.3), уровень накопления легких редкоземельных элементов в них значительно ниже среднего состава ВКК, при этом в единичной пробе прослеживается положительная цериевая аномалия (колебания отношения Ce/Ce^* варьируют от 0,69 до 3,53). Величина $Eu/Eu^*=0.82-1.00$, $Ce/Ce^* = 0.69-3.53$, $La/Yb_n=0.22-0.99$, $Gd/Yb_n = 0.68-1.30$ (табл. 6).

Спектры РЗЭ силицитоцитов Янканского террейна, действительно, соответствуют спектрам глубоководных кремнистых осадков.

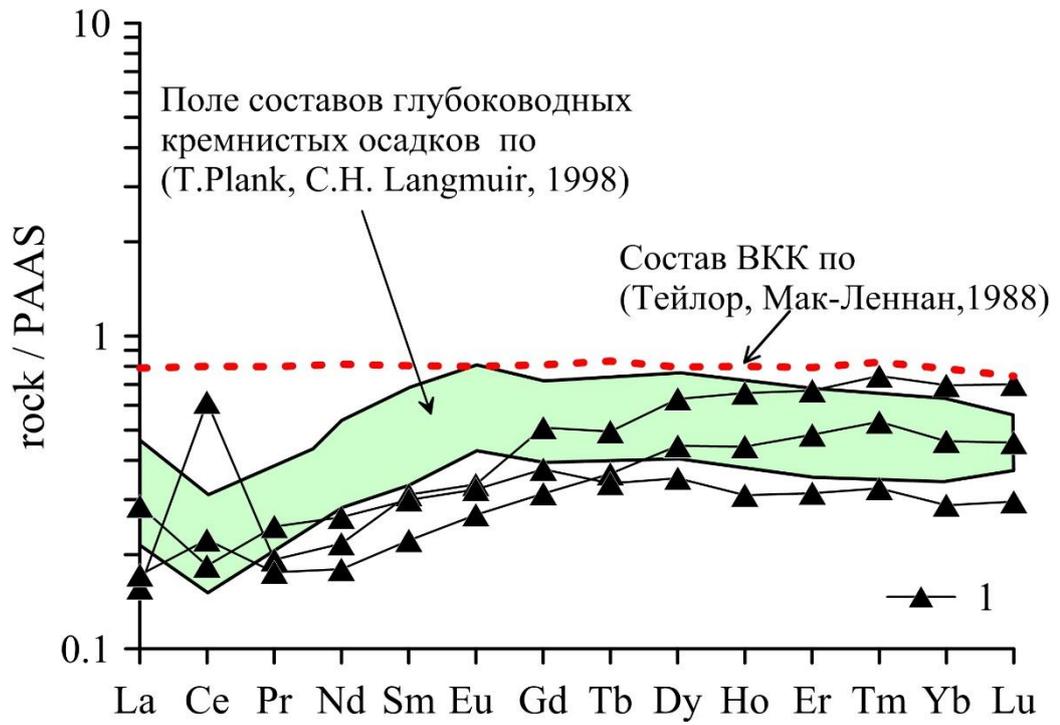


Рис.3.3.3. Спектры распределения редкоземельных элементов в силицитолитах (1) Янканского террейна, нормированные к PAAS (постархейский средний глинистый сланец Австралии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]).

Таблица 6. Выборочные отношения редких элементов в породах метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна

Объект	метаосадочная толща S? - D бассейна р.Тукси												
	СЛ	МК			ФСЛ	МК	СЛ	СЛ	ФСЛ	ФСЛ	ФСЛ	МК	СЛ
Тип породы	ПСМ					АЛВ					СИЛ		
Тип протолита	ПСМ					АЛВ					СИЛ		
Проба	Ту-1-2	Ту-1-3	Ту-1-10	Ту-1-11	Ту-2-4	Ту-1	Ту-1-1	Ту-4	Ту-4-1	Ту-4-2	Ту-1-4	Ту-1-5	Ту-2-3
(La/Yb)n	0.87	1.11	0.56	0.37	0.74	0.73	0.63	0.74	0.70	0.46	0.22	0.37	0.99
(La/Sm)n	0.92	1.23	0.80	0.64	0.78	0.80	0.72	0.78	0.78	0.70	0.50	0.78	0.96
(Gd/Yb)n	1.04	1.12	0.76	0.69	0.97	1.00	0.98	0.97	1.00	0.78	0.73	0.68	1.30
Eu/Eu*	0.89	0.48	0.77	0.49	0.94	1.05	1.09	0.94	1.01	0.78	0.82	1.00	0.96
Ce/Ce*	0.96	0.54	1.13	1.53	1.41	1.03	1.13	1.07	1.21	1.04	3.53	1.28	0.69
Th/Co	3.77	21.77	9.30	18.10	7.71	2.67	1.51	3.85	2.14	6.80	0.50	1.42	0.26
Th/Sc	2.12	9.22	1.80	3.28	0.89	0.87	0.67	1.21	0.80	1.86	0.60	0.65	0.41
La/Co	3.30	21.58	5.47	6.83	8.46	2.46	1.45	2.55	1.56	4.21	0.39	0.59	1.13
La/Sc	1.86	9.14	1.06	1.24	0.98	0.80	0.65	0.80	0.58	1.16	0.47	0.27	1.75
Co/Th	0.26	0.05	0.11	0.06	0.13	0.37	0.66	0.26	0.47	0.15	1.99	0.70	3.81
La/Th	0.87	0.99	0.59	0.38	1.10	0.92	0.96	0.66	0.73	0.62	0.78	0.42	4.29

Примечание. Здесь и далее СЛ – сланец, ПСЧ (ПСМ) – песчаник (псаммитолит), АЛВ – алевролит, АРГ – аргиллит, МК – микрокварцит, СИЛ – силицит, ФСЛ – филлитовидный сланец. Содержания элементов приведены в мкг/г. Прочерки в таблицах – нет данных.

3.4. Многокомпонентная микроэлементная характеристика метаосадочных пород олонской и чиндантской свит Оловянинско- Чиндантского участка Олонского террейна

По сравнению со средним составом ВКК метапесчаник олонской свиты обеднен Ba, Nb, La, Ce, Sr, Nd, Gd, Ti, Dy, Er, Li, Y, Co, Sc, V, Cr (табл.7). Превышают уровень ВКК концентрации Rb, Th, U, Pb (рис.3.4.1).

Низкие концентрации Co и V говорят об отсутствии примеси органического вещества в метапесчаниках олонской свиты.

В метапесчаниках чиндантской свиты концентрации микроэлементов немного ниже, чем в среднем микроэлементном составе ВКК. Незначительно превышен уровень концентрации Gd и Li.

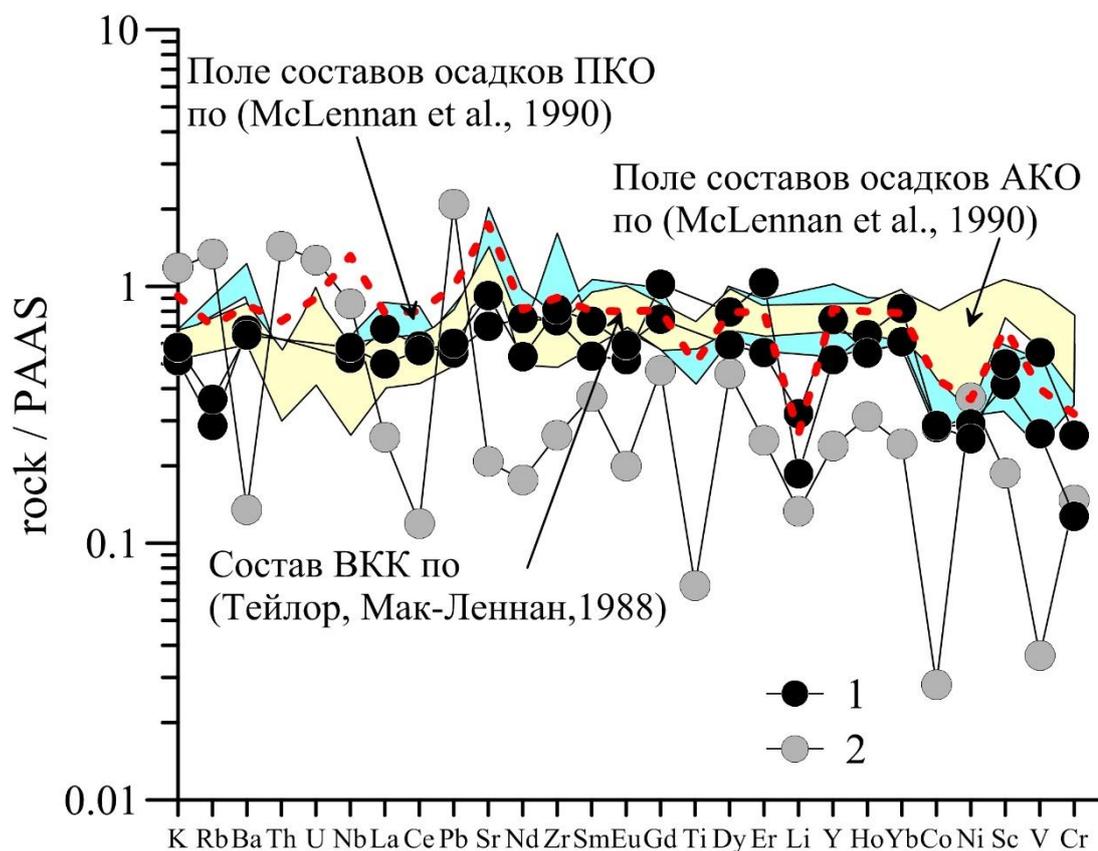


Рис.3.4.1. Нормированный спектр распределения редких элементов в метапесчаниках чиндантской (1) и олонской (2) свит.

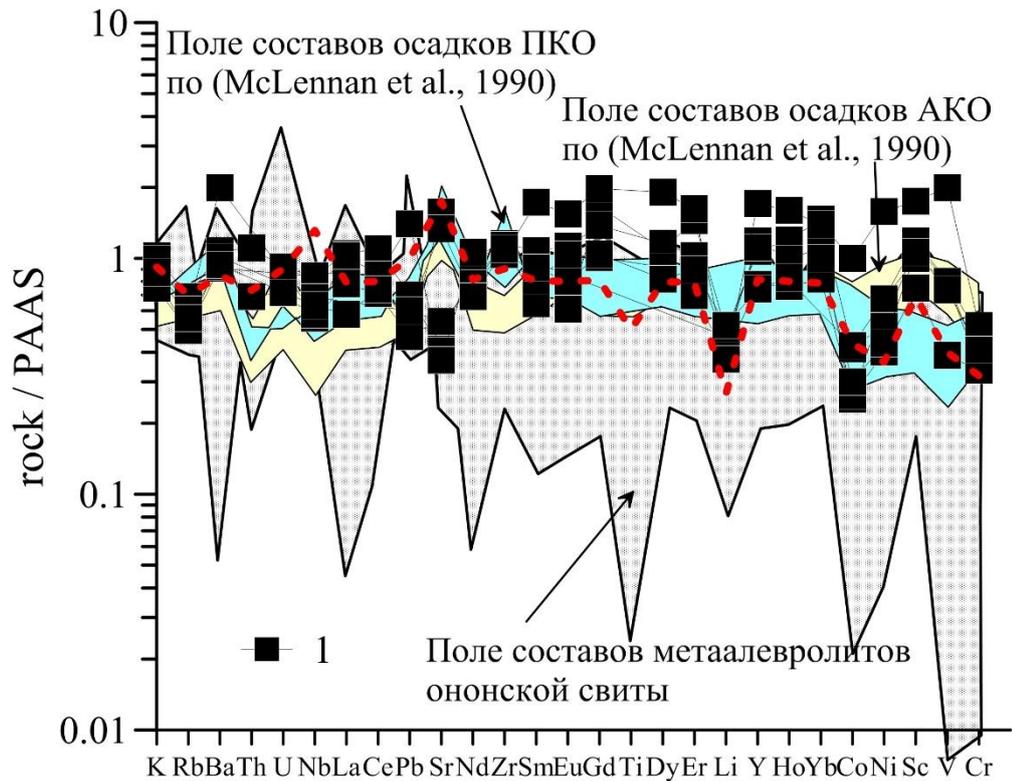


Рис.3.4.2. Нормированный спектр распределения редких элементов в метаалевролитах чиндантской (1) и ононской (показана полем) свит. Пунктиром показан валовый состав верхней континентальной коры.

В метаалевролитах ононской свиты (рис.3.4.2) наблюдается существенное обеднение всеми микрокомпонентами относительно ВКК, за исключением Rb, Th, U, La, Ce, Pb, Gd, Dy, Ni, Sc.

В метаалевролитах чиндантской свиты концентрация Ba превышает почти в два раза уровень накопления элементов в ВКК. Отмечены низкие содержания Rb, Nb, Sr, Co (табл. 7).

Чем более отсортированы и зрелы осадки, тем ближе их спектры к верхней континентальной коре. Соответственно, наиболее зрелая свита – чиндантская, менее зрелая – ононская.

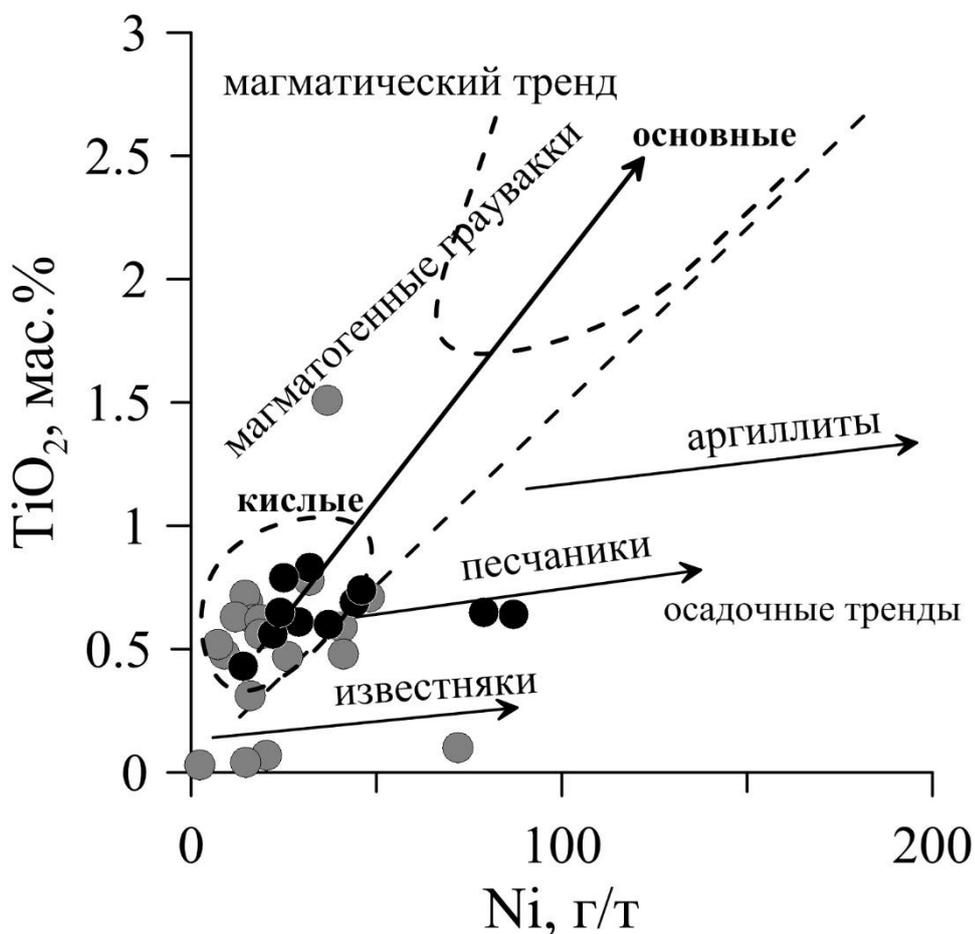


Рис. 3.4.3. Диаграмма TiO_2 -Ni для метаосадочных пород чиндантской (черные символы) и ононской (серые символы) свит Ононского террейна по [Floyd et al, 1989].

На основании бинарной диаграммы TiO_2 -Ni [Floyd et al, 1989] можно также судить о составе источника пород (рис.3.4.3). Большинство составов пород чиндантской и ононской свит принадлежат полю кислых вулканитов, вероятно, послуживших исходным, материнским материалом для их формирования.

Некоторые точки составов пород ононской свиты с содержанием Ni (менее 25 г/т) и TiO_2 соответственно, а также чиндантской свиты несколько тяготеют к осадочным трендам, а не к магматогенным. Это можно объяснить участием переотложенного карбонатного материала.

Таблица 7. Содержания редкоземельных и редких элементов в метасадочных породах олонской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна

Объект	олонская свита																		
Тип породы	СЛ			ПСЧ		СЛ								ПСЧ	СЛ		МК		
Тип протолита	АЛВ													АРГ			ПСМ	СИЛ	
Проба	Ку 19	Ку 19-1	Ку 19-5	Ку 19-6	Ку 19-7	Ку 19-8	Ку 20	Ку 24-2	Ку 24-3	Ку 24-5	Ку 24-6	Ку 24-7	Бе 83	Ку 22	Ку 24	Ку 24-1	Бе 83-1	Ку 19-3	Ку 19-4
Li	26	26	24	10	10	48	5.9	46	26	48	32	30	30	35	30	44	28	5	28
Rb	107.6	130	60.9	213.9	263.3	74.3	120	110	110	130	88	98	60	120	120	5.0	56	4	93.5
Cs	4	7.00	–	–	–	–	2.91	4.76	3.16	7.7	2.81	3.08	2	4.29	3.56	0.39	2	5.42	–
Sr	113.6	193	218	42	47	149	139.5	171.5	73.1	130.8	177.1	58.2	92.0	111.1	114.6	300.4	100	64.0	251
Ba	1073	620	402	88	33	512	300	610	730	620	630	720	270	630	710	28	290	51.30	608
La	65.00	31.65	37.00	9.80	4.30	40.00	1.75	27.49	10.98	25.90	8.78	10.71	31	12.07	16.15	6.48	–	10.91	39.00
Ce	62.70	59.13	67.11	9.52	8.44	55.43	12.35	58.40	50.59	74.87	35.61	58.80	50	32.39	43.51	13.82	–	15.10	76.91
Pr	7.30	6.49	7.29	1.25	0.93	6.28	0.42	4.94	2.20	5.54	1.58	2.26	~3	2.56	3.23	2.33	–	2.28	8.53
Nd	30.48	25.36	29.43	5.65	4.38	25.74	1.88	19.16	8.84	22.96	6.09	9.05	23	10.15	12.83	12.33	–	9.82	34.12
Sm	6.20	4.31	5.54	2.08	2.03	5.18	0.69	3.89	1.72	5.18	1.09	1.90	5.4	1.92	2.43	3.86	–	1.85	6.32
Eu	1.10	1.01	1.09	0.22	0.21	1.04	0.16	0.89	0.31	0.97	0.26	0.37	1.1	0.40	0.47	1.55	–	0.68	1.21
Gd	6.15	5.30	5.29	2.21	2.41	5.11	0.82	3.71	1.64	5.07	1.06	2.03	6.0	1.76	2.03	5.06	–	2.36	5.94
Tb	0.91	0.59	0.78	0.36	0.42	0.76	0.16	0.59	0.28	0.86	0.19	0.32	–	0.27	0.29	0.89	–	0.4	0.86
Dy	5.53	4.00	4.55	2.01	2.30	4.70	1.06	3.65	1.61	5.23	1.24	1.78	3.5	1.50	1.66	5.83	–	2.22	4.98
Ho	1.11	0.80	0.93	0.31	0.37	0.94	0.20	0.76	0.36	1.08	0.30	0.41	0.73	0.31	0.38	1.23	–	0.43	0.98
Er	3.20	2.32	3.14	0.73	1.43	2.77	0.61	2.17	1.05	3.15	0.98	1.26	3.2	1.00	1.16	3.44	–	1.24	2.93
Tm	0.49	0.37	0.41	0.11	0.12	0.41	0.09	0.33	0.16	0.47	0.17	0.20	–	0.15	0.19	0.50	–	0.16	0.46
Yb	3.28	2.60	2.73	0.68	0.76	2.81	0.70	2.23	1.04	3.12	1.28	1.41	3.4	1.03	1.31	3.09	–	1.16	3.10
Lu	0.53	0.36	0.43	0.09	0.10	0.44	0.10	0.35	0.16	0.49	0.22	0.22	~0,2	0.18	0.22	0.49	–	0.20	0.49
Y	22.5	24.0	19.8	6.5	7.6	19.8	5.1	19.2	9.0	27.5	8.0	10.5	35.0	6.9	9.0	28.9	29.0	15.0	21.8
Th	12.2	14.0	12.2	21.0	21.5	8.6	4.3	8.3	3.2	9.1	2.8	3.1	–	4.4	3.4	0.2	–	1.0	11.4
U	2.7	2.3	2.6	3.9	11.2	2.3	2.1	1.7	1.5	3.0	1.8	1.8	–	1.8	1.8	0.8	–	0.7	2.4
Zr	201	209	180	55	49	178	50	175	146	214	181	177	216	183	221	108	306	58	221
Hf	6.1	5.43	5.5	3.30	3.36	5.4	2.65	4.99	4.42	5.8	5.1	5.2	4.6	5.3	6.4	2.87	–	0.77	6.6

Объект	ононская свита																			
Тип породы	СЛ			ПСЧ		СЛ								ПСЧ		СЛ		МК		
Тип протолита	АЛВ													АРГ			ПСМ		СИЛ	
Проба	Ку 19	Ку 19-1	Ку 19-5	Ку 19-6	Ку 19-7	Ку 19-8	Ку 20	Ку 24-2	Ку 24-3	Ку 24-5	Ку 24-6	Ку 24-7	Бе 83	Ку 22	Ку 24	Ку 24-1	Бе 83-1	Ку 19-3	Ку 19-4	
Nb	12.7	12	9.8	16	21	15.0	8.6	10.5	9.8	11.9	8.6	12.8	13	11.3	12.0	2.55	10	7	11.9	
Ta	1.04	0.79	0.82	2.63	2.91	1.16	–	–	–	–	–	–	0.3	–	–	–		0.04	0.92	
Pb	19.1	22.90	15.8	41.8	45.6	13.2	36.1	17.0	16.2	21.5	15.6	15.7	7.4	9.8	11.4	1.4	6.6	4.5	17.6	
Zn	53	57.18	27	25	22	34	26	64	60	71	70	75	93.00	70	65	71	110.00	39.00	33	
Sn	8.1	3.23	3.3	11.0	–	3.4	1.73	2.30	2.68	2.78	1.85	2.86	2.8	2.24	2.24	1.12	3.0	1.0	–	
Ag	0.13	–	0.09	0.07	–	0.07	–		0.08	–	–	0.10	0.62	–	0.07	0.19	<0,03	0.25	–	
Cu	58	7.98	7.6	16	4.72	13.9	2.27	7.8	32	19	14.1	26	27.00	12.7	14.6	31	39.00	120.00	16	
Mo	2.31	0.34	0.26	1.51	1.64	0.68	0.22	1.27	1.26	0.72	0.36	2.04	0.30	1.49	0.34	0.15	0.40	2.20	0.30	
B	38.0	–	44.0	12.0		19.0	–	–	85.0	–	–	93.0	81.0	–	29.0	2.1	83.0	5.2	–	
Co	8.1	6.1	5.4	0.6	1.1	9.9	0.49	6.5	3.64	6.6	8.7	10.4	10.00	7.0	7.2	43	11.00	18.00	6.2	
Ni	41	9.0	26	20	15	32	2.30	17	7.3	12.0	19	19	48.00	15	14.5	37	52.00	72.00	41	
Sc	13.0	10.5	15.0	3.0	<3	10.0	2.8	7.8	3.3	9.5	6.1	2.8	20.0	4.6	3.6	56.4	26.0	11.0	8.4	
V	68.4	55.0	45.7	5.5	2.0	62.2	1.1	76.9	61.4	85.9	86.7	64.5	120.0	90.8	88.3	293.3	100.0	69.0	50.5	
Cr	44.8	29.0	30.8	16.2	9.6	31.3	1.0	45.0	27.8	37.9	49.7	28.4	80.0	39.9	37.9	184.5	90.0	11.0	46.9	
Be	2.88	3.2	1.91	5.9	11.0	3.02	1.95	2.00	2.22	2.21	2.01	2.15	1.20	1.89	2.02	0.52	1.30	0.21	2.15	
F	580	–	40	10	–	100	–	–	130	–	–	450	860	–	340	30	470	30	–	
Ga	20	–	15	26	30	16	20	17	16	20	19	17	–	18	20	16	–	–	18	
Ge	1.52	–	1.44	1.64	1.84	1.43	1.36	1.28	1.16	1.60	1.17	1.52	–	1.34	1.35	1.32	–	–	1.84	
Ti	3970	–	3055	411	268	4316	151	3236	2608	3550	3320	2999	–	3586	3836	8582	–	–	3472	

Объект	чиндантская свита																
Тип породы	СЛ			ПСЧ	СЛ			АЛВ	СЛ	АЛВ			СЛ	АЛВ		ПСЧ	
Тип протолита	АЛВ							АРГ							ПСМ		
Проба	Ку 33	Ку 33-1	Ку 33-2	Ку 33-4	Ку 33-5	Ку 33-7	Ку 33-8	Ку 32	Ку 33-3	Ку 34	Ку 34-2	Ку 34-4	Ку 34-9	Ку 34-10	Ку 35	Ку 31-4	Ку 35-1
Nb	16	16	13	10.60	11	12	12	14	15	6	10	8	13	<5	10	10	11
Ta	0.6	0.95	–	0.67	–	–	–	0.99	–	–	–	–	–	–	–	0.4	–
Pb	10.0	14.0	12.0	9.3	28.0	14.0	12.0	26.0	15.0	<0,8	78.0	100.0	8.5	0.9	13.0	11.0	12.0
Zn	82	96	100	52	230	210	73	100	100	91	280	163	140	84	81	35	42
Sn	3.8	5.0	4.2	2.0	4.1	3.7	2.6	3.7	3.5	2.1	4.6	3.5	4.1	1.6	3.8	2.6	2.5
Ag	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.05	0.05		0.05	0.09		<0,03	0.04	0.06	<0,03	0.04
Cu	32	44	41	13	37	37	24	25	48	104	71	133	45	66	17	19	12
Mo	0.40	0.40	0.90	0.30	0.50	0.30	0.60	1.40	1.00	0.60	0.80	0.80	<0,3	0.30	0.60	0.80	0.70
B	36.0	93.0	38.0	14.0	46.0	48.0	42.0	34.0	250.0	11.0	100.0	110.0	69.0	5.8	66.0	54.0	30.0
Co	9.50	5.80	9.80	6.00	23.00	22.00	6.90	12.00	17.00	42.00	25.0	22.00	11.00	27.00	10.00	6.50	6.60
Ni	29	37	37	22	87	68	24	32	44	64	79	211	46	116	25	16	14
Sc	18.0	19.0	16.0	12.0	28.0	25.0	17.0	18.1	17.0	–	18.0	–	23.0	–	11.0	6.6	8.0
V	120	120	120	58	300	280	110	110	130	360	250	380	170	270	100	40	83
Cr	37	51	41	37	57	50	45	49	46	149	58	41	49	213	53	14	29
Be	4.70	5.00	5.80	2.00	5.80	2.20	2.00	5.20	9.20	1.50	5.60	2.50	2.30	0.70	2.60	2.30	1.00
F	520	600	740	500	500	870	530	400	700	370	580	500	640	1100	760	150	400

Примечание. Здесь и далее СЛ – сланец, ПСЧ (ПСМ) – песчаник (псаммитолит), АЛВ – алевролит, АРГ – аргиллит, МК – микрокварцит, СИЛ – силицит, ФСЛ – филлитовидный сланец. Содержания элементов приведены в мкг/г. Прочерки в таблицах – нет данных.

3.5. Многокомпонентная микроэлементная характеристика метаосадочных пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна

По сравнению со спектром ВКК в метапесчаниках усть-борзинской свиты наблюдаются пониженные относительно эталона концентрации элементов группы железа – Co, Ni, V, повышенная концентрация Ba, незначительно превышают уровень ВКК Pb, Zr, Eu, Gd (рис. 3.5.1).

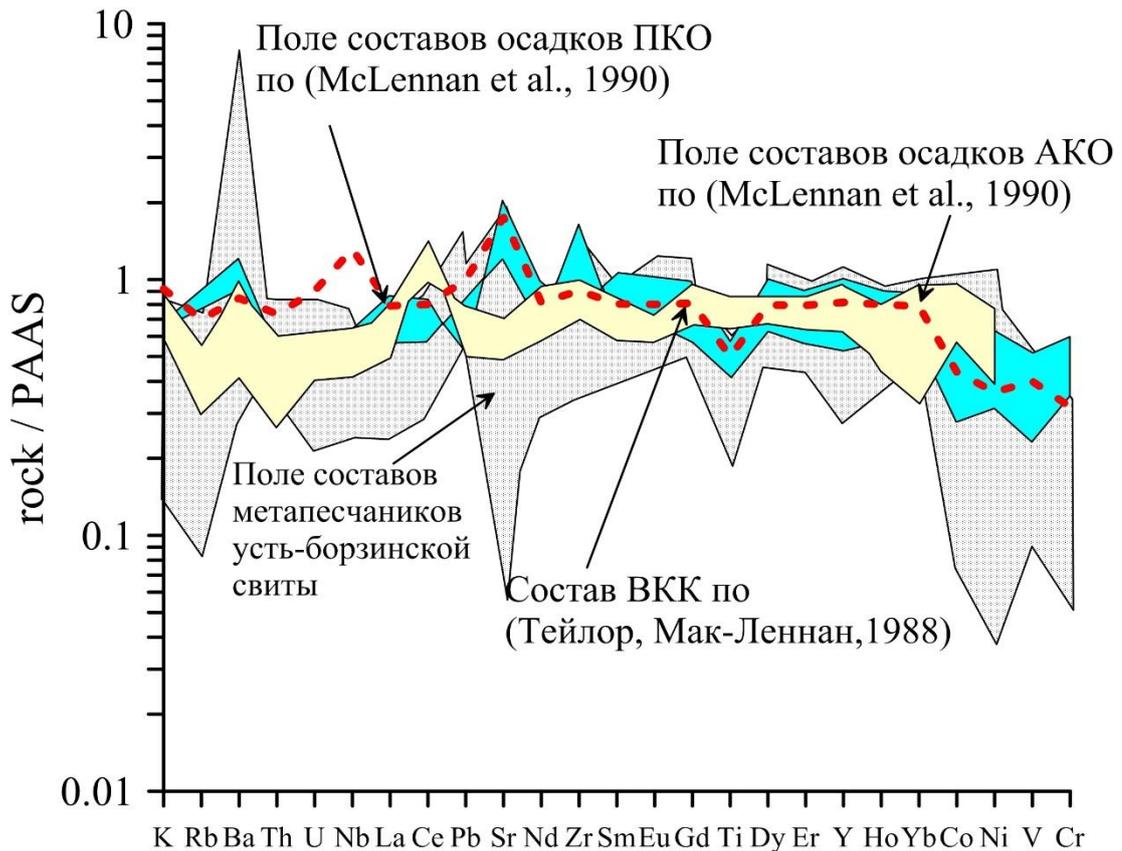


Рис. 3.5.1. Нормированный спектр распределения редких элементов в метапесчаниках (показаны поля) усть-борзинской свиты.

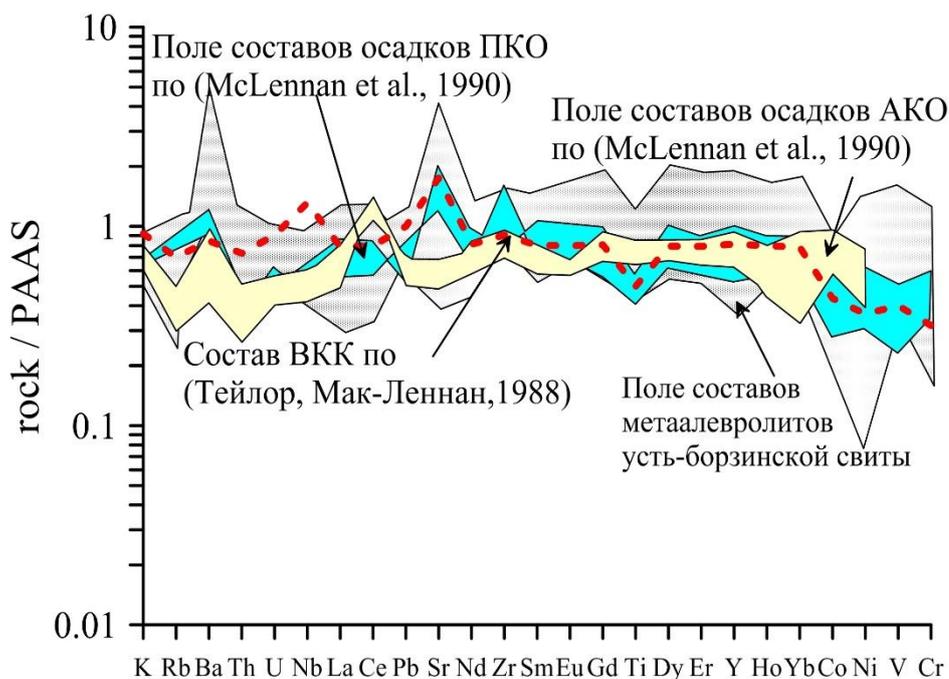


Рис.3.5.2. Нормированный спектр распределения редких элементов в метабазальтах (показаны полем) усть-борзинской свиты.

В метабазальтах этой свиты сохраняется положительная аномалия по Ba, но Sr наоборот дает глубокий минимум, также как и элементы группы железа (табл.8).

В аргиллите (рис. 3.5.3) концентрации почти всех элементов наиболее близки к составу ВКК.

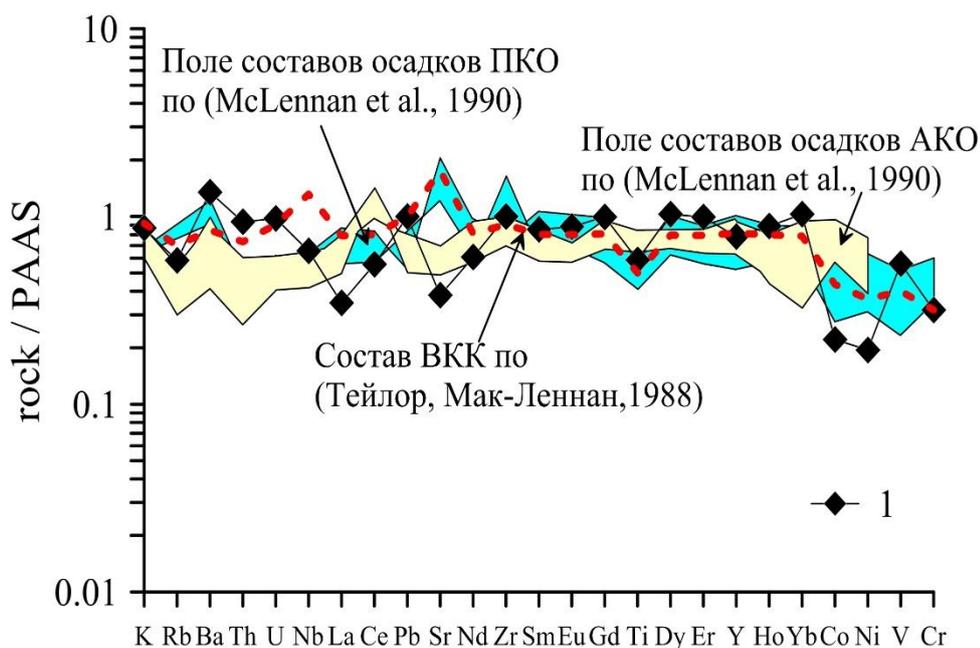


Рис. 3.5.3. Нормированный спектр распределения редких элементов в метабазальтах (1) усть-борзинской свиты.

Менее зрелые метапесчаники и метаалевролиты отличаются от состава ВКК как в большую, так и в меньшую сторону, тогда как более зрелый метааргиллит обнаруживает большое сходство с составом ВКК.

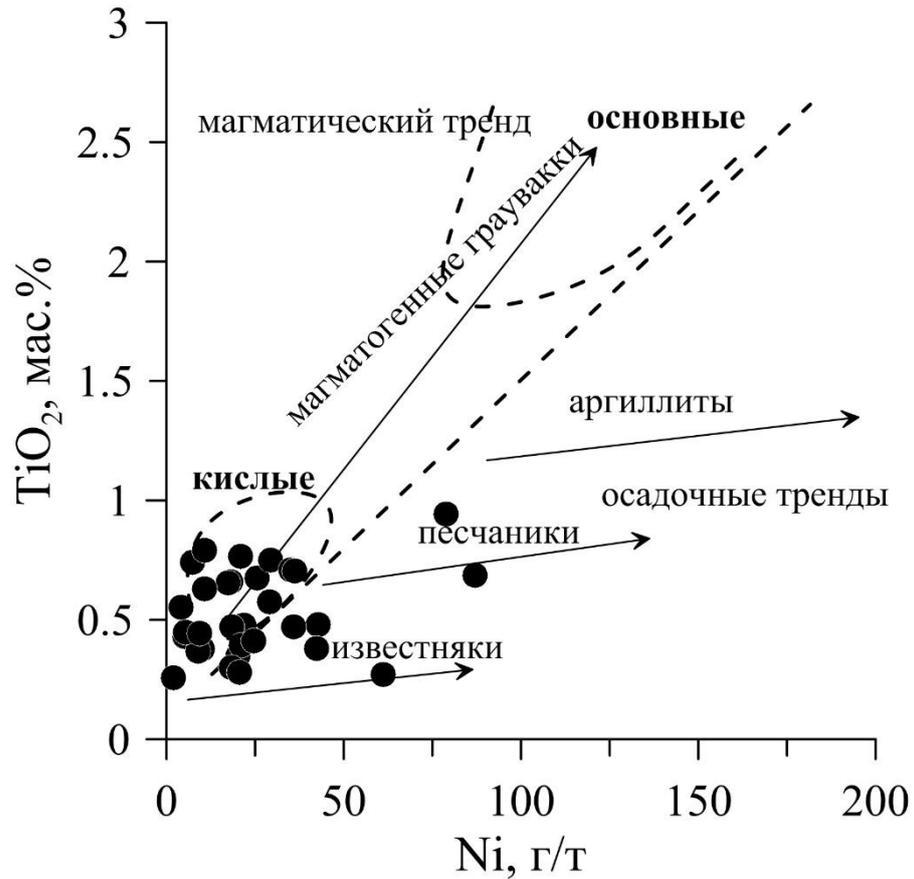


Рис. 3.5.4. Диаграмма TiO_2 -Ni для метаосадочных пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна по [Floyd et al., 1989].

По содержаниям Ti и Ni составы метаосадочных пород усть-борзинской свиты попадают в поле кислых магматических пород (рис. 3.5.4).

Эта диаграмма подтверждает вывод о том, что в источнике метатерригенных пород были средние-кислые магматические породы. То, что большинство точек группируется в поле магматических пород, не проходя по линии дифференциации осадочных пород, говорит, что это незрелые осадки (типа first cycle). Однако отклонение части составов пород в сторону осадочного карбонатного тренда свидетельствует о переотложении карбонатных пород при накоплении осадков (типа second cycle).

Таблица 8. Содержания редкоземельных и редких элементов в метаосадочных породах усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна

Объект	усть-борзинская свита												
	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	МК	ПСЧ	ПСЧ	СЛ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	
Тип породы	ПСМ												
Тип протолита	СА	СА	СА	СА	СА	СА	СА	СА	СА	СА	СА	СА	СА
Проба	15-32	15-33	15-38	15-39	15-40	15-42	15-44	15-46	15-58	15-60	15-62	15-63	15-63
Rb	70.09	60.93	48.49	63.73	6.30	56.41	46.60	40.95	36.94	47.22	39.20	115.38	
Cs	5.03	4.04	1.02	1.63	0.46	0.48	0.15	0.81	0.21	0.81	0.39	2.95	
Sr	367.51	383.60	179.38	363.19	11.31	236.79	239.08	269.93	326.98	216.16	161.10	138.56	
Ba	748.47	666.48	531.31	776.47	83.58	909.57	1108.66	532.79	549.53	451.56	554.11	779.50	
La	15.16	22.29	26.44	21.47	1.50	10.36	9.41	15.08	11.41	12.40	12.92	25.47	
Ce	35.55	46.75	52.48	48.37	1.17	27.08	23.09	32.79	30.79	31.02	43.16	58.22	
Pr	4.50	5.80	6.52	5.89	0.36	3.14	3.09	4.04	3.59	3.85	4.14	6.53	
Nd	18.03	22.50	25.38	23.57	1.48	12.56	12.32	15.69	15.06	15.40	16.72	25.11	
Sm	3.75	4.24	4.59	4.57	0.36	2.45	2.57	3.24	3.21	3.28	3.66	4.97	
Eu	0.95	1.02	1.15	1.10	0.09	0.65	0.64	0.79	0.86	0.82	0.77	1.03	
Gd	3.17	3.83	4.29	3.95	0.37	2.29	2.30	2.90	2.93	2.94	3.23	4.58	
Tb	0.43	0.52	0.56	0.57	0.05	0.33	0.34	0.40	0.44	0.44	0.52	0.62	
Dy	2.94	3.42	3.83	3.55	0.30	2.16	2.39	2.61	2.97	2.96	3.38	3.98	
Ho	0.59	0.64	0.75	0.71	0.06	0.44	0.50	0.51	0.59	0.56	0.67	0.79	
Er	1.82	2.02	2.26	2.21	0.19	1.41	1.55	1.57	1.86	1.79	2.19	2.43	
Tm	0.27	0.28	0.33	0.32	0.03	0.21	0.25	0.22	0.28	0.28	0.32	0.37	
Yb	1.89	2.10	2.29	2.32	0.17	1.62	1.80	1.67	2.00	1.90	2.29	2.48	
Lu	0.26	0.32	0.33	0.32	0.03	0.27	0.27	0.23	0.30	0.27	0.34	0.37	
Y	14.48	17.97	19.73	17.55	2.10	9.40	10.01	14.25	12.75	14.18	12.75	23.44	
Th	6.74	7.57	8.25	8.44	0.21	7.24	7.59	5.67	8.45	7.42	12.49	9.12	
U	1.78	1.81	2.08	2.06	0.49	1.99	2.19	1.49	2.26	1.82	2.56	1.45	
Zr	262.54	259.25	232.92	267.49	1.68	276.84	289.04	230.20	235.66	235.74	297.33	168.35	
Hf	6.35	6.66	6.73	7.97	0.02	7.93	8.38	5.47	7.07	6.05	9.02	4.69	
Nb	10.12	9.70	9.06	9.80	0.23	8.64	9.36	8.13	9.51	10.40	14.19	10.05	
Ta	0.48	0.50	0.51	0.59	<ПО	0.50	0.54	0.35	0.57	0.48	0.79	0.43	

Объект	усть-борзинская свита											
Тип породы	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	МК	ПСЧ	ПСЧ	СЛ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ
Тип протолита	ПСМ											
Проба	СА 15-32	СА 15-33	СА 15-38	СА 15-39	СА 15-40	СА 15-42	СА 15-44	СА 15-46	СА 15-58	СА 15-60	СА 15-62	СА 15-63
Pb	13.65	14.57	18.82	17.64	0.81	16.24	16.34	12.92	17.26	15.80	20.42	24.10
Zn	62.08	69.54	57.47	54.85	18.39	40.96	41.17	39.55	52.21	65.44	57.79	97.79
Cu	12.04	11.25	12.84	10.37	16.17	7.45	13.05	14.67	11.18	16.03	9.25	78.70
Mo	0.13	0.26	0.18	0.24	0.57	0.09	0.45	0.38	0.14	0.37	0.51	0.24
Co	6.68	5.71	7.18	6.06	1.21	5.39	3.88	4.94	4.32	5.17	4.41	12.33
Ni	42.88	35.86	5.16	21.78	<ПО	<ПО	<ПО	20.22	<ПО	18.50	<ПО	21.13
V	69.26	64.97	49.60	53.31	36.93	34.65	40.95	38.30	46.89	65.23	40.52	80.63
Cr	24.73	23.31	19.67	20.49	5.71	14.26	17.51	15.72	17.90	24.04	23.16	31.07
Be	3.11	3.29	2.52	2.25	0.52	2.04	2.16	1.91	1.78	1.93	1.89	2.98
Ga	22.60	20.79	18.90	20.07	1.80	15.84	16.86	15.50	18.09	18.43	18.34	19.38
Ge	5.99	4.91	2.25	2.03	3.77	1.20	1.27	4.42	1.46	3.59	1.14	4.15
Ti	3700.46	3543.42	2805.59	3122.96	37.46	2438.69	2603.64	2654.24	2692.38	3473.34	2577.72	2883.03

Объект	усть-борзинская свита										
Тип породы	ПСЧ	СЛ	ПСЧ	ПСЧ	СЛ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	СЛ	ПСЧ	ПСЧ
Тип протолита	ПСМ										
Проба	СА 15-66	СА 15-67	СА 15-68	СА 15-69	СА 15-71	СА 15-72	СА 15-75	СА 15-78	СА 15-83	СА 15-84	СА 15-91
Rb	42.96	71.48	12.96	39.75	52.16	21.52	29.16	20.35	90.91	86.75	56.48
Cs	2.14	1.33	0.10	0.82	1.77	0.30	<ПО	<ПО	7.11	3.14	2.38
Sr	147.41	33.61	169.52	295.68	23.66	223.83	186.19	169.69	11.37	82.08	151.19
Ba	318.26	782.28	178.80	393.30	1124.36	296.97	578.44	283.74	5171.85	1301.06	381.01
La	22.00	21.20	16.18	23.19	9.01	15.49	9.03	13.32	26.44	25.43	17.84
Ce	43.08	40.69	38.71	49.68	27.42	37.55	23.33	30.03	68.97	64.49	43.29
Pr	4.98	5.63	4.32	5.56	2.33	4.27	2.82	3.87	6.19	6.25	4.99
Nd	18.59	22.70	16.20	21.07	9.53	16.93	11.35	15.39	24.76	24.49	19.03
Sm	3.53	4.93	3.29	3.95	2.21	3.27	2.45	3.07	5.33	5.11	3.83
Eu	0.79	0.96	0.66	0.86	0.51	0.79	0.61	0.80	1.33	1.05	0.89
Gd	3.01	4.68	2.83	3.44	2.35	3.00	2.17	2.70	5.66	4.91	3.42
Tb	0.41	0.70	0.40	0.49	0.36	0.43	0.30	0.40	0.76	0.69	0.49
Dy	2.57	4.69	2.57	3.28	2.56	2.93	2.06	2.49	4.89	4.41	3.15
Ho	0.48	0.93	0.50	0.63	0.52	0.56	0.39	0.49	0.93	0.88	0.59
Er	1.41	2.81	1.47	1.94	1.63	1.67	1.30	1.47	2.72	2.71	1.90
Tm	0.20	0.41	0.21	0.28	0.25	0.24	0.20	0.22	0.36	0.38	0.27
Yb	1.41	2.82	1.53	1.97	1.60	1.78	1.38	1.62	2.41	2.62	2.08
Lu	0.20	0.41	0.21	0.29	0.24	0.25	0.20	0.23	0.35	0.39	0.30
Y	13.36	23.77	12.36	16.11	13.92	12.12	7.64	10.83	30.84	26.48	17.11
Th	6.49	10.10	7.30	9.63	4.84	8.76	5.18	5.72	5.70	8.34	7.40
U	1.21	1.52	1.40	2.08	0.67	2.34	1.72	1.52	0.66	1.44	1.60
Zr	151.97	133.83	156.60	202.59	71.85	198.78	199.04	174.50	89.99	127.40	306.49
Hf	4.43	4.28	4.72	6.07	2.13	6.16	6.31	5.26	2.31	3.59	7.65
Nb	7.17	8.26	7.45	9.59	4.71	9.79	7.11	6.73	5.39	10.18	8.79
Ta	0.41	0.51	0.47	0.59	0.25	0.64	0.53	0.45	0.27	0.49	0.50

Объект	усть-борзинская свита										
Тип породы	ПСЧ	СЛ	ПСЧ	ПСЧ	СЛ	ПСЧ	ПСЧ	ПСЧ	СЛ	ПСЧ	ПСЧ
Тип протолита	ПСМ										
Проба	СА 15-66	СА 15-67	СА 15-68	СА 15-69	СА 15-71	СА 15-72	СА 15-75	СА 15-78	СА 15-83	СА 15-84	СА 15-91
Pb	13.77	21.27	12.97	15.12	23.85	14.10	15.30	12.44	31.11	22.18	10.95
Zn	47.06	85.27	27.10	46.38	49.18	48.35	50.74	40.95	104.23	80.12	51.63
Cu	11.80	69.07	4.72	9.10	42.26	5.80	5.55	7.62	10.10	82.91	12.16
Mo	0.14	0.33	0.21	0.18	0.57	0.36	0.38	0.13	1.21	0.62	0.52
Co	2.88	9.16	1.78	3.08	8.26	3.01	3.55	2.72	23.76	14.58	7.38
Ni	18.34	24.57	2.03	10.19	20.58	8.94	5.35	9.43	61.10	42.35	29.05
V	21.62	58.71	13.94	30.19	34.91	25.69	35.14	35.82	28.88	45.84	60.52
Cr	9.79	21.87	5.69	9.30	17.55	9.85	13.84	15.09	20.44	18.90	36.26
Be	1.29	2.47	0.85	1.53	1.18	1.06	1.40	1.32	2.55	1.82	1.84
Ga	10.07	15.69	7.78	13.04	8.70	11.80	12.54	13.19	11.98	13.97	16.66
Ge	2.51	2.42	0.88	1.77	2.17	0.87	0.68	0.85	4.44	3.01	3.28
Ti	1524.41	1975.74	1137.48	1827.14	1363.12	1724.51	2021.18	2052.05	1528.85	1948.04	3046.01

Объект	усть-борзинская свита													
	ПСЧ	АЛВ	АЛВ	АЛВ	СЛ	АЛВ	ПСЧ	СЛ	СЛ	АЛВ	АЛВ	СЛ	ПСЧ	АЛВ
Тип породы	АЛВ													АПГ
Тип протолита	СА	СА	СА	СА	СА	СА	СА	СА	СА	СА	СА	СА	СА	СА
Проба	15-31	15-34	15-35	15-37	15-57	15-59	15-61	15-65	15-73	15-76	15-81	15-82	15-92	15-70
Rb	105.98	192.68	54.86	103.74	91.97	125.54	111.25	124.67	39.16	78.53	77.84	90.76	104.38	93.13
Cs	4.31	12.03	2.02	2.52	0.73	2.26	2.67	3.67	1.36	1.53	1.10	2.72	5.13	2.75
Sr	368.41	360.06	802.02	176.11	105.38	154.33	205.48	114.76	383.76	153.35	283.88	210.81	75.14	76.24
Ba	738.14	759.06	1679.11	1030.26	1573.85	1342.62	1111.40	1258.71	3182.50	670.53	782.88	907.40	1367.35	876.30
La	20.80	46.71	43.55	36.80	23.29	38.03	28.28	21.55	32.52	25.15	10.94	15.57	12.32	13.18
Ce	46.22	103.89	98.63	76.57	53.64	81.12	67.92	62.64	68.96	56.22	27.05	36.33	35.92	44.49
Pr	5.40	11.08	11.31	9.19	7.06	9.86	8.60	6.91	8.05	6.98	3.31	4.62	3.72	4.57
Nd	21.04	42.14	43.53	35.37	28.28	39.54	34.50	27.37	31.33	28.78	13.28	18.41	14.81	19.42
Sm	4.10	7.97	8.70	7.29	6.02	8.85	7.18	5.98	6.38	5.99	2.87	3.76	3.65	4.77
Eu	1.04	1.56	1.93	1.55	1.36	1.99	1.56	1.22	1.62	1.17	0.74	0.83	0.85	0.97
Gd	3.62	7.11	7.86	6.62	5.56	8.93	6.68	5.30	6.14	5.81	2.48	3.48	3.59	4.68
Tb	0.50	0.93	1.10	0.91	0.81	1.32	0.97	0.80	0.88	0.86	0.35	0.48	0.56	0.69
Dy	3.25	5.83	7.00	6.10	5.35	8.74	6.30	5.53	5.66	5.40	2.40	3.25	3.73	4.52
Ho	0.63	1.12	1.33	1.18	1.02	1.70	1.26	1.06	1.14	1.06	0.49	0.63	0.76	0.89
Er	1.99	3.33	4.08	3.58	3.14	5.27	3.82	3.35	3.57	3.11	1.52	1.89	2.34	2.88
Tm	0.29	0.48	0.57	0.48	0.42	0.72	0.52	0.48	0.48	0.44	0.24	0.27	0.37	0.42
Yb	2.07	3.28	3.99	3.40	3.13	4.88	3.76	3.41	3.42	3.00	1.57	1.94	2.55	2.87
Lu	0.29	0.45	0.57	0.47	0.45	0.66	0.54	0.48	0.48	0.42	0.23	0.29	0.40	0.42
Y	17.69	40.05	34.65	30.03	22.17	51.11	28.63	24.82	28.66	23.77	9.60	14.60	18.59	21.11
Th	7.35	12.01	17.26	12.20	12.66	10.79	14.66	13.14	9.88	10.57	6.21	7.69	11.16	13.66
U	1.74	2.47	3.01	2.94	2.64	2.15	2.71	2.73	2.61	2.49	1.75	2.07	2.36	3.03
Zr	225.64	316.42	276.47	269.28	268.37	252.39	267.55	284.04	192.29	212.66	176.19	215.27	258.57	209.92
Hf	6.00	6.48	8.41	8.06	8.20	6.82	8.22	8.21	6.28	6.66	5.44	5.48	6.94	7.03
Nb	9.27	18.04	17.45	13.56	14.93	13.63	15.69	15.48	10.30	11.75	8.12	12.18	13.36	12.43
Ta	0.48	0.70	1.02	0.77	0.83	0.60	0.87	0.82	0.66	0.72	0.52	0.65	0.79	0.84

Объект	усть-борзинская свита													
Тип породы	ПСЧ	АЛВ	АЛВ	АЛВ	СЛ	АЛВ	ПСЧ	СЛ	СЛ	АЛВ	АЛВ	СЛ	ПСЧ	АЛВ
Тип протолита	АЛВ													АРГ
Проба	СА 15-31	СА 15-34	СА 15-35	СА 15-37	СА 15-57	СА 15-59	СА 15-61	СА 15-65	СА 15-73	СА 15-76	СА 15-81	СА 15-82	СА 15-92	СА 15-70
Pb	17.04	18.32	19.61	21.23	22.89	22.84	27.47	21.76	20.94	20.37	15.05	11.76	12.16	19.96
Zn	57.25	146.27	99.43	100.15	110.15	191.41	109.17	117.23	83.10	93.33	58.16	89.19	84.64	88.38
Cu	12.21	47.94	54.39	25.93	36.66	77.36	50.99	48.83	54.25	22.60	8.49	33.84	34.95	26.94
Mo	0.09	0.49	0.36	0.32	0.65	1.16	0.29	0.46	1.36	0.43	0.02	0.11	0.47	0.25
Co	6.17	15.83	13.47	6.12	10.83	20.62	7.71	11.14	13.68	8.59	4.92	5.25	6.34	5.08
Ni	19.28	86.96	25.62	18.13	17.41	78.89	10.82	7.35	29.37	20.88	4.13	35.17	36.24	10.72
V	58.82	154.19	112.64	103.60	118.31	236.68	100.41	119.70	104.26	86.59	49.26	103.81	93.49	84.25
Cr	21.81	63.92	45.62	40.73	60.94	137.87	48.07	51.31	80.55	36.73	17.09	41.66	44.92	34.87
Be	2.85	6.05	3.05	2.90	2.98	4.26	3.17	4.07	1.09	2.07	1.73	3.35	3.43	1.97
Ga	22.24	33.68	29.48	26.46	27.11	30.33	27.58	29.03	19.35	21.16	18.56	22.06	22.45	22.30
Ge	4.99	9.43	3.27	2.46	2.26	4.90	2.30	3.09	0.57	1.13	0.94	3.69	3.63	0.76
Ti	3081	6518	4446	4409	4258	7246	4067	5106	3343	3495	2505	4279	3949	3524

Примечание. Здесь и далее СЛ – сланец, ПСЧ (ПСМ) – песчаник (псаммитолит), АЛВ – алевролит, АРГ – аргиллит, МК – микрокварцит, СИЛ – силицит, ФСЛ – филлитовидный сланец. Содержания элементов приведены в мкг/г. Прочерки в таблицах – нет данных.

3.6. Многокомпонентная микроэлементная характеристика пород метасадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна

В метапесчаниках Янканского террейна (рис.3.6.1) концентрации большинства элементов выше, чем в среднем составе ВКК. Прослеживается обогащение Th, U, Dy, Er, Y, Yb, но минимумы содержаний элементов группы железа (табл. 9). Вероятно, такое поведение элементов говорит о привносе в осадок вещества кислых пород.

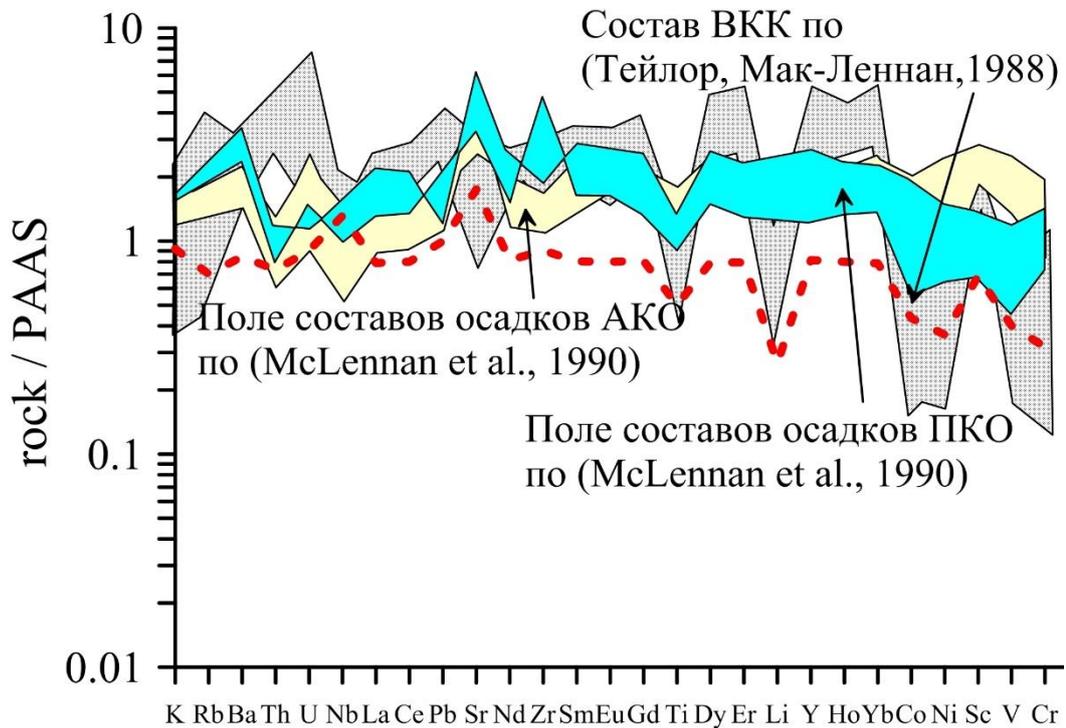


Рис. 3.6.1. Нормированный спектр распределения редких элементов в метапесчаниках (показаны поля) Янканского террейна.

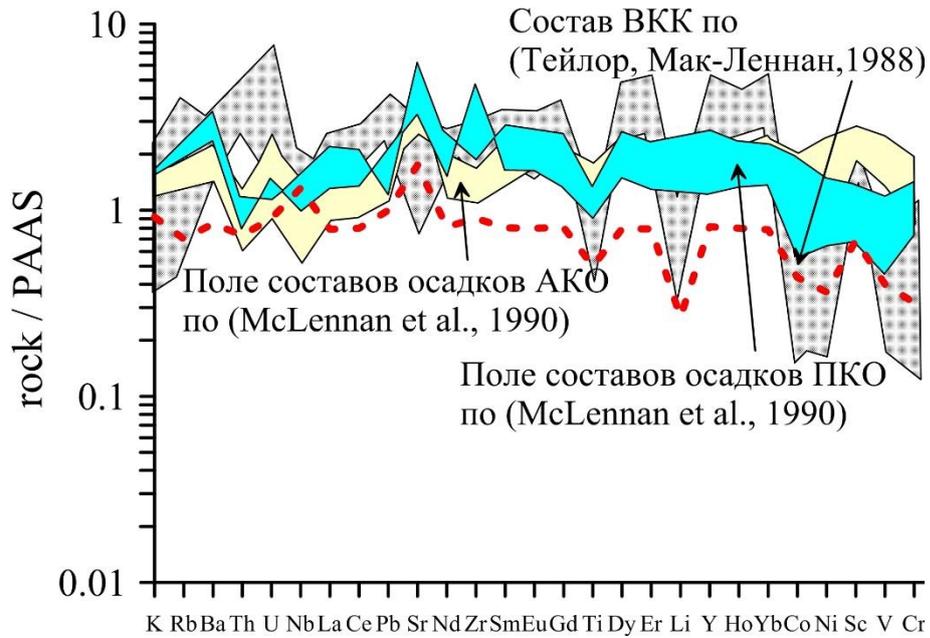


Рис. 3.6.2. Нормированный спектр распределения редких элементов в метаалевролитах (показаны поля) Янканского террейна.

Микроэлементные спектры метаалевролитов Янканского террейна схожи с предыдущим типом пород (см. рис. 3.6.1).

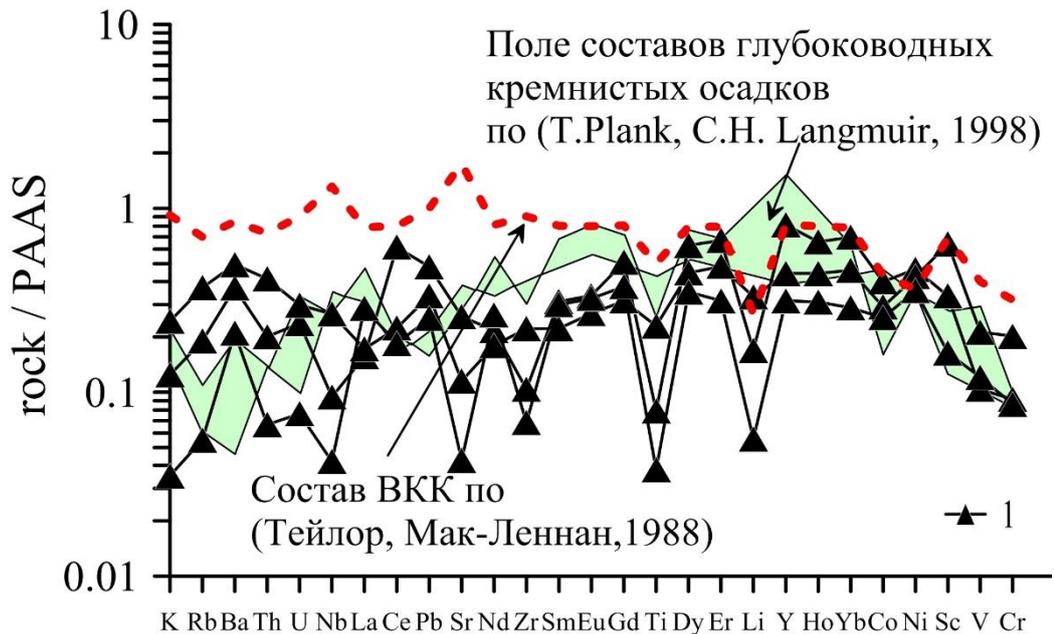


Рис. 3.6.3. Нормированный спектр распределения редких элементов в силицитах (1) Янканского террейна.

Относительно среднего состава ВКК мультикомпонентные спектры силицитов Янканского террейна (рис.3.6.3) характеризуются пониженными значениями концентраций литофильных и легких РЗЭ. При этом наблюдается

близость к эталонному полю глубоководных осадков с более явным разбросом значений по некоторым пробам (минимумы по Sr, Zr, Ti и Li).

Таблица 9. Содержания редких элементов в породах метаосадочной толща S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна

Объект	метаосадочная толща S? - D бассейна р.Тукси												
	СЛ	МК			ФСЛ	МК	СЛ	СЛ	ФСЛ	ФСЛ	ФСЛ	МК	СЛ
Тип породы	ПСМ					АЛВ					СИЛ		
Тип протолита	ПСМ					АЛВ					СИЛ		
Проба	Ту-1-2	Ту-1-3	Ту-1-10	Ту-1-11	Ту-2-4	Ту-1	Ту-1-1	Ту-4	Ту-4-1	Ту-4-2	Ту-1-4	Ту-1-5	Ту-2-3
Li	18.303	6.9078	13.47	39.35	24.26	32.962	39.055	32.52	44.76	40.94	12.691	24.77	4.18
Rb	88.31	25.89	37.65	228.20	212.23	135.01	159.55	164.85	221.32	188.11	30.37	59.23	8.81
Cs	2.02	0.68	0.95	5.26	6.79	5.93	5.39	5.25	8.09	10.34	1.01	1.98	0.45
Sr	194.25	94.38	73.17	236.95	226.53	373.59	308.11	363.82	289.96	451.33	51.65	23.01	8.54
Ba	403.94	162.23	413.29	767.54	684.64	709.41	622.55	673.72	830.05	955.40	239.60	322.06	136.23
La	33.86	69.29	22.77	24.79	36.63	28.83	27.28	28.11	27.65	30.17	5.94	6.55	10.88
Ce	67.15	71.50	55.05	83.32	83.69	63.56	66.97	62.16	99.29	79.81	49.23	17.85	14.75
Pr	7.66	13.04	5.52	6.33	8.79	6.94	6.84	6.76	7.05	7.49	1.72	1.56	2.19
Nd	28.39	45.84	20.44	24.32	33.18	26.17	27.05	25.48	26.34	28.73	6.94	5.75	8.44
Sm	5.40	8.33	4.21	5.70	6.94	5.30	5.56	5.29	5.86	6.19	1.74	1.24	1.68
Eu	1.00	0.87	0.66	0.59	1.30	1.14	1.26	1.11	0.99	1.30	0.37	0.29	0.36
Gd	5.03	8.62	3.83	5.67	5.98	4.87	5.25	4.97	5.88	5.89	2.39	1.47	1.76
Tb	0.80	1.39	0.67	1.05	0.99	0.77	0.84	0.81	0.99	0.95	0.38	0.28	0.26
Dy	4.90	8.12	4.25	7.15	6.37	4.75	5.26	4.67	6.39	6.31	2.77	1.96	1.55
Ho	0.99	1.65	0.93	1.57	1.31	1.01	1.10	1.00	1.42	1.25	0.66	0.44	0.31
Er	3.03	4.92	2.83	4.99	3.72	2.89	3.25	3.04	4.37	3.88	1.94	1.40	0.91
Tm	0.45	0.70	0.45	0.78	0.59	0.46	0.49	0.44	0.68	0.57	0.30	0.21	0.13
Yb	2.87	4.59	3.01	4.88	3.66	2.89	3.21	2.95	4.47	3.76	1.95	1.29	0.81
Lu	0.42	0.71	0.45	0.72	0.54	0.44	0.47	0.44	0.68	0.54	0.30	0.20	0.13
Y	34.38	48.71	23.20	47.10	38.02	29.11	33.00	28.60	42.01	36.94	21.94	11.96	8.49
Th	14.90	26.85	14.87	25.22	22.71	12.04	10.92	12.84	16.29	14.53	2.93	6.05	0.97
U	2.16	4.00	3.11	7.55	4.62	2.97	2.76	3.35	6.45	3.80	0.73	0.92	0.24
Zr	126	110	187	200	221	155	182	142	189	200	21.78	46.56	14.34
Hf	3.17	3.26	5.11	5.52	5.70	3.94	4.51	3.61	5.04	4.63	0.60	1.23	0.26
Nb	7.13	12.98	8.99	16.30	11.28	9.29	9.03	9.17	14.95	12.20	1.79	5.06	0.80

Объект	метаосадочная толща S? - D бассейна р.Тукси													
Тип породы	СЛ	МК			ФСЛ	МК	СЛ	СЛ	ФСЛ	ФСЛ	ФСЛ	МК	СЛ	МК
Тип протолита	ПСМ					АЛВ					СИЛ			
Проба	Ту-1-2	Ту-1-3	Ту-1-10	Ту-1-11	Ту-2-4	Ту-1	Ту-1-1	Ту-4	Ту-4-1	Ту-4-2	Ту-1-4	Ту-1-5	Ту-2-3	
Ta	0.53	1.51	0.69	1.16	0.98	0.66	0.61	0.63	1.05	0.83	0.13	0.31	0.05	
Pb	24.71	20.84	19.62	27.86	19.41	16.38	12.07	15.82	58.19	24.75	9.63	6.71	5.05	
Zn	50.03	32.09	45.12	67.97	59.24	58.42	80.07	51.80	72.20	102.21	34.39	51.82	22.09	
Sn	2.41	3.53	2.17	4.61	3.52	2.52	2.00	2.11	3.11	2.98	0.69	1.16	0.51	
Cu	8.73	4.25	10.42	3.88	11.50	12.53	12.70	4.37	66.56	21.34	26.08	21.11	13.23	
Mo	1.13	1.50	0.25	0.31	0.29	0.79	0.18	0.43	7.08	1.54	0.30	0.22	0.68	
Co	6.22	1.94	2.52	2.20	5.26	7.09	11.36	2.62	6.67	10.72	9.17	6.70	5.84	
Ni	19.55	16.79	5.39	8.07	21.91	20.23	32.21	9.45	29.46	18.51	25.71	23.39	19.64	
Sc	7.68	3.19	9.04	8.43	13.34	15.17	17.79	15.75	14.73	19.92	5.34	10.24	2.62	
V	26.71	6.06	15.47	25.32	52.73	58.91	77.41	60.43	49.86	92.68	15.52	31.87	18.11	
Cr	21.58	3.33	8.74	23.70	53.64	44.57	75.94	38.96	10.40	55.03	10.08	22.19	9.47	
Be	1.62	0.78	1.05	4.53	3.16	2.51	2.83	2.44	3.61	2.83	0.50	0.89	0.49	
Ga	13.95	7.08	11.19	19.55	17.41	16.99	18.24	17.70	18.20	20.94	2.64	7.49	1.60	
Ge	1.20	0.68	1.05	1.78	1.87	1.60	1.88	1.43	2.63	1.77	0.80	1.45	1.31	
Ti	1439	839	1379	1798	2877	3057	3536	3117	2218	4016	480	1439	240	

Примечание. Здесь и далее СЛ – сланец, ПСЧ (ПСМ) – песчаник (псаммитолит), АЛВ – алевролит, АРГ – аргиллит, МК – микрокварцит, СИЛ – силицит, ФСЛ – филлитовидный сланец. Содержания элементов приведены в мкг/г. Прочерки в таблицах – нет данных.

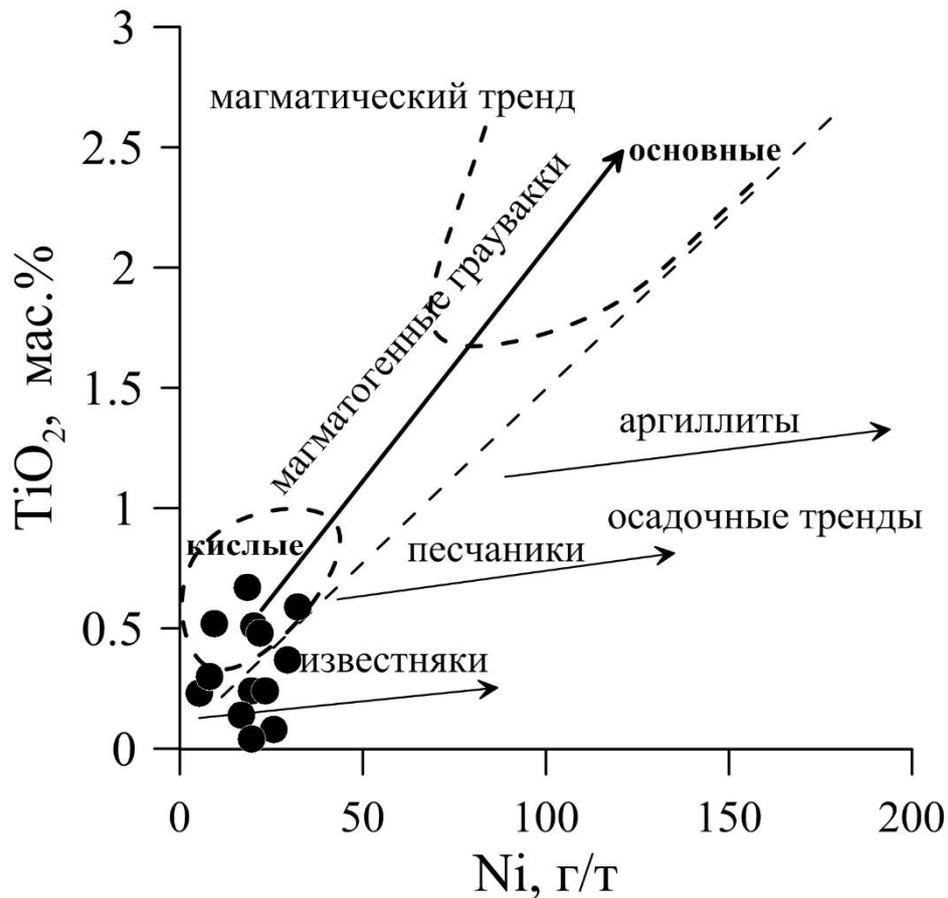


Рис. 3.6.4. Диаграмма TiO_2 -Ni для метаосадочных пород Янканского террейна по [Floyd et al., 1989].

На диаграмме TiO_2 -Ni для метаосадочных пород Янканского террейна (рис.3.6.4) наблюдается приуроченность большинства проб к полю магматических кислых и средних пород, а также к осадочному тренду карбонатных осадков.

Краткие выводы

Распределение микроэлементов в породах Ононского и Янканского террейнов свидетельствует, что последние формируют линзы флишоидных толщ разного состава.

Ононская свита Ононского террейна является менее зрелой, так как представляет собой смесь разного по составу терригенного материала с вкладом средних - основных пород, а чиндантская свита Ононского террейна - более зрелая, состоящая из метаалевролитов и аргиллитов, близких по составу ВКК. Часть чиндантской свиты, обогащенная Mn и Fe, формировалась в более глубинных условиях, о чем свидетельствует группа железо-марганцовистых сланцев в ее

составе. Усть-борзинская свита Агинского участка также представлена смесью грубозернистого неотсортированного материала и алевролитов, в меньшей степени аргиллитов, близких по составу к ВКК. В толще метаосадочных пород Янканского террейна метапесчаники и метаалевролиты близки по редкоземельному составу к ВКК.

Близость или удаленность редкоэлементного состава метаосадков к составу ВКК свидетельствует об изменении во времени роли различных источников материала при их формировании (зрелых островных дуг или активных континентальных окраин) и частично об участии переотложенного осадочного материала (second cycle).

Второе защищаемое положение:

Распределение микроэлементов в главных разновидностях пород Ононского и Янканского террейнов показывает, что наиболее зрелый материал накапливался в чиндантской свите. В ононской и усть-борзинской свитах более низкие по сравнению с ВКК значения и резкие колебания уровня редких элементов свидетельствуют о меньшей зрелости пород этих толщ и о вкладе разных источников сноса. Метаосадки Янканского террейна занимают промежуточное положение по степени зрелости осадков.

ГЛАВА 4. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОНОНСКОГО И ЯНКАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

4.1. Геодинамическая типизация метаосадочных пород ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна по литохимическим и геохимическим данным

Были изучены особенности петрогенного и редкоэлементного состава отложений в разрезах ононской, кулиндинской и чиндантской свит, в которых проявляется чередование слоев в основном метатерригенных пород с примесью

метабазитов и метакремнистых пород. Литотипы пород этих свит ближе всего соответствуют флишеидным толщам и по структуре отвечают особенностям строения разреза аккреционной призмы. В данном случае эта призма является остатком донных отложений Монголо-Охотского океана, который закрылся в своей центральной части в ранней юре [Парфенов и др., 2003].

Ниже приводятся графики положения пород изученных свит Оловянинско-Чиндантского участка на диаграммах геодинамических обстановок [Bhatia, 1986; Bhatia, Crook, 1986].

Следует отметить закономерность, проявляющуюся в метаосадочных породах как ононской, так и чиндантской свит. В породах, предполагаемыми протолитами которых являлись псаммитолиты, более существенную роль играли продукты разрушения вулканических дуг – в них значения $K_2O/Na_2O < 1$. В породах, протолиты которых представлены алевролитами, увеличивается доля материала областей сноса как вулканических дуг, так и продуктов разрушения континентальной коры, а соотношения оксидов калия и натрия характеризуются как $K_2O/Na_2O < 1$, так и $K_2O/Na_2O > 1$ (преобладают), предполагая более значительную роль калиевого полевого шпата в продуктах разрушения. Наиболее «богатými» продуктами разрушения гранитного материала континентальной коры обладают породы, протолиты которых представлены аргиллитами, – в них значения $K_2O/Na_2O > 1$.

Важной составной частью полимиктовых пород этих свит является присутствие в них в разных соотношениях обломков вулканитов основного и среднего состава. Для островных дуг, с которыми связано формирование аккреционных призм, аккумулирующих огромный объем терригенных осадков, поставщиками такого обломочного материала служат вулканы преимущественно известково-щелочной специфики. Исходя из этого, уместно сравнивать вещественные и генетические характеристики исследуемых пород с составами островных дуг или активных континентальных окраин в качестве вероятного источника сноса терригенного материала.

Поэтому в качестве объекта сравнения на ряд диаграмм нанесено поле известково-щелочных вулканических пород основного и среднего состава Курило-Камчатской островной дуги [Фролова и др., 1985, 1989], а также поле вулканитов Каменского террейна Монголо-Охотского орогенного пояса [Дриль, Кузьмин, 1998]. Приведенные графики показывают, что изученные отложения соответствуют наиболее кислой части полей вулканитов ККОД и Каменского террейна (рис.4.1.1- 4.1.2).

Кроме того, подобные особенности можно связывать с другим предполагаемым источником сноса – неопротерозойскими и раннекаледонскими структурами ЦАСП и Аргунского супертеррейна. Нельзя также исключать и наличие в качестве продуктов разрушения островной дуги (сиалического типа) более кислых пород, например, риолитов.

К подобным выводам приводит анализ распределения составов пород чиндантской и ононской свит на дискриминационных диаграммах М.Р. Бхатия [Bhatia, 1983]. На бинарной диаграмме $Al_2O_3/SiO_2 - (Fe_2O_3^* + MgO)$ (рис. 4.1.1) составы метапесчаников и метааргиллитов обеих свит группируются главным образом внутри поля В или его ближайшей окрестности, что характерно для осадочных пород островных дуг. Это подтверждается и соответствием полю составов вулканитов Курило-Камчатской островной дуги в области умеренных величин Al_2O_3/SiO_2 и низких значений суммы $Fe_2O_3^* + MgO$, что отвечает составам кислых андезитов и дацитов. Следует отметить, что единичные составы метапесчаников и метааргиллитов как ононской, так и чиндантской свит тяготеют к полю С диаграммы М.Р. Бхатия, соответствующему осадкам активных континентальных окраин.

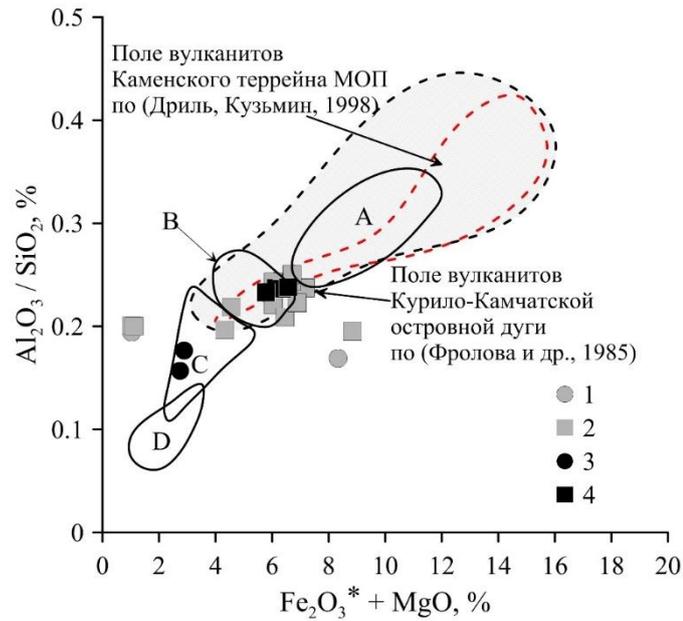


Рис. 4.1.1. Дискриминационная диаграмма Бхатия $Al_2O_3/SiO_2 - (Fe_2O_3^* + MgO)$ (вес. %) для метапесчаников и метаалевролитов ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна. Условные обозначения: 1, 2 – ононская свита (1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты); 3, 4 – чиндантская свита (3 – полимиктовые песчаники; 4 – алевролиты). Поля, характеризующие песчаники из различных тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

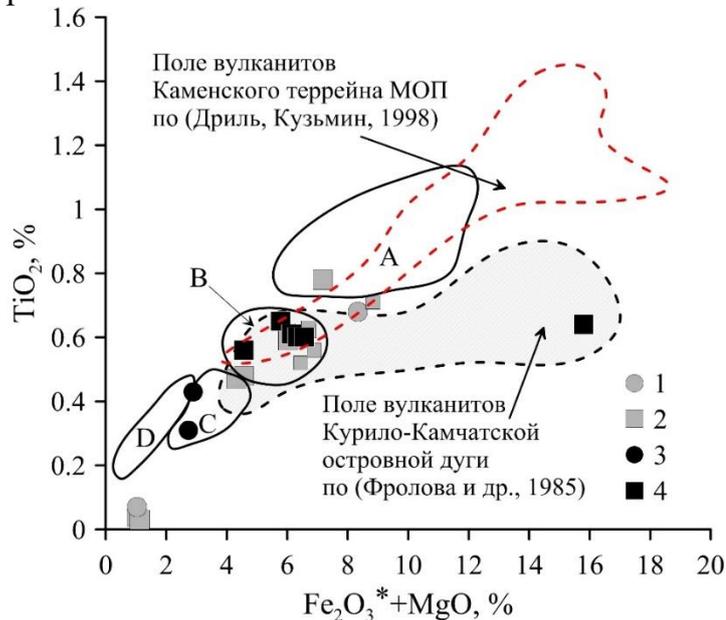


Рис. 4.1.2. Дискриминационная диаграмма Бхатия $TiO_2 - (Fe_2O_3^* + MgO)$ (вес. %) для метапесчаников и метаалевролитов ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна. Условные обозначения: 1, 2 – ононская свита (1 – полимиктовые песчаники; 2 – алевролиты); 3, 4 – чиндантская свита (3 – полимиктовые песчаники; 4 – алевролиты). Поля, характеризующие песчаники из различных тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

На бинарной диаграмме $\text{TiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})$ (рис. 4.1.2) наблюдается примерно сходное распределение проб метапесчаников и метаалевролитов обеих свит в полях В и С соответствующих геодинамическим обстановкам островных дуг и континентальных окраин. Причем большая часть составов метаосадков группируются именно в поле составов осадочных пород островных дуг.

Принадлежность метапесчаников и метаалевролитов к геодинамической обстановке островных дуг и, в меньшей степени, активных континентальных окраин, выявленная на основе их петрохимического состава с помощью диаграмм М.Р. Бхатия, подтверждается и особенностями микроэлементного состава пород.

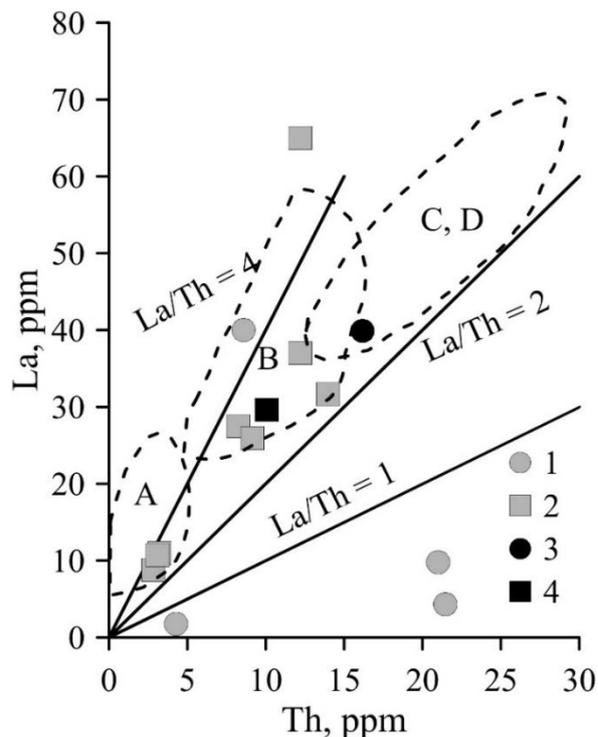


Рис. 4.1.3. Дискриминационная диаграмма La-Th [Bhatia, Crook, 1986] для метапесчаников и метаалевролитов олонской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Олонского террейна. Условные обозначения: 1, 2 – олонская свита (1 – полимиктовые песчаники, 2 – алевролиты); 3, 4 – чиндантская свита (3 – полимиктовые песчаники, 4 – алевролиты). Поля, характеризующие песчаники из различных тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

Так, дискриминационная диаграмма [Bhatia, Crook, 1986] в координатах La-Th (Рис. 4.1.3) показывает, что большинство составов исследованных

метаосадочных пород ононской и чиндантской свит имеет величины $La/Th=2-4$, находясь в пределах поля В, т.е. в области составов осадков островных дуг.

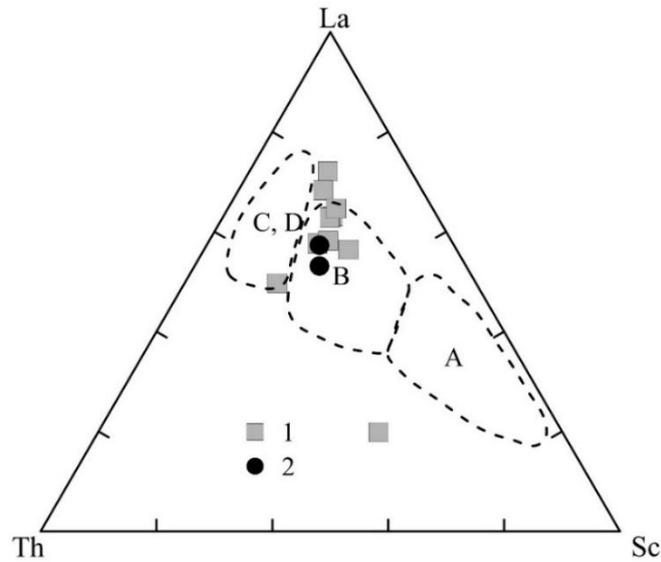


Рис. 4.1.4. Дискриминационная диаграмма Th-La-Sc [Bhatia, Crook, 1986] для метапесчаников и метаалевролитов ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна. Условные обозначения: 1 – метаалевролиты ононской свиты; 2 – метапесчаники чиндантской свиты. Поля, характеризующие песчаники из различных тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

Тройная диаграмма Th-La-Sc (рис. 4.1.4) усиливает этот вывод, хотя намечающийся тренд составов в область обогащения легкими редкими землями – La, указывает на привнос в осадки обогащенного сиалического материала.

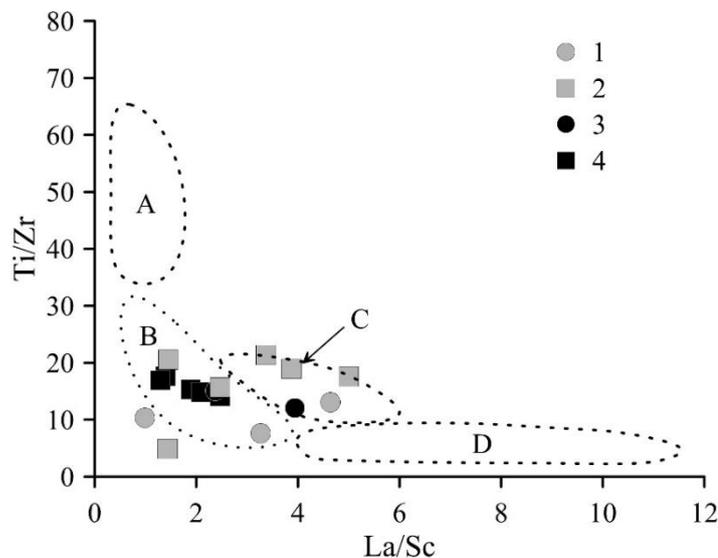


Рис. 4.1.5. Дискриминационная диаграмма Ti/Zr – La/Sc [Bhatia, Crook, 1986] для метапесчаников и метаалевролитов ононской и чиндантской свит Оловянинско-Чиндантского участка Ононского террейна. Условные обозначения см. на рис. 4.1.4.

На диаграмме [Bhatia, Crook, 1986], использующей индикаторные геохимические параметры Ti/Zr и La/Sc (рис.4.1.5), большая часть пород ононской свиты расположена в области С, соответствующей активной континентальной окраине, тогда как породы чиндантской свиты в большей мере локализованы в области В, отвечающей островной дуге.

Таким образом, использование комплекса петрохимических и геохимических дискриминационных диаграмм для выяснения геодинамических условий формирования комплекса метаосадочных пород ононской и чиндантской свит позволяет сделать вывод о том, что последние формировались в геодинамической обстановке склона зрелой (континентальной) островной дуги и/или активной континентальной окраины.

4.2. Геодинамическая типизация метаосадочных пород усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна по литохимическим и геохимическим данным

Составы метапесчаников и метаалевролитов усть-борзинской свиты на дискриминационной диаграмме М.Р. Бхатия (рис. 4.2.1) располагаются в пределах трех полей – А, В и С. При этом метапесчаники принадлежат исключительно полю составов, соответствующих осадочным породам активных континентальных окраин, тогда как метаалевролиты группируются в поле зрелых (континентальных) островных дуг, а три состава метаалевролитов попадают в поле осадков океанических островных дуг.

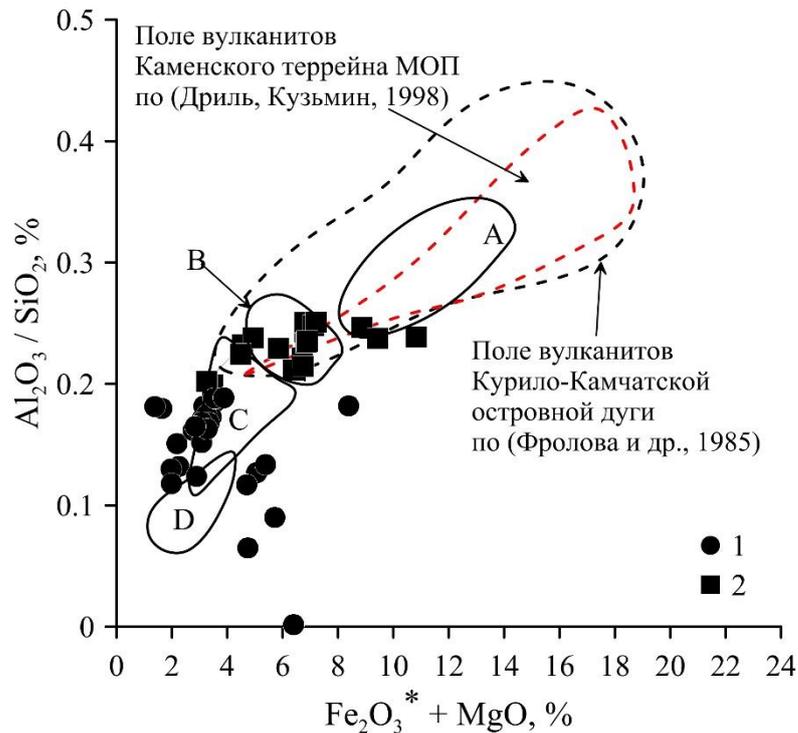


Рис. 4.2.1. Дискриминационная диаграмма Бхатия $Al_2O_3/SiO_2 - (Fe_2O_3^* + MgO)$ (вес. %) для метапесчаников и метаалевролитов усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна. Условные обозначения: 1 – полимиктовые песчаники, 2 – алевролиты. Поля, характеризующие песчаники из различных тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

Кроме того, все составы метаалевролитов находятся в поле вулканитов Курило-Камчатской островной дуги. Таким образом, можно предположить, что метаалевролиты усть-борзинской свиты содержат в своем составе добавку материала, поступившего из области сноса с континентальной и, отчасти, внутриокеанической островной дуги. В составе метапесчаников в большей степени проявлен источник кислого магматического материала, связанного с активной континентальной окраиной. Дискриминационная диаграмма в координатах $TiO_2 - (Fe_2O_3^* + MgO)$ (рис. 4.2.2) подтверждает сделанные выводы.

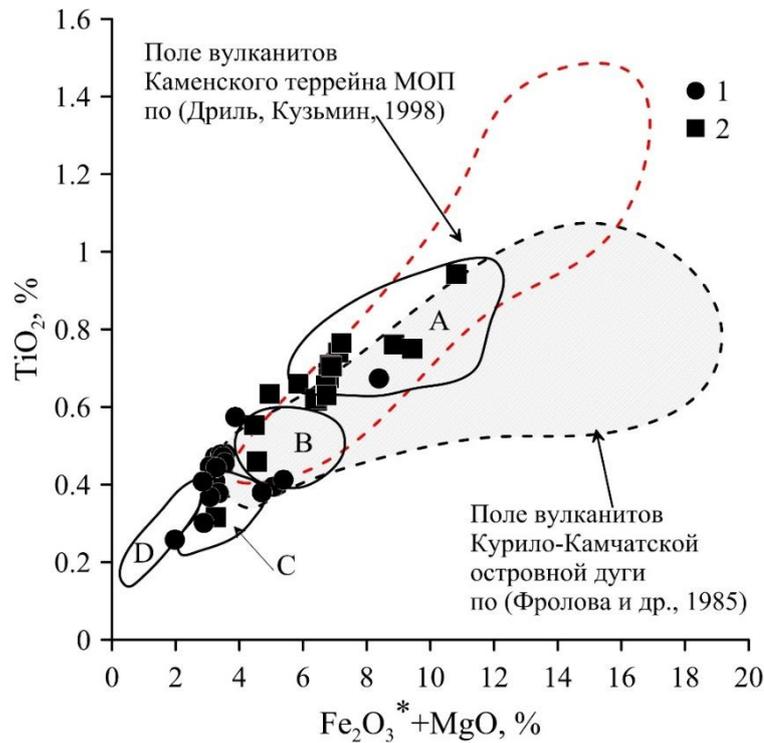


Рис. 4.2.2. Дискриминационная диаграмма Бхатия $TiO_2 - (Fe_2O_3^*+MgO)$ (вес. %) для метапесчаников и метаалевролитов усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна. Условные обозначения: 1 – полимиктовые песчаники, 2 – алевролиты. Поля, характеризующие песчаники из различных тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

Дискриминационная диаграмма [Bhatia, Crook, 1986] в координатах La-Th (рис. 4.2.3) демонстрирует широкие вариации в метаосадочных породах как концентраций La и Th, так и степени вариаций величины отношения La/Th. Так, в метаалевролитах содержания La достигают 48 мкг/г по сравнению с метапесчаниками, где максимальное содержание La не превышает 28 мкг/г. Метаалевролиты также несколько более обогащены Th по сравнению с метапесчаниками. Большая часть составов метапесчаников и метаалевролитов усть-борзинской свиты, имеющих величины La/Th=2-4, группируются в поле В составов осадочных пород зрелых (континентальных) островных дуг. Кроме того, имеется значительная группа осадков псаммитовых и алевритовых метаосадков, в которых La/Th=1-2, но при этом эти породы обеднены La. Последнее затрудняет геодинамическую типизацию этой группы пород, поскольку их составы выходят за пределы эталонных полей геодинамических обстановок. Можно предположить,

что La и Th в этих осадках концентрируется акцессорными фазами (возможно алланитами и монацитами), фракционирование которых было различным в осадочном процессе.

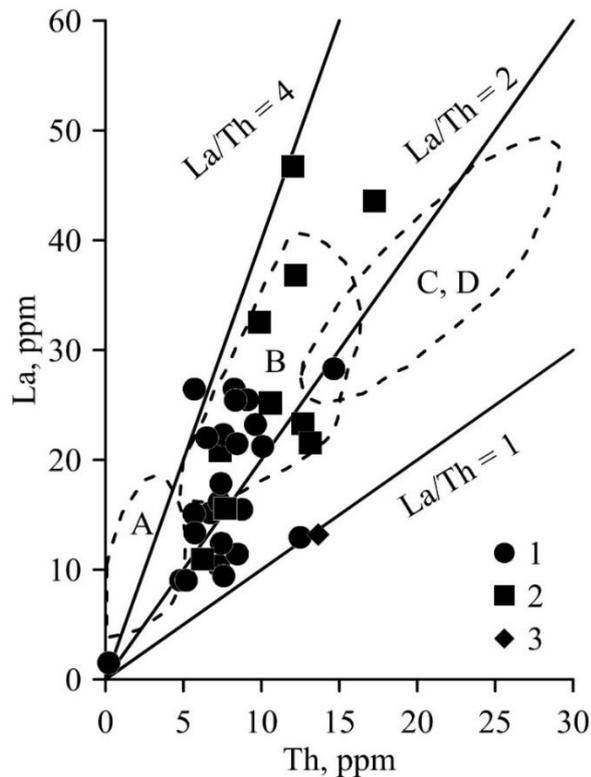


Рис. 4.2.3. Дискриминационная диаграмма La-Th [Bhatia, Crook, 1986] для метапесчаников и метаалевролитов усть-борзинской свиты Агинского участка Ононского террейна. Условные обозначения: 1 – полимиктовые песчаники, 2 – алевролиты, 3 – аргиллит. Поля, характеризующие песчаники из различных тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

Таким образом, метапесчаники усть-борзинской свиты обнаруживают связь с геодинамической обстановкой активной континентальной окраины, тогда как метаалевролиты группируются в поле составов осадков зрелых (континентальных) островных дуг, что подтверждается как петрохимическими, так и геохимическими данными (рис. 4.2.1-4.2.3).

4.3. Геодинамическая типизация пород метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна по литохимическим и геохимическим данным

Составы метапесчаников и метаалевролитов ранне-среднедевонской метаосадочной толщи Янканского террейна на дискриминационной диаграмме М.Р. Бхатия в координатах $Al_2O_3/SiO_2 - (Fe_2O_3^* + MgO)$ (рис. 4.3.1) располагаются в пределах двух полей – В и С. При этом отчетливо проявлена тенденция к накоплению фемической составляющей и росту глиноземистости пород с увеличением в последних доли тонкозернистой составляющей. Так, составы метапесчаников группируются в поле С (активные континентальные окраины), характеризующимся повышенной кремнекислотностью и умеренной фемичностью осадков. Тогда как составы метаалевролитов группируются в поле В диаграммы, соответствующем осадкам зрелых (континентальных) островных дуг. Аналогичный характер распределения составов метаосадков Янканского террейна наблюдается и на дискриминационной диаграмме $Al_2O_3/SiO_2 - (Fe_2O_3^* + MgO)$ (рис. 4.3.2). На диаграмме исключены составы микрокварцитов Янканского террейна, расположенные за пределами поля D. Согласно классификации Неелова они отвечают полимиктовым песчаникам, но геологически это микрокварциты.

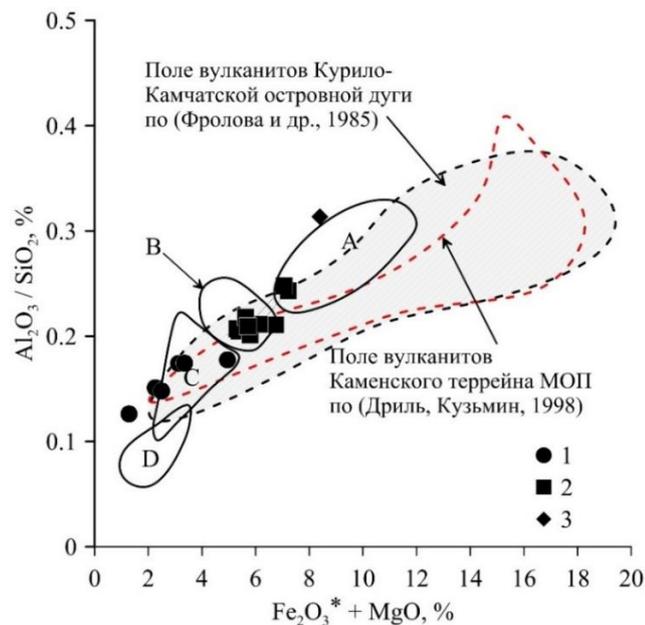


Рис. 4.3.1. Дискриминационная диаграмма Бхатия $Al_2O_3/SiO_2 - (Fe_2O_3^* + MgO)$ (вес. %) для метапесчаников и метаалевролитов метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна. Условные обозначения: 1 – полимиктовые песчаники, 2 –

алевролиты, 3 – аргиллит. Поля, характеризующие песчаники из различных тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

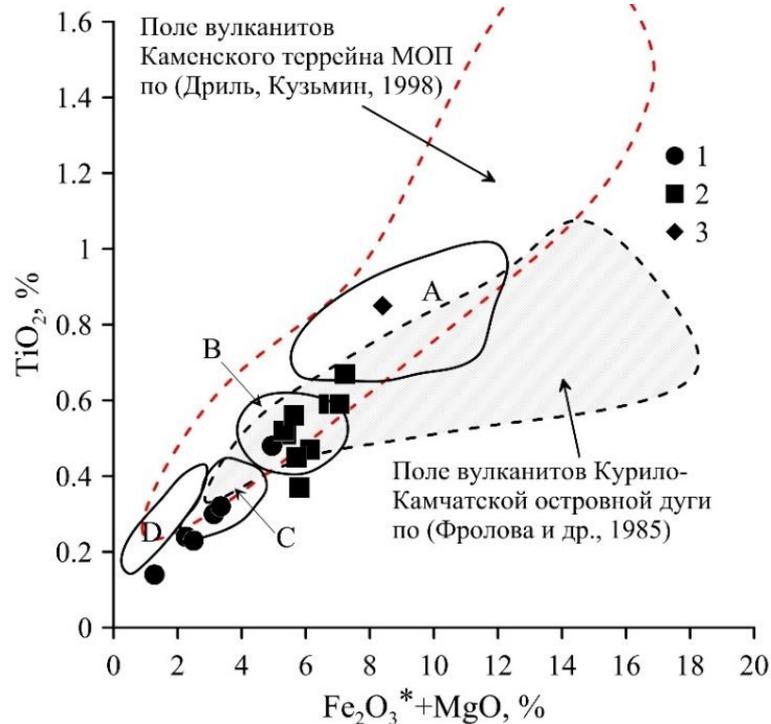


Рис. 4.3.2. Дискриминационная диаграмма Бхатия $TiO_2 - (Fe_2O_3^*+MgO)$ (вес. %) для метапесчаников и метаалевролитов метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна. Условные обозначения см. на рис. 4.3.1.

Дискриминационная диаграмма [Bhatia, Crook, 1986] в координатах La-Th (рис. 4.3.3) демонстрирует заметный разброс этих параметров в метапесчаниках рассматриваемой осадочной толщи. Концентрации La лежат в пределах от 20 до 40 мкг/г, а Th - от 15 до 25 мкг/г. Величина La/Yb лежит в пределах 1.0 – 2.5. Столь широкий масштаб вариаций химического состава метапесчаников, вызванный, вероятно, существенным осадочным фракционированием аксессуарных фаз, либо турбидитным осадконакоплением исключает возможность их уверенной геодинамической типизации по выбранным геохимическим критериям. Составы метаалевролитов образуют на рассматриваемой диаграмме компактный рой точек, располагающийся в поле В диаграммы, соответствующем осадкам зрелых (континентальных) островных дуг. Три точки составов микрокварцитов можно не учитывать в интерпретации, поскольку этот тип пород содержит низкие значения La и Th.

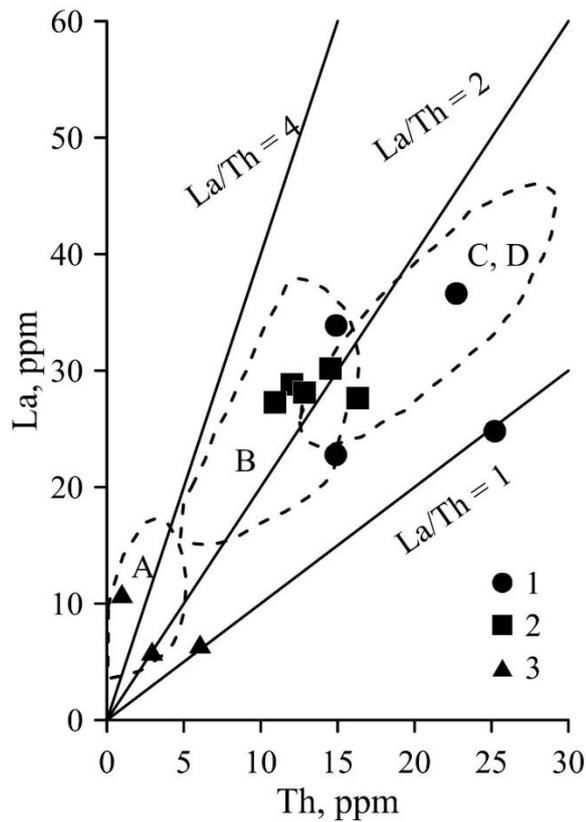


Рис. 4.3.3. Дискриминационная диаграмма La-Th [Bhatia, Crook, 1986] для метапесчаников и метаалевролитов метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна. Условные обозначения: 1 – полимиктовые песчаники, 2 – алевролиты, 3 – аргиллит. Поля, характеризующие песчаники из различных тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

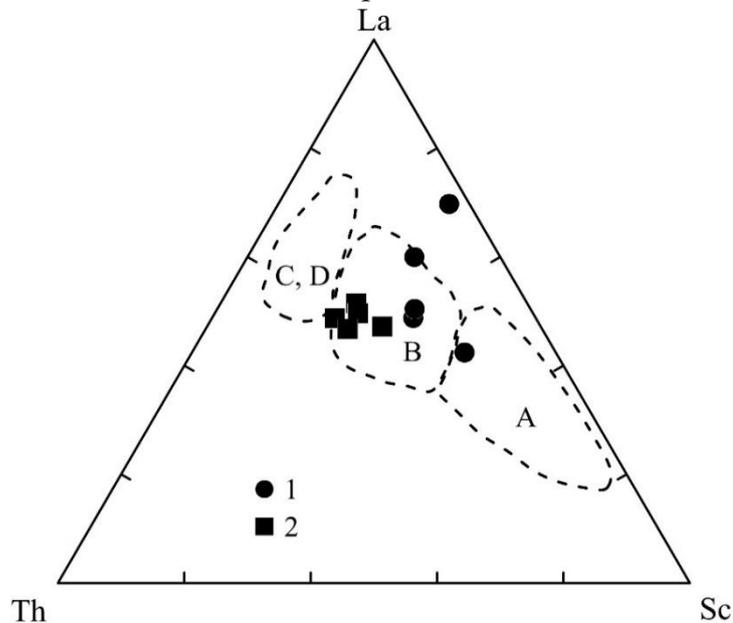


Рис. 4.3.4. Дискриминационная диаграмма Th-La-Sc [Bhatia, Crook, 1986] для метапесчаников и метаалевролитов метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна. Условные обозначения: 1 – полимиктовые песчаники, 2 – алевролиты. Условные обозначения см. на рис. 4.3.3.

На трехкомпонентной диаграмме Th-La-Sc (рис. 4.3.4.) эта закономерность выражена более отчетливо, т.к. в пределах поля В кроме метаалевролитов оказывается и большинство составов метапесчаников.

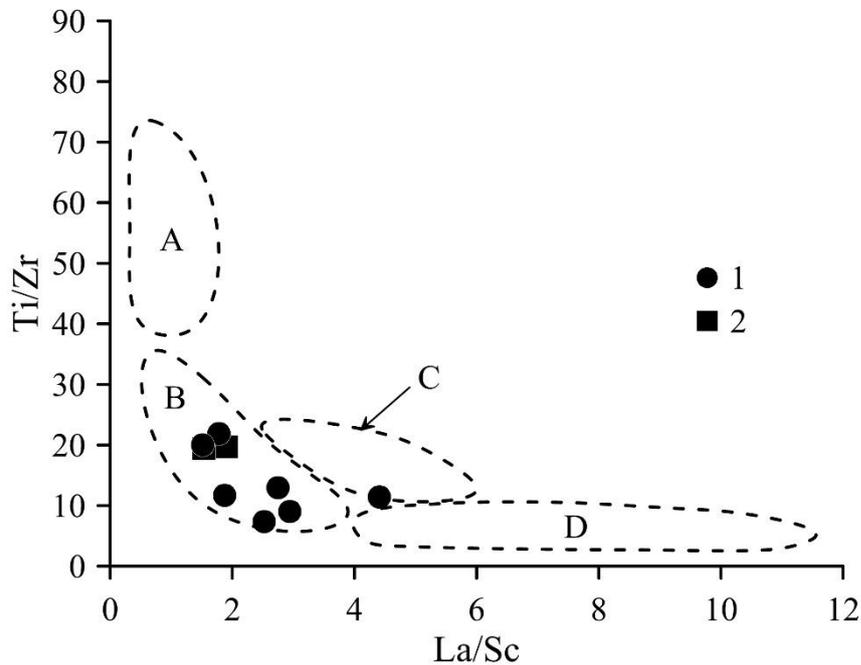


Рис. 4.3.5. Дискриминационная диаграмма Ti/Zr – La/Sc [Bhatia, Crook, 1986] для метапесчаников и метаалевролитов метаосадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна. Условные обозначения см. на рис. 4.3.3.

На дискриминационной диаграмме Ti/Zr – La/Sc (рис. 4.3.5) составы как метапесчаников, так и метаалевролитов лежат в поле В составов осадочных пород зрелых (континентальных) островных дуг, подтверждая все выводы, сделанные выше.

Составы метапесчаников осадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси группируются, главным образом, в поле В и меньшей степени в поле С и характеризуются повышенной кремнекислотностью и умеренной фемичностью осадков. Тогда как составы метаалевролитов группируются в поле В диаграммы, соответствующем осадкам зрелых континентальных островных дуг. Геохимические особенности пород более определенно указывают на принадлежность метаосадков осадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси геодинамической обстановке зрелых континентальных островных дуг.

Краткие выводы

Таким образом, использование комплекса петрохимических и геохимических дискриминационных диаграмм для выяснения геодинамических условий формирования исследованных метаосадочных пород показало следующее.

Породы олонской и чиндантской свит формировались в геодинамической обстановке склона зрелой (континентальной) островной дуги и/или активной континентальной окраины. Метапесчаники усть-борзинской свиты обнаруживают связь с геодинамической обстановкой активной континентальной окраины, тогда как метаалевролиты группируются в поле составов осадков зрелых (континентальных) островных дуг.

Геохимические особенности метаосадков осадочной толщи S⁺-D бассейна р. Тукси указывают на их принадлежность к геодинамической обстановке зрелых континентальных островных дуг.

Третье защищаемое положение.

Метаосадочные породы Олонского и Янканского террейнов формировались из терригенного материала при разрушении вулканитов зрелых континентальных островных дуг и активной континентальной окраины, а также при переотложении осадочных пород.

ГЛАВА 5. ИЗОТОПНЫЕ Sm-Nd ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОНОНСКОГО И ЯНКАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Первыми работами по исследованию изотопного состава Nd в терригенных осадочных породах [McCulloch, Wasserburg, 1978; O'Nions et al., 1983; Nelson, DePaolo, 1988] было показано, что отношения Sm/Nd терригенных осадочных породах – песчаниках, алевролитах, аргиллитах изменяются крайне незначительно и сходны с таковыми в магматических и метаморфических породах, из которых произошли осадки [Фор, 1989]. Исходя из этого был сделан вывод, что отношения Sm/Nd не претерпевают существенных изменений в результате процессов выветривания, переноса, отложения осадков и их диагенеза. Это позволило предположить, что Sm-Nd изотопные датировки осадочных пород наследуют возраст кристаллических пород, из которых они образовались. Это свойство может быть использовано для выявления источников терригенного осадочного материала. Модельные Sm-Nd изотопные датировки осадочных пород интерпретируются как время, прошедшее с момента отделения Nd от хондритового резервуара CHUR [Фор, 1989; White, 2015], т.е. представляют собой «время пребывания в коре».

Изотопные Sm-Nd системы магматических пород и осадочных образований широко используются для выявления изотопной структуры и особенностей формирования вещественного состава континентальной коры [Nelson, DePaolo, 1988; Liew, Hofmann; 1988, Коваленко и др., 1999], помогая прояснить характер распределения блоков континентальной коры различного изотопного возраста и вещественного состава в структуре платформ и обрамляющих складчатых поясов. Возраст складчатых поясов, сформированных вокруг Северо-Азиатского кратона, последовательно омолаживается от самого кратона к периферии его складчатого обрамления. При этом отмечается корреляция между геологическим возрастом структур и модельными Sm-Nd изотопными возрастами коровых пород (гранитоидов и осадков), слагающих эти структуры. Чем моложе геологический возраст складчатого пояса, тем моложе модельные изотопные Sm-Nd возраста коровых пород, входящих в его состав, что обусловлено добавками «ювенильного»

мантийного вещества, представленного породами офиолитов и островных дуг [Pfander et al., 2002, Yamamoto et al., 2009], в континентальную кору [Коваленко и др., 1996; Коваленко и др., 1999; Jahn et al., 2000, Kovalenko et al., 2004, Gordienko, 2021]. Эта закономерность хорошо иллюстрируется схемой районирования континентальной коры Центральной Азии (Монголия, Восточные Саяны, Северное Прибайкалье, Западное Забайкалье) по модельному Sm-Nd возрасту ее формирования, где выделены следующие возрастные провинции (T(DM)Nd млн.лет): архейская (>2600), раннепротерозойская (2000-2600), рифейская (1100-1650), раннекаледонская (600-950), герцинская (500-700), раннемезозойская (300-400) [Коваленко и др., 1999, Kovalenko et al., 2004].

Создание адекватной геодинамической модели истории развития МОП невозможно без Sm-Nd изотопно-геохимических исследований вещества осадочных пород, формировавшихся на разных этапах эволюции орогенного пояса. Как уже было показано выше, маркирующими Монголо-Охотскую сутуру являются вулканогенно-осадочные комплексы аккреционных призм. Наиболее характерными и представительными объектами исследований в пределах Ононского и Янканского террейнов МОП являются метаосадочные породы ононской, чиндантской, усть-борзинской свит, входящих в состав первого террейна, и S?-D метаосадочных образований бассейна р.Тукси, представляющих второй террейн.

Изотопные данные для Sm-Nd системы в метатерригенных породах Ононского и Янканского террейнов приведены в таблице 10.

Величины модельных возрастов TNd (DM-2) для пород ононской, чиндантской и усть-борзинской свит демонстрируют некоторое уменьшение величин модельных Sm-Nd возрастов с омоложением геологического возраста пород: 1050-1570 Ma, 1080-1100 Ma и 755-1350 Ma соответственно. Это свидетельствует о закономерной смене изотопных составов источников осадочного материала от более «древних» к более «молодым». Подобная тенденция намечается и в поведении величины $eNd(t)$ пород (рис.5.1). Изотопный состав Nd в исследованных метаосадочных породах характеризуется главным образом

слабоотрицательными величинами $\epsilon Nd(t) = -7.0 - (+0.7)$, но присутствуют и слабоположительные значения $\epsilon Nd(t) = 0.7 - (+4.8)$. Последние наблюдаются только в отложениях чиндантской и усть-борзинской свит и могут свидетельствовать о привносе более молодого вулканогенного материала.

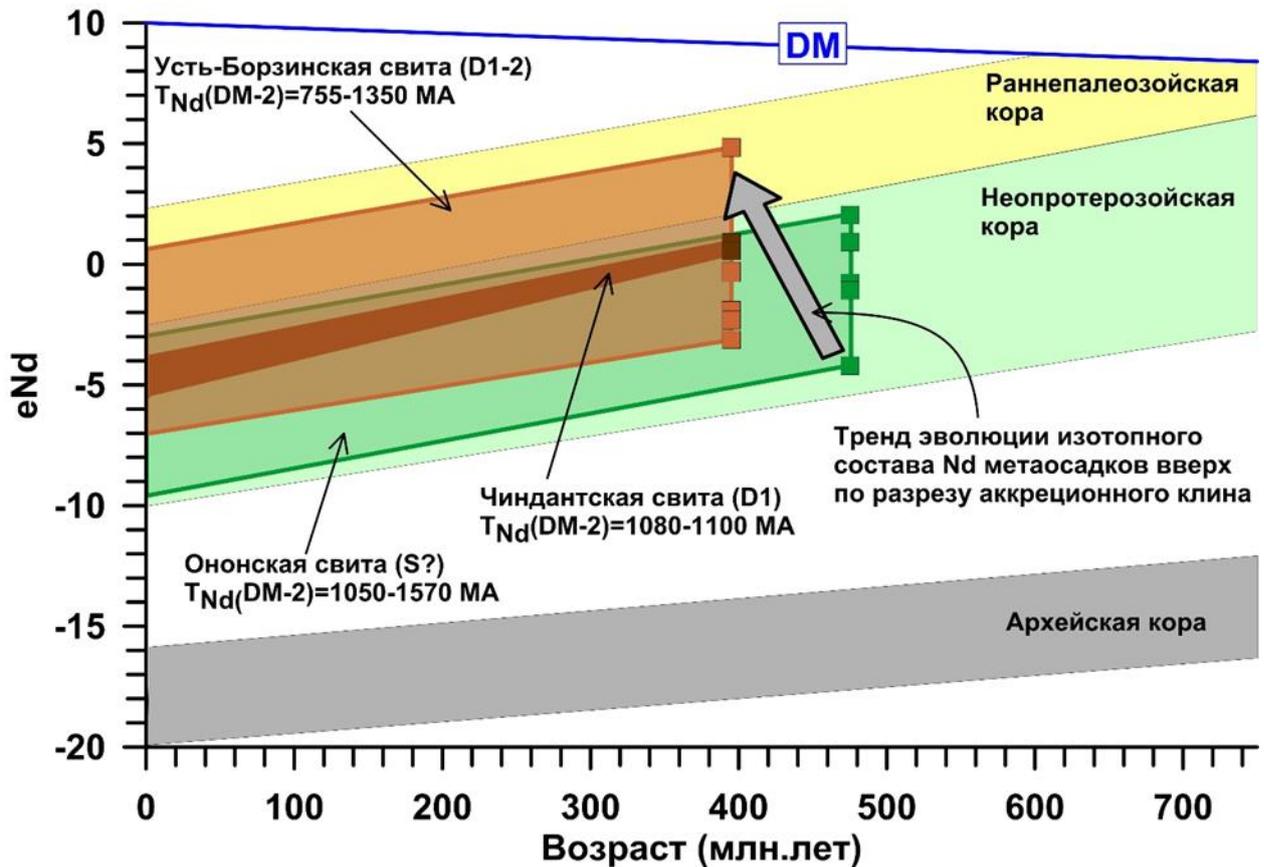


Рис. 5.1. Диаграмма ϵNd – "Возраст" для метаосадочных пород Ононского террейна аккреционного клина МОП. Условные обозначения: 1 – метаосадочные породы ононской свиты; 2 – метаосадочные породы усть-борзинской свиты; 3 – метаосадки чиндантской свиты.

Исследованные метатерригенные породы тунгалинской и дугдинской свит Янканского террейна имеют изотопные Sm-Nd характеристики, аналогичные породам Ононского террейна (рис. 5.2). Величины модельных возрастов $T_{Nd(DM-2)}$ лежат в пределах 1075-1263 Ma при слабой изменчивости величин $\epsilon Nd(t) = (-1.2) - (+1.1)$.

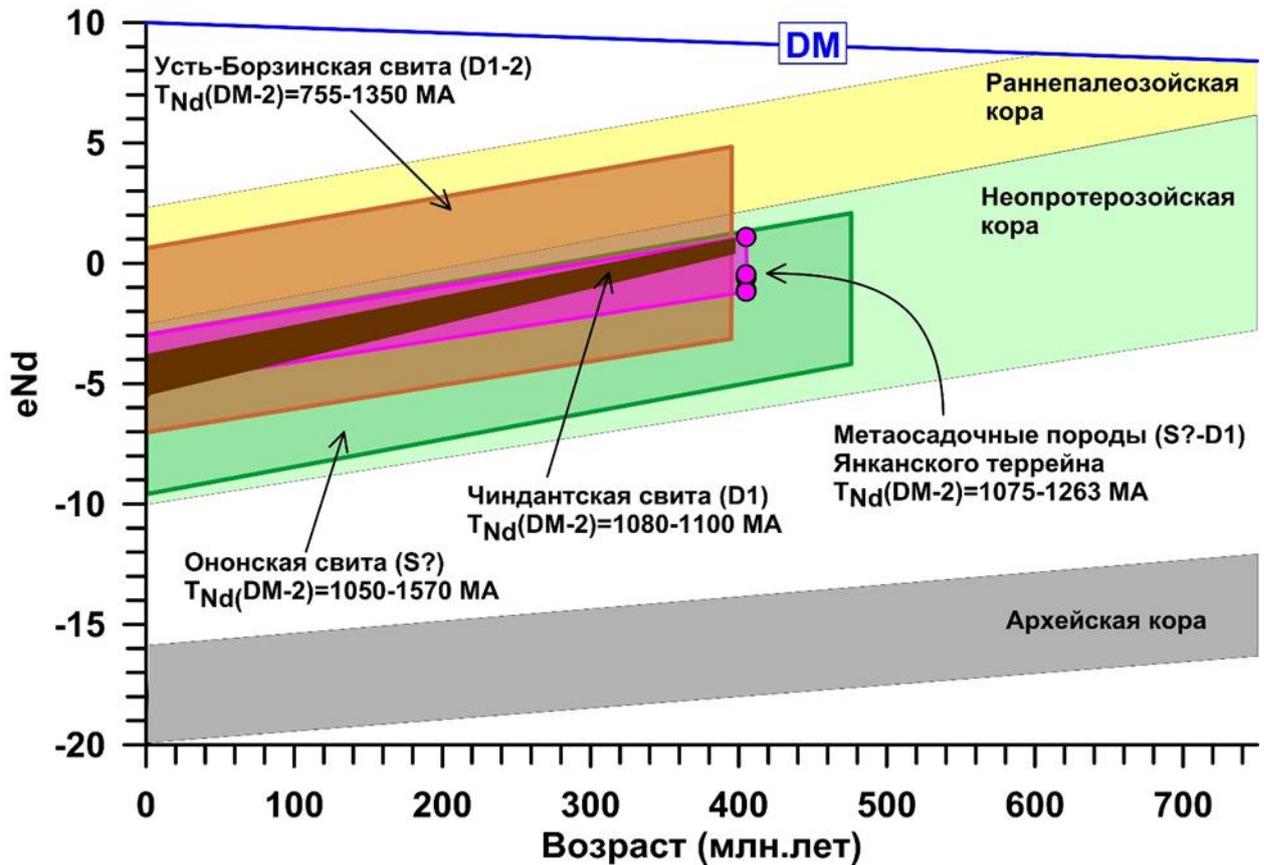


Рис. 5.2. Диаграмма eNd – "Возраст" для метаосадочных пород Янканского террейна аккреционного клина МОП. Условные обозначения: 1 – метаосадочные породы толщи S?-D₁₋₂ бассейна р.Тукси.

В целом очевидно, что Sm-Nd изотопные характеристики метаосадочных пород Ононского и Янканского террейнов МОП, обладая величинами $eNd(t) = -7.0 - (+0.7)$, 1050-1570 Ма, соответствуют области эволюции изотопного состава Nd неопротерозойской коры Центрально – Азиатского орогенного пояса (ЦАОП). Можно заключить, что главным источником осадочного материала, поступавшего в Монголо-Охотский палеоокеанический бассейн, служила континентальная кора сопредельных орогенных образований ЦАОП. Имеющиеся к настоящему времени региональные Sm-Nd изотопные данные [Сорокин и др., 2012; Смирнова и др., 2013; Сорокин и др., 2015; Дриль и др., 2017, 2018] $TNd(DM-2) = 1210-1470$ Ма, позволяют связать источник сноса осадочного материала с южной группой террейнов, обрамляющих МОП и прежде всего с Аргунским супертеррейном. Породы террейнов северного обрамления МОП, например, Западно-Станового, обладают существенно иными Sm-Nd изотопными характеристиками - $TNd(DM-2)$

>1800 Ma [Сорокин и др., 2015; Дриль и др., 2018] и поэтому не могут рассматриваться в качестве значимого источника осадочного материала.

Исходя из проведенного выше анализа вариаций изотопного состава Nd в породах Ононского и Янканского террейнов аккреционного клина МОП можно сделать вывод, являющий защищаемым положением.

Четвертое защищаемое положение.

Изотопные Sm-Nd характеристики метаосадочных пород Ононского и Янканского террейнов МОП, обладая величинами $\epsilon Nd(t) = -7.0 - (+0.7)$, 1050-1570 Ma, соответствуют области эволюции изотопного состава Nd неопротерозойской коры Центрально-Азиатского орогенного пояса. Источник сноса осадочного материала, поступавшего в палеобассейн, был связан с южной группой террейнов, обрамляющих МОП и прежде всего с Аргунским супертеррейном.

Таблица 10. Sm-Nd изотопные характеристики метаосадочных пород Ононского и Янканского террейнов Монголо-Охотского орогенного пояса.

Террейн	Свита	Проба	t (МА)	Sm мкг/г	Nd мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	+/- 2s	ε (0)	ε (t)	T (DM)	T (DM- 2)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(t)
Ононский	Ононская	Ку-22	475	1.92	10.2	0.1140	0.512380		-3.0	2.0	1019	1054	0.512130
Ононский	Ононская	Ку-24	475	2.43	12.8	0.1138	0.512424	5	-4.1	0.9	1104	1145	0.512074
Ононский	Ононская	Ку-24-3	475	1.72	8.8	0.1173	0.512381	6	-5.6	-0.8	1265	1288	0.511986
Ононский	Ононская	Ку-24-5	475	5.2	23	0.1358	0.512438	5	-4.8	-1.1	1482	1313	0.511971
Ононский	Ононская	Ку-24-6	475	1.09	6.1	0.1081	0.512485	5	-9.6	-4.2	1448	1571	0.511811
Ононский	Чиндانتская	Ку35	395	5.50	32.00	0.1035	0.512442	6	-3.8	0.88	981	1084	0.512174
Ононский	Чиндانتская	Ку-33	395	5.9	45.0	0.0789	0.512362	6	-5.4	0.56	893	1111	0.512158
Ононский	Усть- Борзинская	СА 15-35	395	6.19	32.61	0.11535	0.512309	11	-6.4	-2.3	1305	1350	0.512011
Ононский	Усть- Борзинская	СА 15-37	395	5.23	27.66	0.11525	0.512413	25	-4.4	-0.3	1143	1181	0.512115
Ононский	Усть- Борзинская	СА 15-44	395	2.57	12.7	0.11324	0.512670	22	0.6	4.8	731	755	0.512377
Ононский	Усть- Борзинская	СА 15-46	395	2.86	15.71	0.11076	0.512462	11	-3.4	0.9	1021	1083	0.512176
Ононский	Усть- Борзинская	СА 15-57	395	5.21	26.41	0.12017	0.512280	7	-7.0	-3.1	1419	1417	0.511969
Ононский	Усть- Борзинская	СА 15-63	395	3.69	19.18	0.11717	0.512334	5	-5.9	-1.9	1290	1317	0.512031
Янканский	Тунгалинская	Ту-1	405	4.23	21	0.1186	0.512428	5	-2.9	1.1	1065	1075	0.512172
Янканский	Тунгалинская	Ту-1-2	405	4.31	23	0.1113	0.512351	6	-5.0	-0.6	1148	1217	0.512085
Янканский	Тунгалинская	Ту-1-11	405	4.55	20	0.1373	0.512393	2	-4.2	-1.1	1450	1257	0.512060
Янканский	Дугдинская	Ту-2-4	405	5.5	27	0.1224	0.512147	9	-5.0	-1.2	1285	1263	0.512056
Янканский	Дугдинская	Ту-4-1	405	4.68	22	0.1302	0.512487	7	-3.9	-0.5	1302	1204	0.512093

Примечание. Здесь и далее в таблицах: t (МА) – принятый стратиграфический возраст пород; +/-2s – погрешность определения величины изотопного отношения; εNd(0) – современная величина "эпсилон" Nd породы; ε(Nd)t – первичная величина "эпсилон" Nd породы; T DM Nd – модельный возраст Nd породы по одностадийной модели; T (DM-2) Nd – модельный возраст Nd породы по двухстадийной модели.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Произведено петрографическое, геохимическое описание пород Ононского и Янканского террейнов МОП. Оно показало, что в составе этой крупной аккреционной призмь преобладают метаосадочные породы, ближе всего сопоставимые с флишоидными толщами с разным соотношением метатерригенного и вулканогенного материала.

Показано, что метаосадки ононской, чиндантской и усть-борзинской свит Ононского и ранне-среднедевонской метаосадочной толщи Янканского террейнов метаморфизованы в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Судя по наличию в породах стильпномелана и отсутствию биотита, температуры метаморфизма не превышали 350-360 °С. Все свиты сложены близкими литотипами метаосадков. Свиты различаются только соотношением пород разной зернистости и количеством прослоев вулканитов и линз известняков и яшмоидов. Поэтому для уточнения условий их формирования и изотопных характеристик является актуальным петрогеохимическое изучение метатерригенных пород данной аккреционной структуры.

Диаграммы петрохимических модулей, в частности АМ И ГМ, и мультикомпонентные диаграммы макрокомпонентов свидетельствуют о том, что исходным материалом при формировании изучаемых толщ послужили островодужные породы, вероятнее всего среднего-кислого состава (вулканогенный материал зрелых островных дуг).

Распределение редких элементов в главных разновидностях пород Ононского и Янканского террейнов показывает, что наиболее зрелый материал накапливался в чиндантской свите, тогда как в ононской и усть-борзинской свитах более низкие по сравнению с ВКК значения и резкие колебания уровня редких элементов свидетельствуют о меньшей зрелости пород этих толщ. Метаосадки Янканского террейна занимают промежуточное положение по степени зрелости осадков.

Метаосадочные породы ононской, чиндантской и усть-борзинской свит Ононского террейна, а также метаосадков осадочной толщи S?-D бассейна р. Тукси Янканского террейна формировались из терригенного материала при разрушении вулканитов зрелых островных дуг, и возможно, в обстановке активной континентальной окраины.

Sm-Nd изотопные характеристики метаосадочных пород Ононского и Янканского террейнов МОП, обладая величинами $\epsilon Nd(t) = -7.0 - (+0.7)$, 1050-1570 МА, соответствуют области эволюции изотопного состава Nd неопротерозойской коры Центрально-Азиатского орогенного пояса. Источник сноса осадочного материала в палеобассейн был связан преимущественно с южной группой террейнов, обрамляющих МОП, и прежде всего с Аргунским супертеррейном.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов, В.А. Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья [Текст] / В.А. Амантов. – В кн.: Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья / труды ВСЕГЕИ, новая серия. Л.,1963. т.81.
2. Амосова, А.А. Рентгенофлуоресцентное определение основных породообразующих элементов из образцов массой 50 и 110мг [Текст] / А.А. Амосова, С.В. Пантеева, В.В Татаринов, В.М., Чубаров, А.Л. Финкельштейн // Аналитика и контроль. – 2015. – Т. 19. – № 2. – С. 130-138.
3. Афонин, В.П. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ [Текст] / В.П. Афонин, Т.Н. Гуничева, Л.Ф. Пискунова. Новосибирск: Наука. – 1984. – 228 с.
4. Булгатов, А.Н., Состав базальтов рифейских офиолитовых зон Восточно Забайкалья [Текст] / А.Н. Булгатов, В.С. Климук – В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984. – 174 с.
5. Булгатов, А.Н. Условия образования и состав базальтов рифейских кулиндинской и ононской свит междуречья Онона и Аги (Восточное Забайкалье) [Текст] / А.Н. Булгатов, В.С. Климук // Тихоокеанская геология. – 2002. – Т. 21. –№2. – С. 9-17.
6. Булгатов, А.Н. Кулиндинская свита в стратотипе (Восточное Забайкалье, Монголо-Охотский складчатый пояс) [Текст] /А.Н. Булгатов, В.С Климук, Е.А. Шивохин // Отечественная геология. – 2010. – №4. – С.54-60.
7. Буслов, М.М. Террейновая тектоника Центрально-Азиатского складчатого пояса [Текст] // Геодинамика и тектонофизика. – 2014. – Т.5. – №3. – С.641-665.

8. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500000 [Текст]. Чита. 1997. – 239 с.
9. Гордиенко, И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса [Текст] / И.В. Гордиенко. - М.: Наука. - 1987. - 238с.
10. Гордиенко, И.В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах палеоазиатского океана [Текст] / И.В. Гордиенко, Д.В. Метелкин // Геология и геофизика. – 2016. – Т.57– №1. – С. 91-108.
11. Гусев, Г.С. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья [Текст] / Г.С. Гусев, А.И. Песков // Геохимия. – 1996. – №8. – С.723-737.
12. Добрецов, Н.Л. Глубинная геодинамика [Текст] / Н.Л. Добрецов, А. Г Кирдяшкин, А.А Кирдяшкин – 2-е изд., перераб. и доп. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. – 409 с.
13. Дриль, С.И. Геохимия пород Береинской палеоостровной дуги в Центральном секторе Монголо-Охотского складчатого пояса [Текст] / С.И. Дриль, М.И. Кузьмин // Доклады Академии наук. – 1998. – Т.360. – №2. – С. 241-245.
14. Дриль, С.И. Изотопная Nd-Sr систематика и редкоземельная характеристика пород палеоаккреционных комплексов восточно-забайкальской части Монголо-Охотского пояса [Текст] / С.И. Дриль, В.Н. Голубев, М.И Кузьмин. // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва: ИГЕМ РАН. ГЕОС. 2000. – С. 130-132.

15. Дриль, С.И. Изотопная Nd-Sr – систематика и редкоземельная характеристика пород аккреционных комплексов восточно-забайкальской части Монголо-Охотского пояса [Текст] / С.И. Дриль, В.Н. Голубев // Доклады Академии наук. – 2003. – Т.389. – №3. – С.369-373.
16. Дриль, С.И. Геохимическая типизация, геодинамические условия формирования и Sm-Nd изотопная характеристика метаосадочных пород кулиндинской, ононской и чиндантской свит Восточного Забайкалья [Текст] / С.И. Дриль, М.Э. Казимировский, Г.П. Сандиминова, Ю.В. Семенова (Носкова) // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. Материалы Всероссийской научной конференции. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН. 2007. В 3-х томах. – Т. 2. – С. 79-83.
17. Дриль, С.И. Sr-O изотопные системы и источники вещества коллизионных гранитоидов Монголо-Охотского орогенного пояса на примере ундинского комплекса Восточного Забайкалья [Текст] / С.И. Дриль, С.А. Сасим, Ю.В. Носкова // Крупные изверженные провинции, мантийные плюмы и металлогения в истории Земли. Материалы конференции. – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН. 2015. – С. 42-44.
18. Дриль, С.И. Источники вещества гранитоидов ундинского комплекса Восточного Забайкалья по Nd-Sr изотопным данным [Текст] / С.И. Дриль, Н.С., Герасимов, Д.А. Григорьев, Т.А. Владимирова, С.А. Сасим, Ю.В. Носкова // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 13. –Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2015. – С. 92-94.

19. Дриль, С.И. Изотопные Sm-Nd характеристики субдукционно-аккреционных комплексов Монголо-Охотского пояса и роль последних в процессах гранитообразования [Текст] / С.И. Дриль, Ю.В. Носкова, Д.А. Бельков // Современные направления развития геохимии: Материалы Всероссийского совещания, посвященного 100-летию академика Л.В.Таусона. 18-23 сентября 2017. –г. Иркутск. – С.59.
20. Дриль, С.И. Позднепалеозойские гранитоиды Восточного Забайкалья: геохронология, геодинамическое положение и источники вещества по изотопным данным [Текст] / С.И. Дриль, С.Ю. Скузоватов, Ю.В. Носкова, Д.А. Григорьев, Д.А. Бельков // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва, 5–7 июня 2018 г. Материалы конференции. – М.: ИГЕМ РАН. –2018. – С. 110-112.
21. Дубинин, А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане [Текст] / А.В. Дубинин. – М.: Наука, 2006. – 360 с.
22. Ефимов, А.Н. Докембрий и нижний палеозой юга Забайкалья [Текст]: автореф. дис...канд. геол.-минералог.наук / А.Н. Ефимов. – Л., ВСЕГЕИ, 1974. – 18 с.
23. Ефимов, А.Н. Расчленение и корреляция метаморфических комплексов докембрия и нижнего палеозоя Забайкалья [Текст]: Метод.пособие по геологической съемке масштаба 1:500000 / А.Н.Ефимов, Т.М. Тетяева – Л.: Недра. – 1982. – вып.10. – 208 с.
24. Зоненшайн, Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР [Текст] / Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, Л.М. Натапов: В 2 кн. –М.: Недра, 1990. – Кн. 1. – 328 с.
25. Интерпретация геохимических данных [Текст]: учеб. пособие / Е.В. Складоров [и др.]. – М.: Интермет Инжиниринг. – 2001. – 288 с.

26. Карандашев, В.К. Определение редкоземельных элементов в геологических объектах методами масс-спектрометрии и атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой [Текст] / В.К. Карандашев, О.А. Тютюнник, И.В. Кубракова // Масс-спектрометрия. – 2011. – Т. 8. – № 4. – С. 242-258.
27. Кемкин, И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое [Текст] / И.В. Кемкин. – М.: Наука. – 2006. – 258 с.
28. Кириллова, Г.Л. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области [Текст] / Г.Л. Кириллова, М.Т. Турбин. – М.: Наука, 1979. – 113 с.
29. Князев, Г.И. Стратиграфия нижнего палеозоя и докембрия Приаргунья [Текст] / Г.И. Князев. – Чита, Фил ЦНИГРИ, 1962. – 123 с.
30. Коваленко, В.И. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные [Текст] / В.И. Коваленко, В.В. Ярмолук, В.П. Ковач, А.Б. Котов, И.К. Козаков, Е.Б. Сальникова // Геохимия. - 1996. -№8. - С.699-712.
31. Коваленко, В.И. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные [Текст] / В.И. Коваленко, В.В. Ярмолук, В.П. Ковач, С.В. Будников, Д.З. Журавлев, И.К. Козаков, А.Б. Котов, У.Ю. Рыцк, Е.Б. Сальникова // Геотектоника. - 1999. -№3. -С.21-41.
32. Красинец, С.С. О находке спор в олонской свите в окрестностях ст. Оловянная [Текст] / С.С. Красинец, Б.В. Тимофеев – Бюлл. НТГО ЧГУ. Чита. – 1958. – №4. – С. 32–34.

- 33.** Кузьмин, М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских складчатых подвижных поясов [Текст] / М.И. Кузьмин. - Новосибирск: Наука, 1985. - 184 с.
- 34.** Кузьмин, М.И. История развития Монголо-Охотского пояса в среднем – позднем палеозое и мезозое [Текст] / М.И. Кузьмин, И.Б. Филиппова – В кн.: Строение литосферных плит (взаимодействие плит и образование структур Земли). - М.: Наука. - 1979. - С.189-226.
- 35.** Летникова, Е.Ф. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, Sm-Nd и Sr-изотопные свидетельства [Текст] / Е.Ф. Летникова, А.Б. Кузнецов, С.В. Вещева, В.П. Ковач // Доклады Академии Наук. - 2006. - Т.409. - №2. - С.235-240.
- 36.** Лисицын, А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах [Текст] / А.П. Лисицын. – М.: Наука, 1988. – 309 с. ISBN 5-02-003334-0
- 37.** Лобковский, Л.И. Современные проблемы геотектоники и геодинамики [Текст] / Л. И. Лобковский, А. М. Никишин, В. Е. Хаин ; под общ. ред. В. Е. Хаина ; Рос. акад. наук, Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова, Геол. ин-т, Моск. гос. ун-т им. М. В. Ломоносова. - М. : Науч. мир, 2004 (Вологда : ООО ПФ Полиграфист). - 610 с., [2] л. ил. : ил.; 27 см.; ISBN 5-89176-279-X (в пер.)
- 38.** Макрыгина, В.А. Геохимия метаморфических комплексов Восточного побережья оз. Байкал и их корреляционные соотношения с породами западного берега [Текст] / В.А. Макрыгина, З.И. Петрова // Геохимия. – 2005. – №5. – С. 485–502.
- 39.** Маслов, А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных [Текст]: учеб. пособие. / А.В. Маслов. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ. – 2005. – 289 с.

40. Маслов, А.В. Синорогенные псаммиты: основные черты геохимии [Текст] / А.В. Маслов, Г.А., Мизенс, В.Н., Подковыров, Э.З. Гареев, А.А. Сорокин, Ю.Н. Смирнова, Т.М. Сокур // Литология и полезные ископаемые. 2013 – №1. – С. 70-96.
41. Маслов, А.В. Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления [Текст] / А.В. Маслов, В.Н. Подковыров, Г.А. Мизенс, А.Д. Ножкин, В.Н. Фазлиахметов, А.И. Малиновский, А.К. Худoley, Л.Н. Котова, А.В. Купцова, Э.З. Гареев, Р.И. Зайнуллин // Геохимия. – 2016. – №7. – С. 579-595.
42. Маракушев, А.А. Петрология метаморфических горных пород [Текст] / А.А. Маракушев. – М.: Изд-во Московского университета. 1973. – 319 с.
43. Медведев, А.Я. Метавулканисты Кыранского блока (Восточное Забайкалье) [Текст] / А.Я. Медведев, А.Н., Булгатов, М.А., Горнова, И.В. Гордиенко, А.И. Альмухамедов // Литосфера. – 2007. – № 1. – С. 138-146.
44. Мигдисов, А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах [Текст] / А.А. Мигдисов // Геохимия. – 1960. – №2. – С.149-163.
45. Мурдмаа, И.О. Фации океанов [Текст] / И. О. Мурдмаа. – М.: Наука. – 1987. – 304 с.
46. Натальин, Б.А. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой системы [Текст] / Б.А. Натальин, Л.П. Попеко, С.А. Чеботов // Тихоокеанская геология. – 1985. – №2. – С.49-64.
47. Неелов, А.Н. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири [Текст] / А.Н. Неелов, Р.И. Милькевич. Наука. Л. – 1979. – 303 с.

48. Неелов, А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород [Текст] / А.Н. Неелов. – Л.: Наука. 1980. – 100 с.
49. Николаева, И.В. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) [Текст] / И.В. Николаева, С.В. Палесский, О.А. Козьменко, Г.Н. Аношин // Геохимия. – 2008. – № 10. – С. 1085–1091.
50. Николаева, И.В. Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой после сплавления с LiVO_2 [Текст] / И.В. Николаева, С.В. Палесский, О.С. Чирко, С.М. Черноножкин // Аналитика и контроль. – 2012. – Т. 16. – № 2. – С. 134-142.
51. Носкова, Ю.В. Лито-геохимические особенности и природа протолита метаосадочных пород аккреционного клина Монголо-Охотского орогенного пояса (ононская и чиндантская свиты Восточного Забайкалья) [Текст] / Ю.В. Носкова, С.И. Дриль, С.А. Сасим, О.В. Зарубина. // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». – 2016. – Т.18. – С. 105-127.
52. Парфенов, Л.М. Докембрийская тектоника Урало-Монгольского пояса и проблемы палеоокеанов [Текст] / Л.М. Парфенов, В.А. Попеко: В кн.: Тектоника Сибири. Т.7, М.: Наука. – 1976. – С. 154-167.
53. Парфенов, Л.М. Проблемы тектоники Монголо-Охотского складчатого пояса [Текст] / Л.М. Парфенов, Л.И. Попеко, О. Томуртоого // Тихоокеанская Геология. – 1999. – Т.18. – №5. – С.24-43.
54. Парфенов, Л.М. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии [Текст] / Л.М. Парфенов, Н.А. Берзин, А.И. Ханчук, Г. Бадарч, В.Г. Беличенко, А.Н. Булгатов, С.И.

- Дриль, Г.Л. Кириллова, М.И. Кузьмин, У. Ноклеберг, А.В. Прокопьев, В.Ф. Тимофеев, О. Томуртоого, Х. Янь / Тихоокеанская геология. – 2003. – №6. – С.7-41.
- 55.** Петтиджон, Ф. Пески и песчаники [Текст] / Ф. Петтиджон, П. Поттер, Р. Сивер.– М. Мир. – 1976. – 535 с.
- 56.** Петтиджон Ф. Осадочные породы. [Текст] / Ф. Петтиджон. Пер. с англ. – М., Недра, 1981г. – 751 с. – Пер. изд.: США, 1975.
- 57.** Петрова, З.И. Геохимия гранат-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) [Текст] / З.И. Петрова, В.А. Макрыгина // Геохимия –1994. – №5. – С. 659-670.
- 58.** Руженцев, С.В. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) [Текст] / С.В. Руженцев, Г.Е. Некрасов // Геотектоника. – 2009. – №1. – С. 39-85.
- 59.** Семенова (Носкова), Ю.В. Литохимические особенности палеозойских метаосадочных пород Тукурингра-Джагдинского террейна аккреционного клина Монголо-Охотского пояса [Текст] / Ю.В. Семенова (Носкова), С.И. Дриль, А.А. Сорокин // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. - Владивосток, 20-23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. – С. 130-131.
- 60.** Семенова (Носкова), Ю.В. Геохимия и источники формирования метаосадочных пород Янканского террейна (Амурская часть Монголо-Охотского пояса) [Текст] / Ю.В. Семенова (Носкова), С.И. Дриль // Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего Востока России: Материалы 4-й Всероссийской конференции молодых

ученых, г.Владивосток, 27 августа- 5 сентября 2012 г. Владивосток: Дальнаука, 2012. – С. 133-135.

61. Сили, Д.Р. Модель внутреннего склона глубоководного желоба [Текст] / Д.Р. Сили, П.Р. Вейль, Дж.Дж. Уолтон // Геология континентальных окраин. Под редакцией К.Берка и Ч. Дрейка. «Мир», Москва, –1978. – Т.1.– С. 276-290.
62. Соловьев, А.В., Формирование Восточно-Камчатской аккреционной призмы по данным трекового датирования цирконов из терригенных пород [Текст] / А.В. Соловьев, М.Н., Шапиро, Дж. И.Гарвер, А.В. Ландер // Геология и Геофизика. 2004. – Т. 45. – № 11. – С. 1292 -1302.
63. Соловьев, А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит [Текст] / А.В. Соловьев // Методы трекового и структурного анализа, серия «Российская академия наук», издательство «Наука», 2008. – 320 с.
64. Сорокин, А.А. Геодинамическая эволюция Восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса [Текст]: дис...д-ра геол.-мин. наук: 25.00.01, 25.00.04. / Сорокин Андрей Анатольевич. Б., 2005. – 358 с.
65. Сорокин, А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса [Текст] / А.А. Сорокин // Тихоокеанская геология. – 2001. – Т.20. – №6. – С.31-36.
66. Сорокин, А.А. Фрагменты палеозойских магматических дуг северных окраин Аргунского и Мамынского террейнов (Приамурье) [Текст] / А.А. Сорокин, Н.М. Кудряшов // 7 Международная конференция по тектонике плит: Тез.докл. М.: Науч.мир. – 2001 – С. 360-361.

67. Сорокин, А.А. Фрагменты палеозойских активных окраин Монголо-Охотского складчатого пояса (на примере северо-восточной части Аргунского террейна, Приамурье) [Текст] / А.А. Сорокин, И.М. Кудряшов, А.П. Сорокин // Доклады Российской Академии наук. – 2002. – Т.387. – №3. – С. 382-386.
68. Сорокин, А.А. Особенности химического состава и тектонические условия накопления палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) [Текст] / А.А. Сорокин, Ю.Н. Смирнова, Л.И. Попеко, А.П. Сорокин, Ю.В. Смирнов // Доклады Академии наук. – 2010. – Т.435. – №3. – С. 361-364.
69. Сорокин, А.А. Источники палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb, LA-ICP MS) исследований [Текст] / А.А. Сорокин, Ю.Н. Смирнова, А.Б. Котов, В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, Л.И. Попеко // Доклады Академии наук. – 2012. – Т.445. – №5. – С. 571-581.
70. Сорокин, А.А. Источники и области сноса палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических и U-Pb геохронологических (LA ICP MS) исследований [Текст] / А.А. Сорокин, Ю.Н. Смирнова, А.Б. Котов, В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, Л.И. Попеко // Геохимия. – 2015. – №6. – С. 539-550.
71. Смирнова, Ю.Н. Геохимические особенности палеозойских терригенных комплексов Ольдойского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение геодинамических условий седиментации [Текст] / Ю.Н. Смирнова, А.А.

- Сорокин, Л.И. Попеко, Ю.В. Смирнов // Геохимия. – 2013. – №4. – С. 344-365.
- 72.** Тейлор, С.Р. Континентальная кора: ее состав и эволюция [Текст] / С.Р. Тейлор, С.М. Мак-Леннан– М: Мир. – 1988. – 384 С.
- 73.** Фор, Г. Основы изотопной геологии [Текст] / Г. Фор. – М.: Мир. 1989. – 590 с.
- 74.** Фролова, Т.И. Происхождение вулканических серий островных дуг [Текст] / Т.И. Фролова, И.А. Бурикова, А.В. Гущин, В.Т. Фролов. – М.: Недра, 1985. – 275 с.
- 75.** Фролова, Т.И. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин [Текст] / Т.И. Фролова, Л.Л. Перчук, И.А. Бурикова – М: Недра. – 1989. – 261 с.
- 76.** Чамов, Н.П. Литогенез осадков в аккреционных призмах и его роль в формировании вещества континентальной коры [Текст] / Н.П. Чамов // Вертикальная аккреция земной коры. М.: Наука. – 2002. – с. 38-55.
- 77.** Чамов, Н. П. Вопросы связи литологии и тектоники при изучении осадочных бассейнов [Текст] / Н.П. Чамов // Литология и полезные ископаемые. – 2008. – №4. – с. 377-395.
- 78.** Шванов, В.Н. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов [Текст] /В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева и др. СПб.: Недра. 1998. – 352 с.
- 79.** Шевченко, Б.Ф. Тектоника и эволюция литосферы восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса [Текст] / Б.Ф. Шевченко, Л.И. Попеко, А.Н. Диденко // Геодинамика и тектонофизика. – Т.5. – №3. – 2014. – с.641-665.

80. Юдович, Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ [Текст] / Я.Э. Юдович. – Л.: Наука, 1981 – 276 с.
81. Юдович, Я.Э. Химическая классификация осадочных горных пород [Текст] / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Сыктывкар, 1986. – Науч. докл. – Вып.148–34 с.
82. Юдович, Я.Э. Основы литохимии [Текст] / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – СПб: Наука, 2000. – 479 с.
83. Afonin, V.P. X-Ray-Fluorescence Analysis Of Rocks By The Fundamental Parameter Method [Текст] / V.P. Afonin, A.L. Finkelshtein, V.J. Borkhodoev, T.N. Gunicheva // X-Ray Spectrom. –1992. – V. 21. –№ . 2. –P. 69-75.
84. Bhatia, M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones [Текст] / M.R. Bhatia // J.Geol. – 1983. – V.91. – № 6. – P. 611-627.
85. Bhatia, M.R. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control [Текст] // Sediment. Geol. – 1985. – V. 45. – P. 97–113.
86. Bhatia, M.R. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins [Текст] / M.R. Bhatia, K.A.W Crook. // Contrib. Mineral. Petrol. – 1986. – V. 92. – Issue 2. – P. 181-193.
87. Cox, R., The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States [Текст] / R. Cox, D.R. Lowe, R.L. Cullers // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1995. – V. 59. – P. 2919-2940.
88. Dominguez, S. Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction: insights from Sandbox experiments [Текст] /S.

- Dominguez, J. Malavieille, S.E. Lallemand // *Tectonics*. – 2000. – V. 19. – No.1 – P. 182-196.
- 89.** Dott, R.L. Wacke, greywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification [Текст] / R.L. Dott // *J. Sed. Petrol.* – 1964. – V. 34. – P. 625-632.
- 90.** Dril, S.I. Basic-ultrabasic complexes of the central part of the Mongol-Okhotsk belt: geochemistry and geodynamic implications [Текст] / S.I. Dril, E.V. Sklarov, A.A. Sorokin, A.A. Postnikov // Report 5 of the IGCP Projects 283 & 321. Fifth International Symposium on Geodynamic Evolution of the Paleasian Ocean & Pre-Jurassic Gondwana Margin in Eastern Asia. 1994 // Abstracts. Sapporo. Japan. P. 9-11.
- 91.** Floyd, P.A., Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland [Текст] / P.A. Floyd, J.A. Winchester, R.G. Park // *Precambrian Research*. – 1989. – V.45. – P. 203-214.
- 92.** Floyd, P.A. Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements [Текст] / P.A. Floyd, J.A. Winchester // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1975. – V.27. –P. 211-218.
- 93.** Gasser, D. Formation of a metamorphic complex along an obliquely convergent margin: structural and thermochronological evolution of the Chugach Metamorphic Complex, southern Alaska [Текст] /D. Gasser, E. Bruand, K. Stüwe, D. Foster, R.Schuster, B.Fügenschuh, T. Pavlis // *Tectonics* – 2011. – V.30 (TC2012). – P. 3-25.
- 94.** Gordienko, I.V. The role of island-arc oceanic, collisional and intraplate magmatism in the formation of continental crust in the Mongolia-Transbaikal region: geostructural, geochronological and Sm-Nd isotope data [Текст] / I.V. Gordienko // *Geodynamics & Tectonophysics*.– 2021. –V.12. – I.1. – P.1-47.

- 95.** Häussler, P.J. Constraints on the age and provenance of the Chugach accretionary complex from detrital zircon in the Sitka greywacke near Sitka, Alaska. [Текст] / P.J. Häussler, G. Gehrels, S. Karl. Studies by the U.S. Geological Survey in Alaska, 2004 // Geological Survey Professional Paper, 1709-F (2005). – P. 1-24.
- 96.** Hashimoto, Y. Underplating process from melange formation to duplexing: example from the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula, southwest Japan [Текст] / Y. Hashimoto, G. Kimura. // Tectonics, 1999. – v. 18. – № 1. P. 92-107.
- 97.** Herron, M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data [Текст] / M.M. Herron // J.Sed. Petrol. – 1988. – V.58. – P. 820-829.
- 98.** Jahn, B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic [Текст] / B. Jahn, F. Wu, B. Chen // Episodes. 2000. – V. 23. – P. 82 – 92.
- 99.** Kovalenko, V.I. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence [Текст] / V.I. Kovalenko, V.P. Kovach, A.B. Kotov, I.K. Kozakov, E.B. Salnikova, A.M. Larin // Journal of Asian Earth Sciences. –2004. –V.23. –I.5. – P.605-627.
- 100.** Liew, T.C. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study [Текст] / T.C. Liew, A.W. Hofmann // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1988. – v. 98 (2). – P. 129-138.
- 101.** Li, Qiugen, Contrasting provenance of Late Archean metasedimentary rocks from the Wutai Complex, North China Craton: detrital zircon U–Pb, whole-rock Sm–Nd isotopic, and geochemical data [Текст] / Qiugen Li, Shuwen Liu, Zongqi Wang, Zhuyin Chu, Biao Song, Yanbin Wang, Tao

- Wang. // *International Journal of Earth Sciences*. – 2008. – V.97. – Issue 3. – P. 443-458.
- 102.** McCulloch, M.T. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation [Текст] / M.T. McCulloch, G.J. Vasserburg // *Science*. – 1978. – V.200. – P. 1003-1011.
- 103.** McLennan, S.M. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations [Текст] / S.M. McLennan, S.R. Taylor, M.T. McCulloch, J.B. Maynard // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1990. – V. 54. – P. 2015-2050.
- 104.** McLennan, S.M. Early protherozoic crustal evolution: geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America [Текст] / S.M. McLennan, S.R. Hemming, S.R. Taylor, K.A. Eriksson // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1995. – V. 59. – № 6. – P. 1153-1177.
- 105.** McLennan, S. M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust [Текст] / S.M. McLennan // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3)*. – 2001. – V.2. – P. 86–98.
- 106.** Nelson, Bruce K. Comparison of isotopic and petrographic provenance indicators in sediments from tertiary continental basins of New Mexico [Текст] / Bruce K Nelson, Donald J. DePaolo // *Journal of Sedimentary Research*. – 1988. – V. 58. – Issue 2. – P. 348–357.
- 107.** Nesbitt, H.W. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites [Текст] / H.W. Nesbitt, G.M. Young // *Nature*. – 1982. – V. 299. – P. 715–717.
- 108.** Nesbitt, H. W. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implication for provenance

- studies [Текст] / H.W. Nesbitt, G. M. Young, S. M. McLennan, R.R. Keays // *Journal of Geology*. – 1996. – V. 104. – P. 525–542.
- 109.** O’Nions, R.K. A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles [Текст] / R.K. O’Nions, P.J., Hamilton, P.J. Hooker // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1983. – V.63. – P. 229–240.
- 110.** Ogawa, Y. Accretionary Prisms and Convergent Margin Tectonics in the Northwest Pacific Basin [Текст] / Y. Ogawa, R. Anima, Y. Dilek // *Modern Approaches in Solid Earth Sciences*. – Springer, 2011. – Vol.8 –277 p.
- 111.** Pearce, J.F. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas [Текст] / J.F. Pearce, D.W. Peate // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* – 1995. – V.23. – P. 251-285.
- 112.** Pettijohn, F.J. Sand and sandstones [Текст] / F.J. Pettijohn, P.E. Potter, R Siever. Springer - Verlag, New-York, 1972.
- 113.** Pfander, J.A. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope data [Текст] / J.A. Pfander, K.P. Jochum, I. Kozakov, A. Kroner, W Todt // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2002. – V. 143. – P.154–174.
- 114.** Plank, T. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents [Текст] / T. Plank // *Journal of Petrology*. – 2005. – V.46. – № 5. – P. 921-944.
- 115.** Plank, T. The geochemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle [Текст] / T. Plank, C.H. Langmuir // *Chemical Geology*. – 1998. – V.145. – №.3-4. – P. 325-394.

- 116.** Roser, B.P. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suits using SiO_2 content $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio [Текст] / B.P. Roser, R.J. Korsch // J.Geol. – 1986. – V.94. – №5. – P. 635-650.
- 117.** Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suits determined using discriminant function analysis of major element data // Chem.Geol. – 1988. – V. 67. – P. 119-139.
- 118.** Seely, D.R. Trench slope model [Текст] / D.R. Seely, P.R.Vail, G.G., Walton // The geology of continental margins / Ed. C.A. Burk, C.L. Drake. N.Y.: Springer. – 1974. – P. 249-263.
- 119.** Shervais, J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas [Текст] / J.W. Shervais // Earth and Planet. Sci. Letters. – 1982. – V59. – P. 101-118.
- 120.** Sorokin, A. A. Areas and sources of metasedimentary rocks in the Tukuringra terrane of the Mongolian–Okhotsk Mobile Belt: Results of Sm–Nd isotope study [Текст] / A. A. Sorokin, Corresponding Member of the RAS A. P. Sorokin, A. B. Kotov, V. P. Kovach and Yu. V. Plyaskin // Doklady Earth Sciences. –2016. –Vol. 470. – Part 1. – P. 961–964.
- 121.** Verma, S.P. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins [Текст] / S.P. Verma, J.S. Armstrong-Altrin // Chemical Geology. – 2013. –V. 335. – P. 117-133.
- 122.** Verma, S.P. Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings [Текст] / S.P. Verma, J.S. Armstrong-Altrin // Sedimentary Geology. – 2016. – V.332. – P. 1-12.
- 123.** Velikoslavinskii, S. D. Age, sources, and provenances of protoliths of metasedimentary rocks of the Dzheltulak Group, Dzheltulak Suture [Текст] / S. D. Velikoslavinskii, A. B Kotov, V. P Kovach, E. V.Tolmacheva, A. M.

- Larin, A. A Sorokin, Corresponding Member of the RAS A. P.Sorokin, K. L. Wang, E. B. Salnikova // *Doklady Earth Sciences*. – 2016. –Vol. 468. – Part 2. – P. 545–548.
- 124.** Visser, J.N.J. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo- Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa [Текст] / J.N.J. Visser, G.M. Young // *Palaeogeogr, Palaeoclimat, Palaeoecol.* – 1990. – V. 81. – P. 49-57.
- 125.** White, W.M. Isotope geochemistry [Текст] / W.M. White. – Chichester: Wiley-Blackwell: American Geophysical Union, 2015. – 478 p.
- 126.** Yamamoto, Sh. Granite subduction: Arc subduction, tectonic erosion and sediment subduction [Текст] / Sh. Yamamoto, H, Senshu, Sh. Rino, S. Omori, Sh. Maruyama // *Gondwana Research*. – 2009. – V.15. – P. 443-453.
- 127.** Zhou, J.B. Accretionary complex: geological records from oceanic subduction to continental deep subduction [Текст] / J.B. Zhou // *Science China Earth Sciences*. – 2020. – V. 63. – № 12. – P. 1868-1883.