Владимир Степанец

Геология и геодинамика офиолитов Центрального Казахстана

2015

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН
ТОО «ИНСТИТУТ ПРОБЛЕМ КОМПЛЕКСНОГО ОСВОЕНИЯ НЕДР»
КАРАГАНДИНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

В.Г. СТЕПАНЕЦ

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА ОФИОЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Караганда
2015

ББК 26.3
УДК 552.321.5/.6+551-242-3(-02)(574+25)
Степанец В.Г. Геология и геодинамика офиолитов Центрального Казахстана. – Караганда, 2015. – 362с.
ISBN 978-601-296-837-8

В книге рассмотрены проблемы геологии, петрографии, геодинамики и металлогении офиолитов Центрального Казахстана. Рассмотрена металлогения платины концентрически-зональных пироксенит-дунитовых и норит-кортландитового комплексов. Основное внимание уделено описанию разрезов и петрогеохимической специализации осадочно-вулканогенных и плутонических комплексов разновозрастных нижнепалеозойских офиолитовых ассоциаций. Геохимический состав изученных вулканитов указывает на переходный тип мантии, вовлеченной в магмогенерирующие зоны субдукции Казахстанского сегмента Палеоазийского океана и влияние холодного плюма на образование высокотитанистых базальтоидных комплексов. Постулируется хлоридная природа образования дифференцированных вулканитов и ассоциирующих с ними хромитовых дунитов. На основании геодинамических реконструкций доказывается террейновая природа складчатых структур мозаично-блокового типа Центрального Казахстана. На палинспастических реконструкциях показано приэкваториальное положение Казахстанского континента в среднем и верхнем ордовике.

Монография может представлять интерес для широкого круга специалистов в области естественных наук: научных работников, геологов-производственников и студентов геологических вузов.

Табл. 49. Ил. 171. Библ. 359 названий.

Ответственный редактор
профессор Санкт-Петербургского университета,
доктор геолого-минералогических наук
Бискэ Г.С.

Рецензенты:
Антонюк Р.М. – кандидат геолого-минералогических наук, ведущий геолог ТОО «Центргеолсъемка», г. Караганда, Республика Казахстан,
Мухин П.А. – кандидат геолого-минералогических наук, главный геолог компании SRK Consulting (Kazakhstan) Ltd,
Попов Л.Е.– доктор палеонтологии, старший научный сотрудник Национального музея, г. Кардифф, Уэльс, Великобритания.

©Степанец В.Г. 2015

ПРЕДИСЛОВИЕ ОТВЕТСТВЕННОГО РЕДАКТОРА

Предлагаемая к изданию работа В.Г. Степанца (всего страниц: 362) представляет интерес как первое в имеющейся литературе разностороннее и полное изложение геологических и геохимических материалов по офиолитовым комплексам Казахстана, которые развиты в пределах палеозойского складчато-надвигового пояса аккреционного типа. Возможно, этот регион наилучшим образом представляет ювенильную континентальную кору именно раннепалеозойского этапа земной истории.

Структура монографии включает принятые автором определения основных понятий и методические подходы, историю вопроса в региональном плане, полное изложение геологических данных, вместе с аналитическими материалами и датировками (главным образом палеонтологическими, но также изотопными), а затем или по мере необходимости – построение и обсуждение моделей становления офиолитовых комплексов. Здесь важно отметить обилие собственно геологических материалов, полученных лично автором или при его участии в те времена, для которых общим стилем работы было комплексное изучение региональной геологии и, разумеется, планомерное картирование. Последний вариант книги появился после долгой переработки первоначальной рукописи, в процессе которой постепенно отсекались детали геологических реалий Казахстанского региона и, наоборот, становились более подробными разработки различных моделей взаимодействия литосферных плит. При этом за рамками монографии осталась большая часть палеонтолого-стратиграфических материалов и их обсуждение. Может быть, это сделало содержание книги более однородным и тематически ориентированным. Все же стоит отметить, что исследовательская работа В.Г. Степанца проведена с хорошим биостратиграфическим обоснованием и в постоянном контакте со специалистами по палеозойской фауне, а это бывает не всегда и в данном случае должно повысить доверие читателя к опорным датировкам и корреляциям на их основе. В некоторых случаях, особенно при рассмотрении структуры аккреционных призм, обосновании аллохтонного положения офиолитовых и других комплексов, такие данные остаются решающими.

Большое, если не главное внимание в книге уделено минералогии, геохимии и генезису ультрабазитов, в связи с их установленным или возможным экономическим значением и прежде всего с содержанием хромитов и платиноносностью. Химическая аналитика по минералам ультрабазитов получена в последнее время и современными средствами. Автор предлагает и обсуждает модель надсубдукционного процесса, в которой большая роль отводится хлоридам океанской воды, содержащимся в осадке субдуцирующей океанской коры и меняющим состав флюидов мантийного диапира. Подробно рассматривается также вопрос о причинах различий в составе надсубдукционных ордовикских магматитов: главными причинами различий автор считает скорость субдукции и опять же содержание хлора в надсубдукционных расплавах.

Подробно продумана и представлена общая палинспастическая реконструкция палеозойского, особенно каледонского этапа истории, которая завершает характеристику раннепалеозойских событий в регионе. В целом вывод о преобладающем энсиалическом характере островных дуг региона не вызывает возражений: правда, рассуждения о северных или южных приэкваториальных широтах для Казахстанских дуг в общем остаются неопределенными и показывают недостаток критически важного палеомагнитного материала.

Много внимания уделяет автор сравнению казахстанских офиолитов с современными или кайнозойскими океанскими объектами, главным образом через количественные геохимические характе-

ристики. Это обычное и обязательное требование к работам подобного рода.

Однако есть сомнения в том, что диаграммы и размещение точек на их полях сами по себе не содержат ответа на геологические вопросы. Реальные геохимические характеристики окраинных морей, E- и N-базальтов срединных хребтов, островных дуг и пр. наверняка перекрываются и к тому же могут зависеть не только от собственно геодинамической обстановки. Может быть, совместное нахождение фрагментов «разных» по предполагаемой геодинамике офиолитов как раз и объясняется таким перекрытием признаков?

Другие замечания, сделанные в процессе редактирования, автором в основном учтены и исправления сделаны.

Теперь стоит отметить прекрасную иллюстрированность книги оригинальными картами, схемами, диаграммами. Все же одно соображение я бы хотел оставить. В литературе на русском языке давно устоялось написание многих известных географических названий, для которых изменение транскрипции создало путаницу. Многим читателям за пределами Казахстана надо будет объяснять, что Бозшаколь – это Бощекуль, Предшынгызье находится вблизи хребта Чингиз, а Джунгарию надо теперь искать в словарях на другую букву.

В небогатой литературе по геологии бывших республик СССР монография В.Г. Степанца – одно из наиболее содержательных и насыщенных новым материалом изданий.

Г.С. Бискэ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая монография посвящена проблемам геологии офиолитов Центрального Казахстана, в ней освещены вопросы вещественного состава и тектонической позиции офиолитов, расчленения их на комплексы, геохимических особенностей, генетических связей и структурных взаимоотношений между ними, возраста и временных соотношений между различными членами офиолитовой триады. Проведен сопоставительный анализ офиолитов различных структурно-формационных зон и даны возможные реконструкции геодинамических обстановок их формирования. Анализ собранного материала свидетельствует о том, что офиолиты Центрального Казахстана, особенно массивов Базарбай, Толпак и Караулшеку, являются благоприятными объектами для изучения магматических процессов, протекающих в надсубдукционных зонах на уровне глубин, недоступных для изучения в актуалистических аналогах.

В монографии уделяется внимание описанию стратиграфии кремнисто-вулканогенных комплексов, анализу геохимических данных, построению геодинамической модели развития палеозоид Центрального Казахстана и проблеме происхождения мантийных магм над зонами субдукции, основанных на полевых и камеральных исследованиях, выполненных автором за период с 1984 по 2013 гг., а также использованы материалы, опубликованные в последние годы П.В. Ермоловым [Ермолов, 2013] и К.Е. Дегтяревым [Дегтярев, 2013].

Материал, изложенный в монографии, собран автором в процессе геологического доизучения масштаба 1:50 000 территории листов Майкаинского рудного района в 1977-85 гг., тематических исследований структурного положения и вещественного состава ультрамафитов Майкаин-Кызылтасского района в 1984-88 гг., при разработке схемы биостратиграфического расчленения нижнепалеозойских кремнисто-вулканогенных отложений Алкамерген-Жиландинского и Майкаин-Кызылтасского районов в 1988-91 гг., в период подготовки к рабочему совещанию «Офиолиты Казахстана» [Ермолов и др., 1990], в процессе составления геодинамической карты Центрального Казахстана [Антонюк и др., 1995], а также в период проведения палеомагнитных исследований в 2002 г. под эгидой Мюнхенского университета.

Результаты вышеупомянутых исследований отображены: на тектонической карте Казахской ССР масштаба 1:1000 000, серия Центрально-Казахстанская [Антонюк и др., 1985]; структурно-формационной основе к прогнозно-металлогенической карте Центрального Казахстана масштаба 1:500 000 [Кондрашенков и др., 1986]; геологической карте Казахской ССР масштаба 1:500 000, серия Центрально-Казахстанская [Гранкин и др., 1991]. Они также вошли составной частью в корреляционную схему ордовикских отложений Казахстана и Киргизии [Алма-Ата, 1986] и Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою [Алма-Ата, 1991]; геодинамическую карту Центрального Казахстана масштаба 1:500 000 [Антонюк и др., 1995]; геологическую карту Республики Казахстан масштаба 1: 200 000, лист Экибастуз [Евсеенко и др., 2001].

Основные положения, отраженные в монографии, докладывались на III стратиграфическом совещании в г. Алма-Ате (1986), на XXI Всесоюзном тектоническом совещании в г. Москве (1988), на IV Казахстанском Петрографическом совещании в г. Караганде (1988), на Ломоносовских чтениях МГУ в г. Москве (1989), на II и III Всесоюзных совещаниях «Тектоника литосферных плит» в г. Москве (1989, 1991), на Международном совещании, посвященном памяти Л. Р. Зоненшайна «Плитная Тектоника» в г. Москве (1993), на Международном совещании «Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана» в г. Новосибирске (1993), а

также были представлены на 7-й Международной конференции по тектонике плит, посвященной памяти Л.П. Зоненшайна «Общие вопросы тектоники» в г. Москве (2001), на Международной научной конференции «Рифты литосферы» в г. Екатеринбурге (2002), на GEO 2002. Planet Erde: Vergangenheit, Entwick-lung, Zukunft. 1. 5. Oktober 2002 in Würzburg, на II Всероссийском симпозиуме по вулканологии и палеовулканологии в г. Екатеринбурге (2003), на Всероссийском совещании «Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований» в г. Новосибирске (2003), на X, XI, XIII и XIV научных студенческих школах «Металлогения древних и современных океанов» в г. Миассе (2004, 2005, 2007, 2008).

Детальное геологическое картирование основных выходов пород офиолитовой ассоциации сопровождалось сбором органических остатков, отбором проб для петрологических, палеомагнитных, хроматографических и изотопных исследований. Автором в равной степени были геохимически изучены как плутонические, так и вулканогенные составляющие офиолитов.

В полевых работах, при обработке каменного материала и написании отдельных разделов в разные годы принимали участие: Н.П. Антонюк, Н.А. Герасимова, Н.М. Гридина, Д.В. Гришин, Б.Ш. Клингер, В.Е Коник, М.К. Кимерле, Т.Ф. Слонова, В.И. Тимербекова, А.А. Якубчук (Агырек, Косгомбай); Л.Л. Герман, Д.В. Гришин, П.В. Ермолов, Л.А. Курковская, М.З. Новикова, Т.Ф. Слонова (Толпак); Л.Л. Герман, Н.А. Герасимова, Л.А. Гоганова, А.Н. Диденко, В.Е Коник, И.Ф. Кузнецов, С.А. Куренков, Л.А. Курковская, М.З. Новикова, Д.М. Печерский, Т.Л. Турманидзе, Т.Ф. Слонова, А.А. Якубчук (Караулшеку); Н.П. Антонюк, Н.М. Гридина, М.К. Кимерле, В.А. Гордеев (Богембай, Ангренсор), Н.А. Герасимова, Л.Л. Герман, И.Ф. Кузнецов, С.А. Куренков, М.К. Кимерле, М.З. Новикова, А.А. Якубчук (Тектурмас), Д.В. Гришин Д.М. Печерский, Т.Л. Турманидзе (Агадырь), Д.В. Гришин, П.В. Ермолов, Д.М. Печерский, Т.Л. Турманидзе (Итмурунды), Н.М. Гридина, Д.В. Гришин, Б.Ш. Клингер, В.Е Коник, Д.М. Печерский (Майлжен), Н.М. Гридина, Б.Ш. Клингер, В.Е Коник (Баскудук, Токсанбай).

Микрозондовые анализы породообразующих и акцессорных минералов были выполнены в лабораториях МГУ, ИГН НАН РК, БО АН СССР. Палеомагнитные исследования были проведены сотрудниками ИФЗ АН СССР под руководством Д.М. Печерского. Определение абсолютного возраста выполнено в лаборатории ГЕОХИ АН СССР Е.В. Бибиковой и Т.В. Грачевой. Хроматографические исследования выполнены в лаборатории ИГН АН КазССР под руководством Г.С. Букурова.

Автор благодарит палеонтологов Н. М. Гридину, В.Е. Коника, Б.Ш. Клингер, Л.А. Курковскую за поиски и определение фауны, что позволило значительно уточнить местную стратиграфическую схему.

Основные аспекты, касающиеся генезиса, возраста и вещественного состава офиолитов Центрального Казахстана, на разных стадиях исследований обсуждались: с В.Ч. Августыняком, А.В. Авдеевым, М.В. Алексютиным, Р.М. Антонюком, А.А. Арискиным, Б.П. Васильевым, В.И. Борисенком, Г.С. Букуровым, Л.Л. Германом, Н.А. Герасимовой, М.С. Гранкиным, А.Ф. Грековым, Н.М. Гридиной, Д.В. Гришиным, В.А. Гордеевым, И.В. Глуханом, В.Я. Глухеньким, Н.К. Двойченко, А.Н. Диденко, Р.Д. Евсеенко, П.В. Ермоловым, В.И. Жуковским, А.Р. Квятковским, И.Ф. Кузнецовым, С.А. Куренковым, Л.А. Курковской, П.А. Мухиным, М.З. Новиковой, И.Ф. Никитиным, Л.Е. Поповым, А.В. Рязанцевым, Н. Сеитовым, В.И. Серых, М.П. Щебуняевым.

Особую признательность автор выражает Г.С. Бискэ, взявшему на себя нелегкий труд научного редактирования настоящей монографии, а также рецензентам: Л.Е. Попову, Р.М. Антонюку и П.А. Мухину, чьи замечания улучшили изложение материалов книги.

ГЛАВА 1
МЕТОДИКА ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Петрогенные компоненты и элементы-примеси были определены в ЦХЛ ПГО «Центрказгеология» и ГЕОХИ РАН, состав породообразующих и акцессорных минералов изучен в МГУ, ИГН АН КазССР и БО АН СССР. Палеомагнитные исследования были проведены сотрудниками ИФЗ АН СССР. Исследования методом высокотемпературной газовой хроматографии осуществлены в Карагандинском отделении ИГН НАН РК. Все виды анализов были выполнены по одним и тем же образцам, что позволило провести корреляцию данных, полученных различными методами. Опробование проводилось, как правило, по профилям в крест простирания комплексов, что позволило проследить петрогеохимическую эволюцию пород офиолитовой ассоциации в пространстве и во времени.

Атомно-абсорбционным, рентгенофлуоресцентным и количественным спектральным методами анализа в вулканитах было изучено распределение редкоземельных элементов (REE – Y, La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu), литофильных элементов с высоко заряженными ионами (HFSE – Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Tb), с крупными ионными радиусами (LILE – K, Rb, Ba, Sr) и рудных элементов (Co, Ni, Cr). Выбор REE и HFSE был определен тем, что они по существу неподвижны [Toksöz & Bird, 1977 и многие другие], а Y и Yb неподвижны и при высоких давлениях флюидов [Kilian, 1997].

Сопоставительный анализ элементов-примесей в магматических породах производился путем их нормализации по базальтам Н-типа СОХ (NMORB): Rb 1, Ba 12, K 830, Sr 136, La 3, Ce 10, Ta 0.17, Nb 2.5, P 570, Hf 2.5, Zr 88, Ti 8400, Eu 1.2, Y 35, Ni 138, Cr 290 [Terney et al. 1981; Сондерс и др., 1987], хондриту: La 0. 378, Ce 0.976, Sm 0.230, Eu 0.0866, Tb 0.0589, Yb 0.249, Lu 0.0387, Ta 0.022 [Anders & Grevesse, 1989], примитивной мантии: Rb 0.6, Ba 6.600, Th 795, Nb 0.658, U 0.0203, La 0.648, Ce 1.675, Pb 0.150, Sr 0.0199, Sm 0.406, Zr 10.5, Hf 0.283, Eu 0.154, Ti 1205, Gd 0.544, Dy 0.674, Y 4.3, Er 0.438, Lu 0.675, Cr 2625, Ni 1960 [McDonough et al., 1991]; содержания всех элементов-примесей приведены в г/т.

Анализы кривых, нормализованных по NMORB, примитивной мантии и отношений элементов-примесей (La/Nb, Ta/Nb, La/Ta, La/Yb и др.) оказались более информативными [Сондерс и др., 1987], чем сопоставления абсолютных уровней концентрации Cr-Y и отношений Zr/Y-Zr [Pearce et al., 1981], Zr-Ti/100-Y*3 [Pearce & Cann, 1973].

Крайне продуктивным является использование диаграммы Th-Nb/16-Hf/3 [Wood, 1980], которая позволяет однозначно отделять вулканиты островодужных систем западно-тихоокеанского типа от вулканитов активных континентальных окраин восточно-тихоокеанского типа.

При отсутствии элементов-примесей целесообразно использовать диаграмму $10*MnO-10*P_2O_5-TiO_2$ [Mullen, 1983], которая довольно четко классифицирует вулканиты по содержанию фосфора. Низкофосфористые вулканиты характеризуют магматические комплексы западно-тихоокеанских островодужных систем, а высокофосфористые вулканиты широко представлены в пределах активных континентальных окраин.

В случае отсутствия данных по элементам-примесям целесообразно использовать дискриминанту D1=2.36 (SiO_2+ 15.61 TiO_2 +1.35 Al_2O_3-0.80 FeO-3.17 MnO+3.19 MgO+2.34 CaO+21.35 Na_2O-29.15 K_2O) [Дмитриев и др., 1999], где D1=255 является границей раздела плюмовой <255> спрединговой ассоциаций. В поле состава плюмовых ассоциаций ложатся также вулканиты островодужных комплексов, характеризуясь при этом более низкими значениями дискриминанты D1, что согласуется с представлениями В. Хофманна [Hofmann, 1997] о природе образования плюмовых ассоциаций.

В поле спрединговых ассоциаций, но при более высоких значениях D1, ложатся базальты задуговых спрединговых бассейнов. Величины дискриминанты D1 хорошо коррелируются с Na(8) [Klein & Langmuir, 1987; Plank & Langmuir, 1998].

Диаграмма отношений Nb/Y-Nb/Zr идентифицирует базальты океанических островов (OIB) и вулканиты суперплюмов, а на диаграммах Zr/Nb-Nb и Y/Zr-Nb/Zr [Tatsumi et al., 1998] хорошо разделяются тренды фракционирования вулканитов внутриокеанических островных дуг, вулканоплутонических поясов переходной области океан-континент, а также плюмовые ассоциации.

Степень частичного плавления мантийных шпинелевых перидотитов оценивалась по величине хромистости первичной шпинели в них: F=10*ln(Cr#)+24 [Hellebrand et al., 2001], где F – степень частичного плавления мантийного вещества, в %.

Геохимическая природа некоторых реперных элементов-примесей дана по материалам [Pearce et al., 1984; Hofmann et al., 1986; Сондерс и Тарни, 1987; Jenner et al., 1991; Kilian, 1997; Kerrich et al., 1999].

Ni, Co, Cr – совместимые (когерентные) элементы. Ni (Co) преимущественно входит в оливин. Cr входит в хромшпинель и клинопироксен. Их высокие концентрации показывают малую степень фракционирования исходной магмы.

V, Ti – несовместимые элементы на ранних этапах фракционирования, но сильно совместимы с ильменитом и титаномагнетитом. Раздельное поведение отражает появление самостоятельной фазы титана.

Zr, Hf – сильно несовместимые элементы. Должны постоянно накапливаться при фракционировании.

Ba, Rb – несовместимы до появления минералов калия (калиевый полевой шпат, слюды – биотит, роговая обманка).

Rb предпочитает слюды и Fsp. По K/Ba отношению можно выявить появление K-фаз.

Ba – характеризует уровень плавления океанических осадков.

Sr – замещает Ca в плагиоклазе (но не в клинопироксене). По уровню концентрации Sr оценивают глубину фракционирования магматического резервуара.

REE – гранат преимущественно накапливает тяжелые REE. Ортопироксен и роговая обманка имеют тот же эффект, но в меньшей степени. Сфен и плагиоклаз содержат преимущественно легкие REE.

Eu^{2+} - преимущественно накапливается в плагиоклазе.

Y – несовместимый (на уровне HREE). Преимущественно входит в гранат и амфибол. Сфен и апатит также могут концентрировать Y.

Th – относительно малоподвижный при изменении базальтов под воздействием морской воды. Ta – определяется с большой точностью. Оба элемента можно определить с большой точностью нейтронно-активационным методом.

Nb, Yb – неподвижны, а Ta-Nb минимум в островодужных вулканитах указывает, что мантийный резервуар над активной зоной субдукции не подвергается метасоматическому обогащению за счет подтоков снизу, из глубинных слоев мантии, поскольку литосферная плита служит физическим барьером на пути поднимающихся флюидов.

Высокие содержания Ti и Nb говорят в пользу участия в расплаве компонентов рециклированного субдуцированного слэба (океанической коры).

Ta-Nb минимум относительно (U) La, Th и Pb считается характерным для базальтов, сформированных в надсубдукционных обстановках с участием материала континентальной коры.

Крайне низкие концентрации Mg, Ni, Cr и Co указывают на высокую степень дифференциации исходной магмы, что может быть обусловлено повторным примитивным плавлением астеносферной мантии под воздействием надсубдукционных флюидов, отделяющихся от океанической плиты.

Участие морской воды в магматических процессах, протекающих над зоной субдукции, подтверждается присутствием короткоживущего космогенного изотопа ^{10}Be (бериллия).

ТЕРМИНОЛОГИЯ И ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ОФИОЛИТОВ

Впервые термин «офиолиты» был предложен французским геологом А. Броньяром [Brongniart, 1813, 1821] для магматических пород (перидотитов, габбро, диабазов и вулканогенных пород), образующих серпентинитовый меланж в Северных Апеннинах. Впоследствии Г. Хесс [Hess, 1955] назвал сочетание перидотитов (серпентинитов), диабаз-спилитов и кремнистых пород, ранее детально описанное Г. Штейнманном [Steinmann, 1927], «штейнмановской триадой», образование которой он генетически связывал с магматическими процессами, протекающими на дне океана.

Благодаря интенсивному развитию в 60-е годы прошлого столетия основных положений тектоники литосферных плит [Hess, 1960], заложенных еще вначале двадцатого столетия немецким метеорологом А. Вегенером [Wegener, 1912], офиолиты стали интерпретировать как реликты океанической коры геологического прошлого [Dietz, 1963; Gass, 1968; Пейве, 1969].

Такое понимание природы офиолитов дало основание, рассматривать зоны серпентинитовых меланжей в пределах Урало-Монгольского позднепротерозойско-палеозойского покровно-складчатого пояса как реликты структур Палеоазиатского (далее Палеоазийского) океана [Зоненшайн и др., 1990; Короновский, Якушова, 1991; Dobretsov et al., 1995; Печерский и Диденко, 1995].

Офиолиты [Колман, 1979], в соответствии с решением Пенроузкой конференции 1972 г., – это характерная ассоциация основных и ультраосновных пород, характеризующаяся слоистым строением и отражающая эволюцию становления океанической коры геологического прошлого. Термин «офиолиты» не может быть использован как название породы или стратиграфического подразделения при картировании. В полной офиолитовой серии снизу вверх представлены следующие типы пород: *Ультрабазитовый комплекс*, состоящий из гарцбургитов, лерцолитов и дунитов в различных количественных соотношениях, обычно обладающих текстурами тектонитов и более или менее серпентинизированных. *Габброидный комплекс* с кумулятивными текстурами и структурами, обычно с перидотитовыми и пироксенитовыми кумулятами, как правило, менее деформированными по сравнению с породами ультрабазитового комплекса. *Комплекс параллельных даек основного состава*. *Основной вулканический комплекс* сложен обычно подушечными лавами. Ассоциирующиеся типы пород представлены: 1) перекрывающими осадками, обычно включающими пачку ленточных кремнистых пород с тонкими прослоями глинистых сланцев и небольшим количеством известняков; 2) линзовидными телами хромитов, обычно приуроченными к дунитам; 3) натровыми лейкократовыми интрузивными и эффузивными породами.

Однако следует отметить, что исключительно океаническая гипотеза происхождения офиолитов еще в начале 70-х годов прошлого столетия, в период ее наивысшей популярности, была подвергнута критике [Ewart & Bryan, 1972; Miyashiro, 1973]. Впоследствии, основываясь на петрографическом, петрохимическом и формационном анализах, было показано, что офиолиты формируются в различных геодинамических обстановках: срединно-океанических хребтах (MOR); проницаемых зонах трансформных разломов (TF); окраинных морях (RM); спрединговых задуговых бассейнах (BAB) и в фундаменте островных дуг (ARC) [Miyashiro, 1973; Bessaluva et al., 1979; Bessaluva, 1987; Пирс и др., 1987 и др.].

Л. Бессалува [Bessaluva, 1987] предложил классифицировать офиолиты по уровню содержания в них титана. Наиболее достоверными актуалистическими эквивалентами высокотитанистых офиолитов являются магматические образования MOR и RM. Низко- и особо низкотитанистые офиолиты характерны для магматических серий ACR и BABB.

Дж.А. Пирс с соавторами [Пирс и др., 1987] подразделили офиолиты на два типа: офиолиты MOR и офиолиты, формирующиеся над зоной субдукции (SSZ). Последние отличаются от офиолитов COX не только пониженными концентрациями Ti, Cr и Y в базальтоидах, но также большей истощенностью мантийных перидотитов. Кумулятивные породы плутонических офиолитов SSZ и MOR характеризуются различной последовательностью кристаллизации минеральных парагенезисов. В офиолитах SSZ клинопироксен и ортопироксен кристаллизуются раньше плагиоклаза, тогда как в офиолитах MOR первым кристаллизуется плагиоклаз.

Автор рассматривает офиолиты как единую вулканно-плутоническую ассоциацию кислых-основных-ультраосновных пород, обладающих субслоистым строением, образовавшихся в результате последовательного развития комплементарных эффузивных и плутонических комплексов, члены которых связаны взаимопереходами и формируются в пределах единого тектономагматического цикла, в длительный промежуток времени, в различных геодинамических обстановках.

Все остальные фрагменты офиолитовых комплексов, не обладающие слоистым строением, сформированные в различных геодинамических обстановках и впоследствии тектонически совмещенные в единые пакеты, отнесены к офиолитовым террейнам [Степанец, 1990].

Впервые термин «террейн» был предложен П.Ю. Коней [Coney et al., 1980] для экзотических блоков континентальной коры, перемещенных в область активной окраины континентов, а несколько позже более детально они были описаны в работах [Sengör et al., 1981; Monger et al., 1982, 1985; Миясиро и др., 1985].

Значительно позже [Dilek et al., 1988; Степанец, 1990; Соколов, 1997; Соловьев и др., 1997, 2001] к террейнам стали относить структуры, характеризующиеся неоднородностью коры (офиолиты, вулканические острова, поднятия, микроконтиненты, осколки кратонов, островные дуги), широко развитые у северного обрамления современной Пацифики.

Проблема понятия термина «террейн» также неоднократно освещалась в работах [Moore, 1991; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Nokleberg et al., 1994].

Согласно теории тектоники литосферных плит [Hess, 1960 и многие другие], современная литосфера планеты Земля разбита на семь или восемь основных тектонических (литосферных) плит и много мелких плит, которые ограничены зонами сейсмической, вулканической и тектонической активности – границами плит. Движение этих плит относительно друг друга бывает трех видов: схождение (конвергенция); расхождение (дивергенция), а также сдвиговые перемещения. В геологической истории Земли литосферные плиты постоянно меняют свои очертания, они могут раскалываться в результате рифтинга и спаиваться, образуя единую плиту в результате коллизии. Литосферные плиты также могут тонуть в мантии планеты, достигая глубины внешнего ядра [Hofmann, 1997].

Границы древних тектонических плит, как правило, маркируются серпентинитовыми меланжами. В монографии использована классификация серпентинитовых меланжей, разработанная А.В. Пейве и его коллегами [Пейве и др., 1974] и дополненная С.А. Куренковым [Куренков, 1983]. Согласно их представлениям, серпентинитовые меланжи подразделяются на мономиктовый, олигомиктовый и полимиктовый. Мономиктовым называется такой меланж, в составе которого тектонически перемешаны в основном породы базит-гипербазитового состава. Олигомиктовый меланж состоит из тек-

тонических отторженцев и пород базит-гипер-базитового состава. Полимиктовый меланж характеризуется наличием тектонических блоков самого различного состава, в том числе и экзотических пород, неизвестных в автохтонном залегании.

По петролого-геохимическим индикаторным признакам офиолиты Центрального Казахстана подразделены на пять групп – океанические, окраинно-морские, спрединго-задуговые, островодужные и преддуговые.

Океанические и окраинно-морские офиолиты, как правило, не содержат рудных скоплений хромитов, а их вулканические составляющие отвечают примитивным базальтам. Они формируются из «сухих» мантийных магм, недонасыщенных кремнеземом.

Спрединго-задуговые офиолиты, в отличие от океанических, содержат рудные сегрегации хромитов, а их вулканические члены отвечают как примитивным, так и дифференцированным базальтоидам; преобладают спилит-офиолиты. Такие комплексы формируются в процессе флюидно-магматической дифференциации мантийных магм, насыщенных хлоридным флюидом, о чем свидетельствует присутствие титанистого амфибола (керсутита) и циркона в габброидах, а также рудных сегрегаций высокомагнезиальной шпинели в дунитах.

Преддуговые офиолиты, в отличие от спрединго-задуговых, содержат рудные скопления титаномагнетитов, перидотиты обогащены иттрием, их вулканические комплексы отвечают низкоглиноземистым примитивным вулканитам. «Сухие» мантийные магмы таких комплексов фракционируют по боуэновскому типу в условиях низкого давления и медленного охлаждения магматического расплава. Их плутонические комплексы нередко содержат субвулканические тела железистых бонинитов (бонинит-офиолиты) или низкожелезистых караулшекитов (караулшекит-офиолиты).

К надсубдукционным плутоническим офиолитам также отнесены породы норит-кортландитового комплекса, с которым генетически связаны сульфидно-никелевые руды, содержащие металлы платиновой группы, пространственно и генетически ассоциирующей с платиноностным пикрит-базальтовым комплексом. По-видимому, такие комплексы отражают тектоно-магматические процессы, протекающие в пределах сиалических задуговых бассейнов. Хромшпинель таких комплексов обогащена оксидом цинка.

Породы субщелочного дунин-верлит-клинопироксенитового комплекса отражают начальную стадию развития сиалических островодужных систем. Их титаномагнетитовые и апатитсодержащие клинопироксениты характеризуются наличием малосульфидного золото-платино-палладиевого оруденения. Их хромшпинель также обогащена оксидом цинка.

Сокращения, принятые в тексте. Ti-Mt – титаномагнетит; Crt – хромшпинель; PM – примитивная мантия (на время 4,5 млрд. лет); PHEM (Primitive Helium Mantle) – наиболее примитивный состав мантии, сохранившийся с самой ранней стадии развития Земли; LM – нижняя мантия; UM – верхняя мантия; DM – деплетированная мантия; EM – обогащенная мантия; NMORB – базальты N-типа срединно-океанических хребтов; TMORB – переходные; EMORB– обогащенные Nb, Ta, Ce, K, P базальты; OIB – базальты океанических островов; BON – бониниты, Mr – марианиты; CAB – известково-щелочные вулканиты; SABt – шошонит-абсарокит-банакиты; Fe# – железистость; Mg# – магнезиальность; Cr# – хромистость; Fe^{3+}# – степеть окисления железа; med-Ti – среднетитанистые; high-Ca – высококальциевые; low-Ca – низкокальциевые; high-N андезиты – андезиты, содержащие высокие концентрации галогенов; HFSE (High Field Strength Element) – элементы с высокозаряженными ионами; REE (Rare Earth Element) – редкоземельные элементы; LILE (Large-Ion Lithophile Elements) – крупноинные литофильные элементы.

ГЛАВА 2
ОБЗОР ЭВОЛЮЦИИ ВЗГЛЯДОВ НА ГЕНЕЗИС И ТЕКТОНИЧЕСКУЮ ПОЗИЦИЮ ОФИОЛИТОВ КАЗАХСТАНА

Первые сведения о наличии ультраосновных пород в пределах складчатых структур мозаично-блокового типа Центрального Казахстана принадлежат А. Краснопольскому (1900), Н.Г. Кассину (1931), Д.С. Коржинскому (1932), Г.Н. Водорезову (1933), которыми были описаны почти все известные ныне серпентинитовые пояса. И.И. Бок (1945) сопоставил окремненные змеевики с породами никеленосной коры выветривания серпентинитов Урала и сделал прогноз о наличии в Казахстане силикатных месторождений никеля и кобальта. В дальнейшем Д.Д. Пономаревым (1952), Р.П. Седачем (1960), П.В. Суспициным (1964) были исследованы и подсчитаны запасы никель-кобальтовых руд.

Первой петрографической сводкой по ультрамафитам и ассоциирующим с ними породам Центрального Казахстана была работа И.Ф. Трусовой (1948), в которой отмечается присутствие тел габбро, диоритов и плагиогранитов среди серпентинитов, приуроченность серпентинитов к границе нижней эффузивной и верхней яшмо-кварцитовой толщ.

Образование серпентинитовых поясов связывалось с внедрением ультраосновной и основной магм в зоны глубинных разломов. Ссылаясь на работы Н.А. Штрейса (1940), И.Ф. Трусова относит вмещающие породы серпентинитовых поясов к ордовику, тем самым, определяя возраст ультрамафитов как ордовик, а весь комплекс пород (перидотиты, базальты и яшмы) сопоставляет с офиолитовой триадой Г. Штейнманна [Steinmann, 1927]. Р.А. Борукаев [Борукаев, 1955], Н.П. Михайлов [Михайлов, 1962, 1971], А.Р. Квятковский [Квятковский, 1973] и многие другие геологи-съемщики придерживались аналогичной точки зрения, выделяя в составе серпентинитовых поясов разновозрастные раннепалеозойские габбро-перидотитовые интрузии. Противоречивые выводы о возрасте базит-гипербазитов были обусловлены тем, что их возраст основывался на времени формирования вмещающих толщ, которые на этой стадии исследований датировались, при отсутствии находок информативной микрофауны, то нижним палеозоем [Богданов, 1955], то докембрием [Борукаев, 1955; Антонюк, 1971].

Тектоническая позиция пород офиолитовой триады в пределах складчатых поясов мозаично-блокового типа также интерпретировалась неоднозначно. Ю.А. Зайцев [Зайцев, 1984], Е.И. Паталаха и В.А. Белый [Паталаха и др., 1977] считали, что офиолиты Казахстана являлись автохтонными образованиями, а серпентинитовые пояса представляли собой линейные мантийные диапиры, которые неоднократно протрудировали в палеозое.

Другой точки зрения придерживался В.Ф. Беспалов [Беспалов, 1980, 1982]. Он рассматривал офиолиты Центрального Казахстана как единый тектонический покров, надвинутый на докембрийский фундамент Казахстана в раннем кембрии или в раннем ордовике, при этом придерживался точки зрения Р.А. Борукаева, что офиолитовая ассоциация одна для всего Центрального Казахстана.

Из приведенного выше краткого обзора представлений о возрасте и генезисе серпентинитовых поясов Центрального Казахстана видно, что до 80-х годов прошлого столетия безраздельно властвовали представления, что габбро-перидотитовые массивы являлись продуктами инициального магматизма. Согласно этим представлениям, их внедрение происходило в виде последовательных интрузивных фаз на ранних этапах развития эвгеосинклинальных областей вдоль глубинных разломов, уходящих своими корнями в мантию.

В связи с этим методы определения возраста плутонических офиолитов были общегеологическими, время внедрения определялось возрастом, вмещающих их

пород и временем седиментации конгломератов, содержащих продукты их разрушения. При этом полностью игнорировались факты отсутствия надежных интрузивных контактов перидотитов с вмещающими толщами [Трусова, 1948], высокая степень рассланцевания серпентинитов, вплоть до образования стресс-милонитов [Рачковская, 1970], и то, что толщи, содержащие обломки дезинтегрированных серпентинитов и габбро, имеют с ними также тектонические соотношения [Беспалов, 1980].

В 1969 г. А. В. Пейве [Пейве, 1969] публикует статью «Океаническая кора геологического прошлого», где было высказано предположение о сходстве строения коры современных океанов с разрезами офиолитовых ассоциаций складчатых областей континентов, что обусловило в дальнейшем принципиально новый подход к пониманию и изучению офиолитов. Однако следует отметить, что еще в 1963 г. аналогичную точку зрения высказал Р.С. Дитц [Dietz**,** 1963] в своей статье «Альпинотипные серпентиниты есть фрагмент океанического рифта».

Впоследствии было установлено, что внедрение офиолитов в складчатые структуры континентов связано с горизонтальными крупномасштабными перемещениями. В процессе транспортировки породы офиолитовой триады преобразуются в серпентинитовые меланжи.

Было предложено двухчленное строение офиолитовых комплексов, внизу – меланократовый фундамент, а вверху – океанический чехол [Книппер, 1971, 1978; Перфильев и др., 1973; Антонюк, 1974, 1977]. В такой модели строения офиолитов габброиды и перидотиты относятся к более ранним образованиям, чем перекрывающие их инициальные базальты [Антонюк, 1974; Колман, 1979; Добрецов, 1980].

Исходя из идей неомобилизма и актуалистических принципов в геологии Р.М. Антонюк [Антонюк, 1974] сопоставляет базальты майкаинской свиты венданижнего кембрия, силициты и ассоциирующие с ними терригенные отложения косгомбайской свиты нижнего-верхнего кембрия, широко развитых на северовостоке Центрального Казахстана, соответственно со вторым и первым слоями современных океанов. При этом мафит-ультрамафиты на основании состава базальных конгломератов толпакской свиты венда в горах Толпак Р.М. Антонюк [Антонюк, 1974] относит к пассивному позднепротерозойскому меланократовому фундаменту вендо-кембрийского Казахстанского океана. Доказав при этом, что ультрамафиты и связанные с ними габброиды в пределах офиолитовых поясов Центрального Казахстана фрагментарно обнажаются в составе сложно перемятых аллохтонов, где они слагают отдельные массивные блоки, будины, или образуют серпентинитовый меланж, что впоследствии было подтверждено исследованиями его последователей [Степанец и др., 1984; Авдеев, 1986].

Позднее автором [Степанец, 1990] из керсутитовых габбро, залегающих среди дунитов и верлитов массива Толпак, где ранее Р.М. Антонюк описал позднепротерозойский меланократовый фундамент, был выделен циркон (477-480 млн. лет) и обоснована надсубдукционная природа мафит-ультрамафитов основных офиолитовых массивов (Караулшеку, Центрального Толпака, Майсора) северовостока Центрального Казахстана [Степанец, 1988, 1992].

В это время Н. Сеитов [Сеитов, 1988, 1992] продолжает разрабатывать принципы умеренного мобилизма в геологии.

В 80-90-е годы прошлого столетия благодаря интенсивному развитию конодонтовой биостратиграфии в Казахстане [Гридина и др., 1977; Герасимова и др., 1977; Курковская, 1985] было установлено, что верхние члены офиолитовых серий имеют широкий возрастной диапазон от верхнего кембрия до силура включительно [Новикова и др., 1993; Двойченко и др., 1982; Ермолов и др., 1990; Stepanets, 1993].

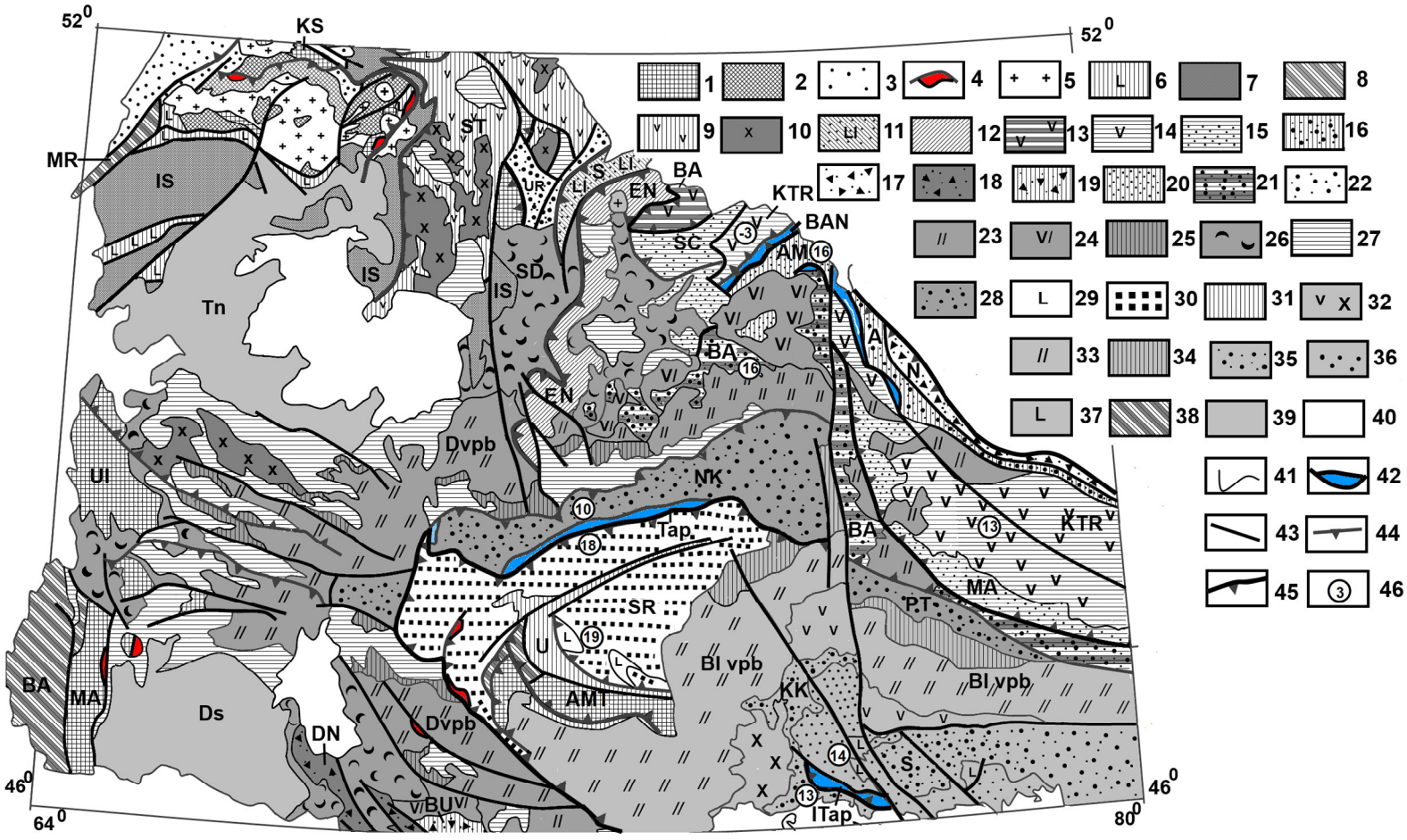
52⁰
52⁰
KS
MR
IS
ST
UR
Li
S
BA
EN
KTR
BAN
SC
AM
SD
Tn
Dvpb
UI
NK
Tap
SR
U
AMT
Bl vpb
KK
ITap
BA
MA
Ds
DN
BU
KTR
PT
46⁰
64⁰
80⁰
1 2 3 4 5 6 7 8
9 10 11 12 13 14 15 16
17 18 19 20 21 22
23 24 25 26 27
28 29 30 31 32
33 34 35 36
37 38 39 40
41 42
43 44
45 46

Рис. 2.1. *Геодинамическая схема Центрального Казахстана (по: [Объяснительная..., 1981; Тектоническая карта, 1985; Stepanets, 1993; Антонюк и др., 1995; Никитин, 2002], с изменениями и дополнениями автора)*

1 – террейны докембрийских микроконтинентов; 2 – метаморфические комплексы; 3 – кварциты; 4 – платиноносные и алмазоносные мафит-ультрамафитовые комплексы; 5 – гранитоиды; 6 – Никольско-Бурлукский континентальный рифт (O_1); 7-8 – комплексы пассивных континентальных окраин: 7 – Ишимская, 8 – Байканурская; 9 – Степнякская рифтогенная пассивная окраина (O_{2-3}), 10 – гранитоиды крыккудукского комплекса; 11 – Селетинский окраинный бассейн ($Є_1$-O_3); 12 – Ерейментау-Ниязский кристаллический массив (Pr-O_3); 13 – Бозшаколь-Ащикольская островодужная система ($Є_1$-O_3);14 – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс ($Є_1$-S_1); 15 – Шакшан-Маялжен-Арсаланский задуговой бассейн ($Є_1$-S_1) и Агырек-Арсаланская аккреционная призма (O_3); 16– Богембай-Аркалыкский преддуговой прогиб (O_{1-3}): 17 – Найманжальская аккреционная призма ($Є_2$-O_3); 18 – Джалаир-Найманская аккреционная призма; 19 – Бурунтауская аккреционная призма; 20 – Ангренсор-Майкаинский задуговой прогиб; 21 – Баянаул-Акшатауский преддуговой прогиб; 22 – Ирадырский преддуговой прогиб ($Є_1$-O_3); 23-25 – Девонская активная континентальная окраина (D_{1-3}): 23 – последовательно дифференцированная базальт-андезит-риодацитовая (D_{1-3}) и 24 – андезибазальт-риолитовая (D_{1-3}) и сопутствующие им интрузии; 25 – рифтогенная контрастная базальт-риолитовая (D_{2-3}) , 26 – Шидертинский задуговой бассейн (S_1-D_2), 27 – внутриконтинентальные моря и лагуны 28 – Нуринско-Карасорский и Предшынгызский преддуговые бассейны (O_3-D_3); 29-30 – Сарысуйское окраинное море (O_3-S_1); 31 – Успенский внутриконтинентальный рифт (D_3-P); 32-34 – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс (C_1-P_1): 32 – андезибазальтовый (C_{1-2}) и 33 – риодацитовый (C_1-P_2) комплексы и сопутствующие им интрузии, 34 – рифтогенная контрастная базальт-риолитовая (P_1), 35 –Кентарлау-Котанбулакский (D_1-C_1) и Саякский (D_1-P_1) преддуговые бассейны; 36-37– Тюретайское окраинное море; 38 – Марьенский континентальный рифт (C_1-T_2); 39 – Тенизская и Джезказганская континентальные лагуны; 40 – континентальные депрессии и долины; 41 – границы формационных комплексов; 42 – аккреционные офиолитовые призмы; 43 – региональные разломы; 44 – надвиги; 45 – границы тектонических плит; 47 – палеоширота.

Континентальные докембрийские террейны: KS – Кокшетауский, MA – Майтюбинский, UL – Улутауский, AMT – Атасу-Моинтинский; EN –Ерейментау-Ниязский срединный массив; пассивные континентальные окраины: BA – Байканурская, IS – Ишимская; активные окраины континентов: ST – Степнякский рифт, Dvpb – Девонский вулканоплутонический пояс, BIvpb – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс; KTR – Кендыкты-Чингиз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс; задуговые бассейны: S – Селетинский, SD – Шидертинский, AM – Ангренсор-Майкаинский, SC – Шакшанский, MA – Маялжен-Арсаланский; преддуговые бассейны: UR – Урумбайский; BA – Баянаул-Акшатауский, NK – Нуринско-Карасорский, PT – Предшынгызский; окраинные бассейны: SR – Сарысуйский, KK – Кентарлау-Котанбулакский, SA– Саякский;; континентальные рифты: MR – Марьенский, U – Успенский; континентальные лагуны: Tn – Тенизская, Ds – Джезказганская; аккреционные призмы: N – Найманжальская, BU – Бурунтауская, BAN – Богембай-Ангренсорская, T – Тектурмасская, IT – Итмурунды-Тюлькуламская

Выявлено широкое развитие в Центральном Казахстане разновозрастных олистостромовых комплексов [Рязанцев и др., 1987; Степанец, 1988, 1992; Новикова и др., 1993; Stepanets; 1993; Ermolov et al., 1993; Степанец и др., 1998 и др.], сопровождающих тектонические покровы пород офиолитовой триады. Установлено постепенное омоложение верхних возрастных границ олистостромов к ядерным

частям Джунгаро-Балхашской складчатой области [Stepanets, 1993].

В этот период был накоплен большой петрохимический материал по вулканитам офиолитов [Объяснительная записка..., 1981; Ермолов, 1990; Степанец, 1990, 1992; Кузнецов и др., 1990; Антонюк и др., 1995], что позволило разновозрастные нижнепалеозойские вулканиты Центрального Казахстана сопоставить с вулканогенными комплексами кайнозойских спрединговых окраинных морей и островных дуг Западно-Тихоокеанского региона и активных окраин континентов Восточно-Тихоокеанского региона [Ermolov et al., 1993; Stepanets, 1993, Nikitin, 1995, Segör, Natal'in, 1996; Степанец и др., 2002, 2011, 2012].

В монографии обосновано, что породы нижнепалеозойских офиолитовых триад (перидотиты, базальты и яшмы), картируемых в пределах аккреционных призм палеозоид Центрального Казахстана, не отражают состав палеозойской океанической коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород островодужного происхождения и глубоководных океанических осадков, соскобленных с океанических плит, погружающихся в зоны субдукции.

С позиций актуалистических принципов развития Земли аккреционные призмы рассматриваются как границы тектонических плит (рис. 2.1).

Офиолитовые комплексы Казахстана тектонически редуцированы, обнажаются в составе сложно построенных разновозрастных аккреционных призм, реже сутур, разделяющих разновозрастные флишоидно-молассовые прогибы, или слагают паравтохтоны, обнажающиеся в фундаменте палеоостровных дуг, вулканогенно-флишоидно-молассовых бассейнов [Stepanets, 1993; Антонюк и др., 1995], омолаживающихся закономерно к ядру Джунгаро-Балхашской складчатой области.

Гетерогенный серпентинитовый меланж Богембай-Арсаланской аккреционной призмы отражает историю развития, по-видимому, центральной части активной окраины приэкваториальной Гондваны.

Базит-гипербазитовые комплексы паравтохтонов Караулшеку Баянаул-Акшатауского и Базарбая Нуринско-Карасорского преддуговых бассейнов, Агадырского окраинного моря и серпентинитовые меланжи Тектурмасской и Итмурунды-Тюлькуламской аккреционных призм маркируют области схождения тектонических плит западной окраины приэкваториальной Гондваны.

Ниже будет дана характеристика строения офиолитов сложно дислоцированных структур нижнего палеозоя Казахстана.

ГЛАВА 3
БАЯНАУЛ-АКШАТАУСКИЙ ПРЕДДУГОВОЙ ПРОГИБ

ОФИОЛИТЫ ПАРАВТОХТОНА КАРАУЛШЕКУ КАК ФРАГМЕНТ ПРЕДДУГОВОЙ МАНТИИ

В главе приведено геологическое строение, химические составы пород, породообразующих и акцессорных минералов надсубдукционных офиолитов паравтохтона Караулшеку. Высокие концентрации железа оливинов, пироксенов и шпинелидов дают основание заключить, что их «сухие» мантийные магмы фракционировали по боуэновскому типу в условиях низкого давления и медленного охлаждения магматического расплава в преддуговой этап становления Баянаул-Акшатауской островодужной системы (рис. 2.1).

ВВЕДЕНИЕ

На северо-востоке Центрального Казахстана западнее гор Баян-Аул в междуречье Акозек и Ащысу, в урочище Караулшеку обнажается паравтохтон ордовикских надсубдукционных офиолитов (рис. 3.1), обдуцированный на флишоидно-молассовые отложения верхнего ордовика и силура [Степанец, 1992]. Это один из наиболее полно сохранившихся выходов офиолитов в пределах Центрального Казахстана [Объяснительная…, 1981], интенсивно исследуемых в конце 80-х и начале 90-х годов прошлого столетия [Степанец, 1988, 1992; Новикова и др. 1993; Турманидзе и др., 1991; Якубчук и др., 1988]. Накопленный материал по петрогеохимии пород и составу породообразующих пироксенов, оливинов и акцессорных шпинелидов в свете современных данных о природе мантии островодужных систем дает основание усовершенствовать наши представления о генезисе офиолитов преддуговых бассейнов.

Ранее вулканиты спилит-диабазового комплекса и перекрывающие их вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения включались в состав докембрийской ерейментауской серии [Борукаев, 1958], позднее они сопоставлялись соответственно с вендско-кембрийской базальтоидной майкаинской свитой и преимущественно кремнистой, нижне- и верхнекембрийской косгомбайской свитой [Объяснительная…, 1981].

Мафит-ультрамафиты подошвы паравтохтона Караулшеку Р.М. Антонюк [Антонюк, 1974] относит к пассивному меланократовому фундаменту, аналогичной точки зрения придерживаются М.З. Новикова [Новикова и др., 1993], А.В. Рязанцев [Рязанцев, 2005] и К.Е. Дегтярев [Degtyarev, 2010].

Первые находки раннеордовикских конодонтов в базальных яшмах в районе тригопункта Акозек (координаты 50.51 с. ш., 74.48 в. д) были осуществлены в 1985 г. Б.Ш. Клингер и Л.А. Гогановой, что послужило основанием автору выделить толщу спилитов в нижнеордовикскую караулшекинскую, а кремнисто-туфо-генно-вулканогенную часть разреза отнести к акозекской свите среднего и верхнего ордовика. Данная последовательность верхних членов разреза офиолитов массива Караулшеку Баянаул-Акшатауского преддугового прогиба была включена в корреляционную схему ордовикских отложений Казахстана и Киргизии [Алма-Ата, 1986]. Позднее эти разрезы детально изучались Л.А. Курковской, М.З. Новиковой, Н.А. Герасимовой [Новикова и др., 1993] и Н.М. Гридиной [Степанец, 1992].

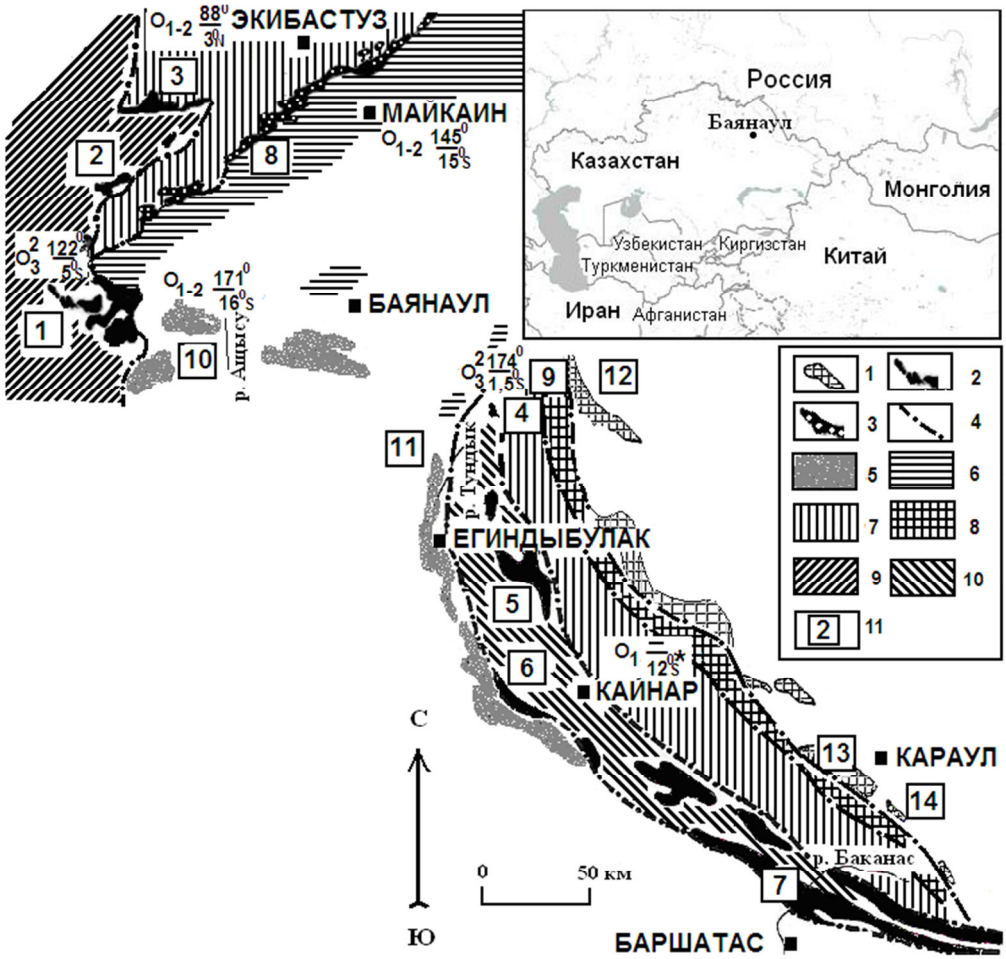

Рис. 3.1. *Схема структурно-формационных зон нижнепалеозойских отложений северо-востока Центрального Казахстана, Юго-Западного Предшынгызья и сопредельных территорий. Составлена с использованием материалов [Никитин и др., 1995; Антонюк и Васюков, 2003; Дегтярев и Рязанцев, 2007; Степанец, 2008]*

1-3 – аккреционные призмы: 1 – Найманжальская, 2 – Агырек-Арсаланская, 3 – Богембай-Ангренсорская; 4 – границы структурно-формационных зон; 5-10 – структурно-формационные зоны: 5 – Баянаул-Акшатауская, 6 – Ангренсор-Майкаинская, 7 – Кендыкты-Шынгыз-Тарагатайская, 8 – Аркалыкская, 9 –Шакшанская, 10 – Маялжен-Арсаланская; 11 – географические пункты: 1 – г. Агырек и Косгомбай, 2 – ур. Одак; 3 – оз. Майсор, ур. Сергели и г. Байахмет, 4 – г. Маялжен, 5 – г. Токай, 6 – г. Отызбес, 7 – г. Ушкызыл, р. Арсалан, 8 – г. Адильбек и Балааркалык, 9 – оз. Алкасор; 10 – ур. Караулшеку, 11 – левобережье р. Балатундык, 12 – г. Найманжал, 13 – г. Сарышокы, ур. Найман, 14 – Кызылтас; O_{1-2} *– возраст пород исследуемых на палеомагнитные свойства, в числителе склонение в древних координатах компоненты* J_n*, в знаменателе палеоширота (по [Антонюк и др., 1995; Куренков и др., 2002; Collins et al., 2003]). Полярность палеоширот ордовикских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов, опубликованная в работах Антонюка [Антонюк и др., 1995] и Куренкова [Куренков и др., 2002], приведена в соответствие с методикой разработанной М.В. Алексютиным [Alexyutin, 2005]*

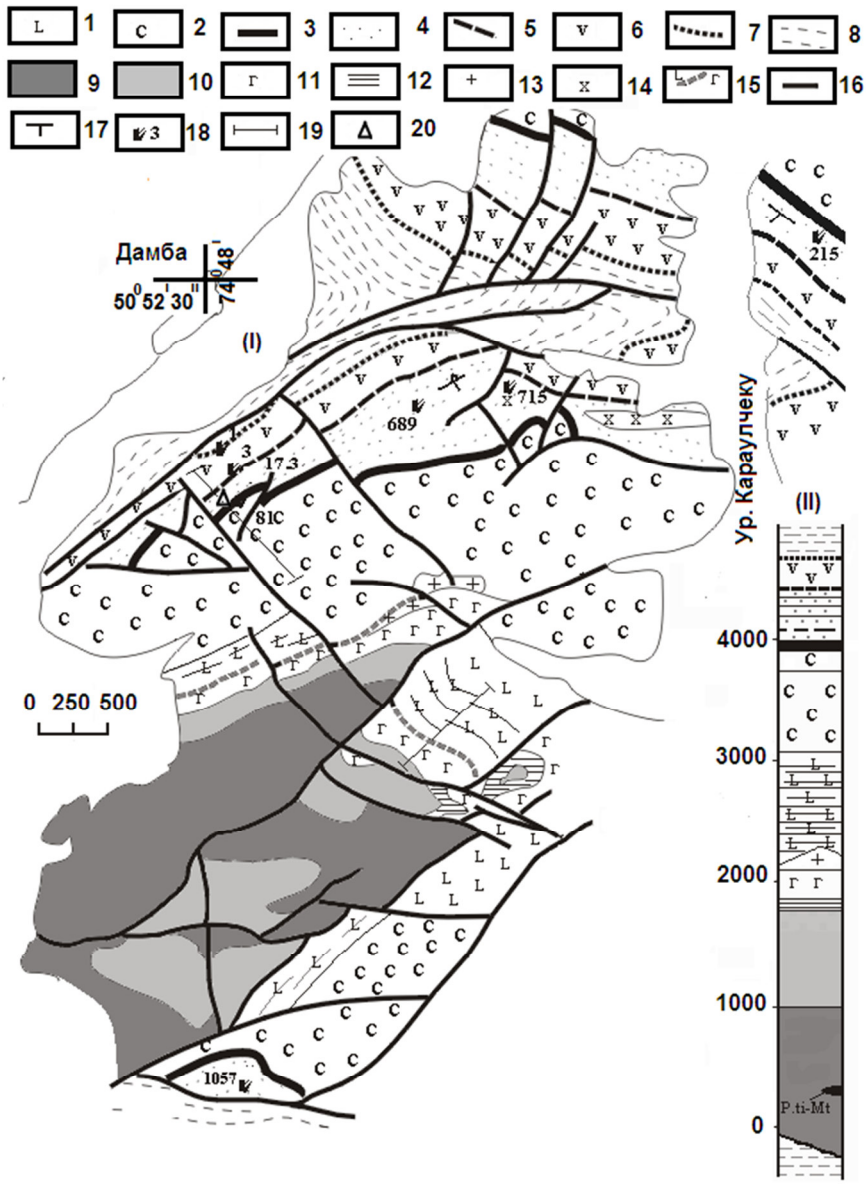

Рис. 3.2(I). *Геологическая схема северо-западной части паравтохтона Караулшеку (координаты тригопункт Акозек: 50°51'33" с. ш., 74°48' в.д.), по В.Г. Степанцу, Л.Л. Герману, М.З. Новиковой с изменениями и дополнениями автора*

1-2 – караулшекинский спилит-диабазовый комплекс (O_1fl): 1 – пластинчатые кварцевые диабазы, 2 – пиллоу-спилиты ($Dec_a=179^0$, $Inc_a=30^0$, $\alpha_{95}=19^0$, $пш=16^0$); 3-7 – акозекская свита ($Dec_a=171^0$, $Inc_a=33^0$, $\alpha_{95}=14^0$, $пш=18^0$): 3-5 – пестрая толща (O_2dp^1-da^3): 3 – базальные яшмы с конодонтами O_2dp^1, вероятно, зона P. navis, в кровле конодонты O_2da^1, 4 – дацитовые пепловые туфы, кремнистые туффиты и пласты яшм с конодонтами O_2da, 5 – песчаники; 6-7 – вулканогенная толща (O_3sa-ka^1): 6 – островодужные Opx-Cpx-Pl андезибазальты и их туфы, 7 – кремнистые алевролиты с конодонтами O_3sa-ka^1; 8 – зеленоцветные флишоиды кошиакозекской свиты (O_3ka^2-hi; $Dec_a=162^0$,

$Inc_a=25^0$, $\alpha_{95}=9^0$, пш=13^0 [Куренков и др., 2002]); 9-13 – надсубдукционные мафит-ультрамафиты: 9 – истощенные гарцбургиты, реже дуниты с подиформными залежами магнетитов, 10 –кумулятивные верлиты, дуниты, лерцолиты, роговообманковые и плагиоклазовые лерцолиты, пироксениты, 11 – габбро-нориты ($Dec_a=159^0$, $Inc_a=26^0$, $\alpha_{95}=14^0$, пш=14^0), диориты и одиночные силлы low-Fe долеритов ($Dec_a=163^0$, $Inc_a=23^0$, $\alpha_{95}=14^0$, пш=12^0) и high-Mg лейкограниты, 12 – пироксениты, 13 – плагиограниты и тондъемиты; 14 – среднеордовикские сиениты; 15 – доорогенные тектонические брекчии; 16 – тектонические разрывы; 17 – элементы залегания; 18 – места обнаружения конодонтов и их номера; 19 – места отбора ориентированных образцов для палеомагнитных исследований; 20 – тригопункт Акозек. Dec_a, Inc_a – склонение и наклонение в древних координатах компоненты J_n, α_{95} – угол овала доверия, пш-палеоширота (по: [Турманидзе и др., 1991]).

***(II)** Схематический разрез паравтохтона Караулшеку: P.ti-Mt – подиформные залежи магнетитов*

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАРАВТОХТОНА КАРАУЛШЕКУ

В видимом основании Караулшекинского паравтохтона (рис. 3.2) обнажаются тектонизированные и серпентинизированные гарцбургиты с редкими будинами магнетитов и титаномагнетитов общей мощностью до 1000 м. Лизардитовые петельчатые, полигонально-зернисто-петельчатые и ленточно-петельчатые серпентиниты смяты в мелкие линейные и вторично деформированные складки. Повсеместно отмечаются следы пластических деформаций. Вверх по разрезу постепенно уменьшается степень серпентинизации, рассланцевания, и чаще можно наблюдать чередование пластов пойкилитовых гарцбургитов и дунитов. В отдельных пластах устанавливается первичная магматическая слоистость, в верхах зоны обнажается выдержанный по мощности (до 50 м) горизонт кумулятивных дунитов с элементами градационной слоистости, обусловленной присутствием железистой хромшпинели. Кумулятивные дуниты сменяются переходной толщей, общей мощностью до 700 м, кумулятивных верлитов, дунитов, гарцбургитов и лерцолитов, реже плагиоклазовых и роговообманковых перидотитов, перемежающихся друг с другом в виде пластов переменной мощности. Все кумулятивные перидотиты содержат идиоморфные октаэдрические кристаллы хромшпинели. В строении разреза переходной зоны намечается следующая генеральная зональность: в нижней части разреза преобладают верлиты, реже встречаются дуниты, в верхах распространены лерцолиты. Они, как правило, характеризуются шаровой отдельностью, реже отмечаются массивные разновидности, тяготеющие к основанию разреза. С увеличением плагиоклаза количество оливина в лерцолитах резко снижается и в верхах переходной зоны появляется горизонт мощностью до 120 м оливиновых пироксенитов и пироксенитов, в котором доминируют ортопироксениты.

Последние постепенно сменяются породами габбро-норитовой (мафитовой) зоны, мощностью около 230 м, сложенной лейко- и меланократовыми габбро, норитами, роговообманковыми, оливиновыми, диопсидовыми габбро, прослоенные анортозитами и клинопироксенитами. Габброиды, особенно в нижней части зоны, хорошо ритмически расслоены, здесь преобладают меланократовые слои, где содержание пироксена достигает 60%. Меланократовые разновидности характеризуются наличием кумулатов плагиоклаза и пироксена. Вверх по разрезу количество пироксена постепенно уменьшается, слои приобретают лейкократовый облик и в разрезе доминируют роговообманковые габбро. В целом степень амфиболизации габброидов постепенно возрастает вверх по разрезу.

Разрез мафитовой зоны насыщен одиночными силлами, в верхах разреза сосредоточены тела low-Fe/high-Mg долеритов, а в низах разреза располагаются долериты и очень редко high-Mg лейкограниты. Лейкограниты внедрились позже долеритов и содержат их в ксенолитах, но параллельны телам долеритов. В межсилловых пространствах встречаются маломощные скрины изотропных габбро и диоритов. На первом этапе исследований офиолитов массива Караулшеку данные породы включались в состав кератофир-спилит-диабазового комплекса [Степанец, 1988; Якубчук и др., 1988]. Дополнительное картирование и анализ петрогеохимического состава пород дали основание выделить их в самостоятельную серию силлов позднего этапа [Степанец, 1992], а позднее low-Fe/high-Mg долериты были названы караулшекитами [Степанец, 2004]. Плутонические офиолиты прорываются более поздними, по-видимому, среднепалеозойскими субвулканическими телами трахидацитов (кератофиров), субсогласные тела последних проникают и в тектонизированные гарцбургиты, а редкие тела сиенитов прорывают низы разреза акозекской свиты.

Структурно выше, с тектономагматическими брекчиями в основании, залегает караулшекинский спилит-диабазовый комплекс (O_1), сохраняя при этом конформность с нижележащей толщей кумулятивных мафит-ультрамафитов, что подтверждено структурными исследованиями [Степанец, 1992; Новикова и др., 1993] и палеомагнитными данными [Турманидзе и др., 1991, Куренков и др., 2002]. В низах комплекса обнажается толща (~700 м) пластинчатых кварцевых диабазов, в верхах – потоки спилитов караулшекинской свиты (~1000 м).

Тела кварцевых диабазов характеризуются элементами градационной слоистости, которые напоминают серию силлов с односторонними зонами закала, обращенными к кровле разреза. Строение «пластинчатых» силлов хорошо картируется в отдельном тектоническом блоке в южной части массива, где плоско сглаженная сопка сложена коренными выходами кварцевых диабазов. Здесь кварцевые диабазы на выветренной поверхности похожи на тонко- и грубослоистые зеленые кремнистые алевролиты, в которых только под микроскопом можно наблюдать диабазовые структуры с элементами различной зернистости. Тонкокристаллические, скрытокристаллические участки диабазов в элювиальных россыпях описывались ранее как зоны закалки роя силлов [Степанец, 1988; Якубчук и др., 1989].

Маломощные тела плагиогранитов и трондъемитов проникают в подошву спилитов, содержат редкие ксенолиты габброидов и кварцевых диоритов и, в свою очередь, прорваны караулшекитами. В низах разреза спилитов встречаются редкие потоки риодацитов и силлы миндалекаменных кварцевых диабазов, в верхах миндалекаменные известково-щелочные пиллоу-спилиты содержат линзы железистых яшм. Спилиты афировые, олигофировые, реже – порфировые породы; массивные, однородные, иногда имеют подушечную отдельность (до 1,5 м), их потоки, как правило, мощностью до 150 м. Упаковка подушек и шаров в потоках очень плотная.

Стратиграфически выше вскрывается ритмично построенный разрез акозекской свиты [Степанец, 1988, 1992; Новикова и др., 1993; Nikitin, 1995]. В основании разреза обнажается пестроцветная кремнисто-туфогенная толща, где преобладают кислые пепловые туфы, переслаивающиеся с туффитами, туфо-алевролитами, туфопелитами, туфо-песчаниками. Базальные яшмы содержат конодонты, вероятно, зона *B. navis*, среднего ордовика раннего дапина, в кровле горизонта встречаются конодонты раннего дарривила. В верхах пестрой толщи пачка вишнево-бурых слоистых кремнистых алевролитов содержит спикулы кремнистых губок, брахиоподы и конодонты верхней части дарривилского яруса. В верхах разреза акозекской свиты распространены преимущественно островодужные базальтовые, андезибазальтовые вулканиты и их

туфы, вишневые кремнистые алевролиты кровли разреза содержат конодонты сандбского и нижней части катского ярусов верхнего ордовика. Общая мощность разреза акозекской свиты не превышает 550 м.

Выше согласно залегают грязно-зеленые, табачные алевролиты, алевропесчаники, песчаники и известковистые песчаники, очень редко встречаются известняки кошиакозекской свиты [Степанец, 1992]. В основании флишоидного разреза известны трилобиты низов позднего ордовика [Никитин, 1972], а в верхах В. Е. Коник указывает кораллы катийского яруса верхнего ордовика. Выходы кошиакозекской свиты также обнажаются в среднем течении р. Ащысу, западнее зим. Акозек и пос. Алексеевка. По литологическому составу и характеру строения ее разрезы идентичны таковым еркебидаикской и ангренсорской свит, но отличаются от них стратиграфическим объемом, отвечая O_3ka^2-hi. Кошиакозекская свита согласно перекрывается сатпаевской свитой нижнего силура (S_1). Отложения сатпаевской свиты широко распространены в пределах Баянаул-Акшатауского преддугового прогиба (рис. 3.1). В районе поселка им. К. И. Сатпаева ее типовой разрез представлен чередованием преимущественно зеленоцветных песчаников, алевролитов, реже конгломератов, гравелитов, известковистых песчаников, мощностью более 4000 м. Наиболее детально ее разрез описан в междуречье Жартас-Акжар [Бандалетов, 1969]. В районе пос. Русско-Ивановский в подошве разреза выделяется пачка верхнеордовикских алевролитов и песчаников, аналогичных таковым из разреза кошиакозекской свиты района горы Акозек. На них залегает пачка двухэлементного флиша (100 м), выше наслаивается толща песчаников, известковистых и кремнистых алевролитов с граптолитами нижнего и среднего лландовери. Завершают разрез сатпаевской свиты зелено- и красноцветные песчаники и алевролиты, содержащие граптолиты среднего лландовери. В районе гор Жартас зеленоцветные песчаники сатпаевской свиты согласно надстраиваются красноцветными песчаниками, содержащими фауну брахиопод, табулят и ругоз верхнего лландовери и венлока [Бандалетов, 1969; Объяснительная..., 1981].

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Преддуговые офиолиты.

Перидотит-габбро-диорит-плагиогранитный комплекс.

Ультрамафитовая зона. *Гарцбургитовые серпентиниты* темно-серые, часто рассланцованные с образованием зеркал скольжения, реже – массивные и полосчатые. Гарцбургиты на 70 % состоят из лизардита, замещающего оливин, 20 % бастита, развитого по ортопироксену, 3% антигорита, 2 % брусита, 5 % магнетита и шпинели. Микроскопически это петельчатые, полигонально-зернисто-петельчатые и ленточно-петельчатые серпентиниты (рис. 3.3(а, б, д)).

Серпентинизированные дуниты красно-коричневые до черных, массивные, будинированные, рассланцованные, трещиноватые с хризотил-асбестом, крупнопетельчато-лизардитовые с прожилками антигорита, брусита и полигонально-зернистой структурой (рис. 3.3(в, г)). Хромшпинели присутствуют во всех разновидностях серпентинитов, образуют мелкие идиоморфные октаэдрические и крупные ксеноморфные зерна. Вторичный магнетит в лизардитовых серпентинитах развит в шнурах петель и тонких прерывистых прожилках, а также в виде тонкой сыпи по всей породе. В брусит-антигоритовых серпентинитах он образует скопления мелких зерен.

Переходная зона. *Верлиты* на выветренной поверхности ржаво-желтые, коричневато-серые, на свежем сколе темно-зеленые или черные, массивные; иногда имеют типичную шаровую отдельность. Породы сложены оливином (40-60 %), клинопироксеном (30-50 %), ортопироксеном (5 %), хромшпинелью (2 %) и магнетитом (3 %). Верлиты характеризуются гипидиоморфно-, панидиоморфно-

зернистой, пойкилитовой, петельчатой и решетчатой структурами. Клинопироксен является самым устойчивым минералом к процессам выветривания, его зерна идиоморфные, изометричные, чаще представляют собой призматические, таблитчатые выделения размером до 4 мм. По составу это хромистый диопсид и эндиопсид с хорошо выраженной спайностью и диаллаговой отдельностью. Он нередко содержит ламели распада ромбического пироксена и включения оливина. Оливин образует таблитчатые (0,4-1,0 мм), слабо серпентинизированные зерна.

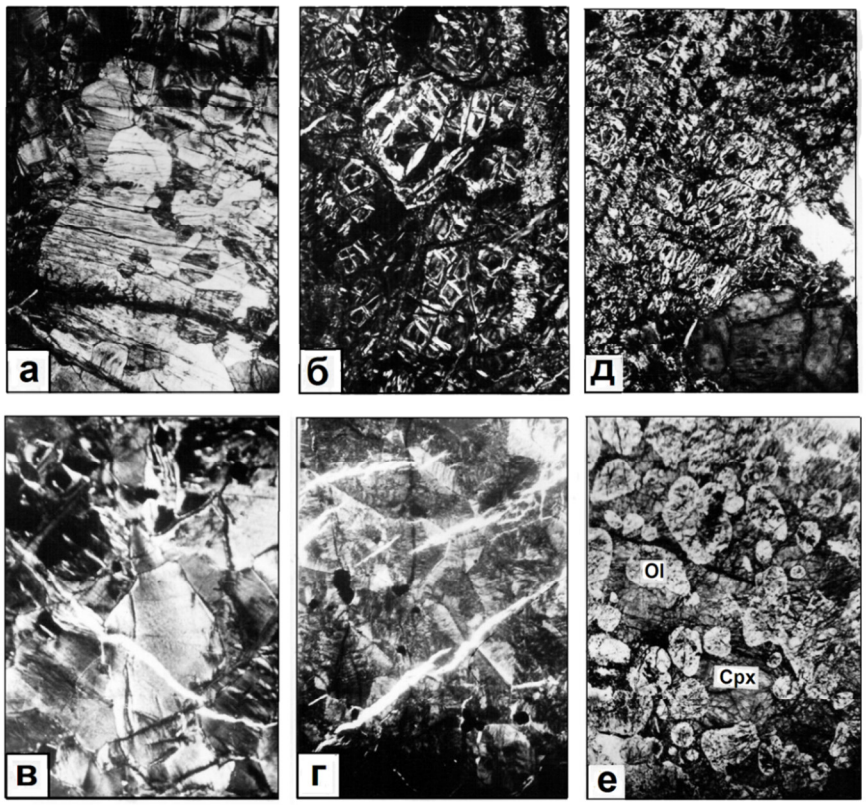

Рис. 3.3. *Микрофотографии ультрамафитов*

а – апогарцбургитовый серпентинит. Пойкилитовые зерна бастита заключены в полигонально-зернистый петельчатый лизардит, шл. Мк-350, ник. +, увел. 27; б – апогарцбургитовый лизардитовый серпентинит петельчатой структуры. Справа светлая полоса антигорита, шл. Мк-351, ник. +, увел. 27; в – аподунитовый лизардитовый серпентинит реликтовой полигонально-зернистой секториальной крупнопетельчатой структуры, шл. Мк-12, ник.+, увел. 13; г – аподунитовый лизардитовый серпентинит полигональной крупнопетельчатой гофрированно-секториальной структуры, шл. Мк-349, ник.+, увел.27; д – апогарцбургитовый серпентинит пойкилитовые зерна лизардитового бастита заключены в мелкопетельчатый лизардит, шл. +, Мк-383-3, ник.+, увел. 22; е – лерцолит, оливиновый ортокумулят с интеркукулятивными кристаллами клинопироксена, шл. Мк-356, ник.-, увел. 7

Лерцолиты макроскопически темно-зеленые до черных, шаровые, реже массивные, по минеральному составу изменчивы. Орто- и клинопироксен присутствуют приблизительно в равных количествах (50-70%), содержание оливина колеблется от 20 до 30%, амфибола и плагиоклаза не превышает 10%, количество акцессориев не более 3%. Они преимущественно обладают кумулятивной структурой (рис. 3.3(е)). Клинопироксен слагает ксеноморфные кристаллы, по составу отвечающие диопсиду и эндиопсиду, а в низах разреза хромистому диопсиду. Ортопироксен имеет округлые, таблитчатые формы, близкие к идиоморфным, по составу отвечает бронзиту. Оливин в основном ортокумулат (рис. 3.3(е)) с высокой железистостью.

Роговообманковые и плагиоклазовые лерцолиты. Первые содержат до 40 % первичной роговой обманки, а вторые до 50 % серицитизированного плагиоклаза, оливин и клинопироксен присутствуют примерно в равных количествах (20-30 %), ортопироксен не превышает 10 %. Агрегаты роговой обманки имеют идиоморфные формы, как и зерна оливина. Отмечаются пойкилитовые структуры, где клинопироксен «заключен» в серицитизированный мезостазис плагиоклаза. Первичная роговая обманка слагает ксеноморфные зерна и характеризуется устойчивой железистостью (23 %). Вторичная роговая обманка по клинопироксену менее железиста (до 13 %). Плагиоклаз отвечает по составу битовниту (An 85-87), соссюритизирован и хлоритизирован.

Дунитовые серпентиниты характеризуются нормальной петельчатой структурой с образованием лизардита двух генераций, наличием просечек магнетита, которые прерываются прожилками хризотила и хризотиласбеста. Серпентинизация дунитов сопровождается обильным выделением вторичного магнетита, что указывает на более железистый состав исходного оливина.

Акцессорная хромшпинель кумулятивных перидотитов образует идиоморфные октаэдрические кристаллы.

Мафитовая зона. *Двупироксеновые и ортопироксеновые габбро* – темно-серые, темные, среднезернистые, полосчатые, реже массивные, трахитоидные, пятнистые, гранобластовые, мозаичные; содержат орто- и клинопироксен (0-50 %), плагиоклаз (45-50 %), роговую обманку (7 %), акцессории – магнетит, хромшпинель, рутил. Клинопироксен призматически зернистый, чаще всего ксеноморфный по отношению к плагиоклазу, По составу отвечает авгиту, замещен бурой роговой обманкой, содержит тонкую вкрапленность магнетита. Бронзит слагает ксеноморфные, округлые, реже извилистые формы зерен, нередко заключен внутрь кристаллов клинопироксена, замещен с краев и по трещинам красно-бурой роговой обманкой. Гиперстен широкотаблитчатый, замещен серпентином, местами переполнен бронзитом. Плагиоклаз таблитчатый, реже удлиненно-таблитчатый битовнит, лабрадор и зональный лабрадор-олигоклаз-альбит замещен серицитом, лейкоксеном, скаполитом, пренитом. Амфибол отвечает обыкновенной роговой обманке.

Клинопироксениты средне-крупнозернистые, гипидиоморфнозернистые, по составу отвечают эндиопсид-авгиту с диаллаговой отдельностью. Нередко клинопироксен замещен бурой роговой обманкой и листоватым агрегатом тремолита.

Диорит-плагиогранитная зона. *Кварцевые диориты, трондъемиты и плагиограниты* отличаются друг от друга содержанием кварца и цветным числом. Основные породообразующие минералы представлены плагиоклазом (30-60 %), роговой обманкой (10-15 %), кварцем (10-40 %), вторичные минералы – эпидот, хлорит, кальцит, среди акцессорных минералов преобладает титаномагнетит, реже отмечается сфен и апатит. Плагиоклаз всегда отчетливо зональный, ядерные зоны сложены андезином, края, как правило, олигоклазом. Тонкозернистый агрегат серицита развит в ядрах кристаллов, а их

края альбитизированы. Роговая обманка длиннопризматическая, замещена грязно-зеленым игольчатым амфиболом и хлоритом. В единичных образцах отмечается хлоритизированный биотит. Кварц образует ксеноморфные зерна. В разновидностях, содержащих более 20 % кварца, развиты симплектитовые сростки альбита.

Дайково-силловый комплекс. *Долериты* характеризуются диабазовой, габбро-диабазовой и лепидобластовой структурой; текстуры массивные, пятнистые, основная масса обогащена вторичным амфиболом и хлоритом, очень редко присутствует акцессорный магнетит. Субвулканические тела кислого состава подразделяются на две группы, возможно, отвечающие двум генерациям. Первая группа представлена титанистыми *трахидацитами*, характеризующимися наличием вкрапленников плагиоклаза, частично замещенного хлоритом, с флюидальной основной массой, состоящей из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и магнетита. Вторая группа представлена низкотитанистыми афировыми *фельзитами* (лейкогранитами) с флюидальной основной массой, состоящей из альбита, калиевого полевого шпата, кварца.

Островодужный акозекский комплекс. *Базальты, андезибазальты* акозекской свиты по минеральному составу и структурным особенностям сходны друг с другом. Они массивные, миндалекаменные, порфировые, чаще – гломеропорфировые, апоинтерсертальные, апогиалопилитовые, реже – вариолитовые и пилотакситовые. По составу вкрапленников разделяются на двупироксеновые и пироксен-плагиоклазовые породы. Клинопироксен, хорошо сохранившийся субкальциевый авгит и субкальциевый диопсид-авгит образуют призматические и короткопризматические кристаллы. Клинопироксен основной массы – более железистый авгит. Ортопироксен имеет бледно-зеленый цвет, соответствует слабожелезистому гиперстену. Его зерна нередко гранулированы, нацело замещены серпентином. Плагиоклаз представлен таблитчатыми серицитизированными кристаллами. Акцессорные минералы представлены магнетитом и апатитом.

Спилит-офиолиты.

Спилит-диабазовый комплекс. *Спилиты* – афировые, олигофировые, реже – порфировые породы; массивные, однородные, иногда имеют подушечную отдельность (образования до 1,5 м), их потоки, как правило, мощные, до 150 м. Упаковка подушек и шаров в потоках очень плотная. Структура основной массы спилитовая, состоит из мелких лейст и сростков, иногда сноповидных, идиоморфных фенокристаллов соссюритизированного основного плагиоклаза (25 %), замещенного хлоритом и актинолитом, и, как правило, неизмененного клинопироксена (5 %), стекло девитрифицировано, замещено бледно-зеленым хлоритом, лейкоксеном, эпидотом. Вкрапленники клинопироксена редки, представлены высоконатровым авгитом. Ядерные части подушек раскристаллизованы до вариолитов. Миндалекаменные спилиты содержат многочисленные (15 %) мелкие (0,1 см) миндалины, выполненные хлоритом, эпидотом, кварцем и карбонатом. Акцессории – титаномагнетит, сфен, в искусственном шлихе обнаружены единичные кристаллы циркона.

Кварцевые диабазы характеризуются диабазовой, габбро-диабазовой и лепидобластовой структурами; текстуры такситовые, градационно-слоистые, реже – массивные. Альбитизированный, окварцованный и серицитизированный плагиоклаз образует узкие вытянутые лейсты, реже он имеет таблитчатые формы. Основная масса представлена хлоритом, эпидотом, кварцем, лейкоксеном и магнетитом. Более раскристаллизованные участки, принимаемые ранее за зоны закалки, сложены афировыми разновидностями лейкоксенизированного, соссюритизированного, хлоритизированного агрегата.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

Преддуговые офиолиты. Перидотит-габбро-диорит-плагиогранитный комплекс.

Гарцбургитовые серпентиниты ультрамафитовой зоны имеют однородный химический состав и по содержанию легкоплавких компонентов (Al, Ti, Ca и щелочей) отвечают истощенным перидотитам с низкими концентрациями TiO_2= 0.02 мас. % и P_2O_5<0.011 мас. %. Их петрохимические и нормативные составы сведены в табл.1 (см. приложение).

Суммарное содержание легкоплавких компонентов не превышает 1.5%, коэффициент фракционирования (Fe# =100*Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)) изменяется от 10.1 до 13.1%. На диаграмме AMF (рис. 3.4) фигуративные точки серпентинитов несколько перекрывают ареал точек кумулятивных перидотитов, что отражает их дифференциацию по железистости и магнезиальности. Величина отношения CaO/Al_2O_3 не превышает 0.78, Al_2O_3/MgO составляет не более 0.04. Гарцбургиты крайне обеднены CaO, что характерно для ультраосновных пород преддуговых бассейнов (рис. 3.5). Содержание платины изменяется от 0.02 до 0.098 г/т.

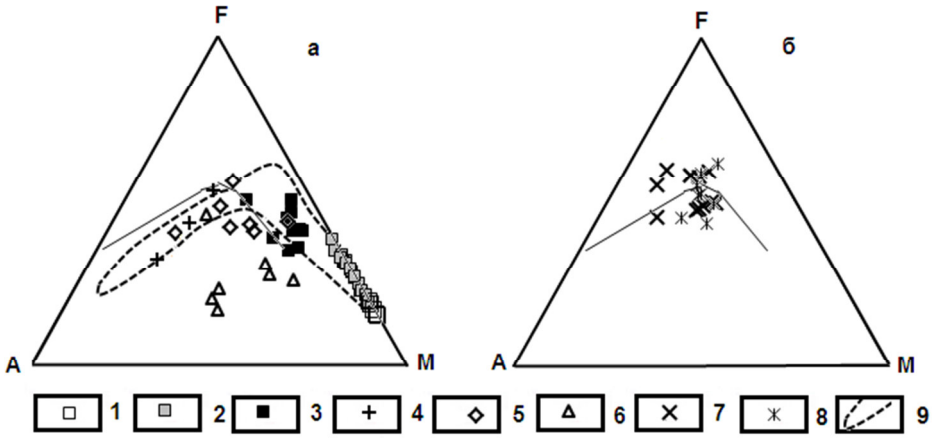

Рис. 3.4. *Диаграмма AFM [Irvine & Baragar, 1971]для составов пород преддуговых офиолитов (а) и спилит-офиолитов (б) паравтохтона Караулшеку (по: [Степанец, 1992])*

1-6 – преддуговые офиолиты: 1– гарцбургитовые серпентиниты, 2 – кумулятивные перидотиты, 3 – кумулятивные габброиды, 4 – диориты, 5 – вулканиты акозекской свиты, 6 – одиночные силлы; 7-8 – спилит-офиолиты: 7 – спилиты, 8 – кварцевые диабазы; 9 – поле магматических пород Олюторского преддугового хребта Северной Камчатки (по: [Kepezhinskas et al., 1993]). Линией показана граница раздела составов пород толеитовой и известково-щелочной серий (по: [Irvine & Baragar, 1971])

Кумулятивные перидотиты переходной зоны обогащены легкоплавкими компонентами. Верлиты характеризуются изменчивыми концентрациями CaO=4.0–13.36 мас. %, Al_2O_3=0.95–5.7 мас. %, в них несколько повышены содержания TiO_2 <0.31 мас. %, Na_2O <0.41 мас. %. В лерцолитах концентрации этих окислов несколько ниже, не более CaO =4 мас. %, Al_2O_3=5.0 мас. %. В целом, ультраосновные кумулаты более высокожелезистые, чем перидотиты ультрамафитовой зоны, коэффициент фракционирования дунитов изменяется от 12 % до 19 %, в лерцолитах и верлитах достигает 26 %, что наглядно демонстрирует диаграмма AFM (рис. 3.4).

Деплетированные гарцбургиты, кумулятивные дуниты, верлиты и лерцолиты характеризуются практически одинаковым спектром накопления элементов-примесей (рис. 3.6), это свидетельствует о том, что они все являются производными одной родоначальной мантийной магмы. Они обеднены относительно кларковых содержаний перидотитов [Инструкция..., 1983] Be, Ti, Zr, Nb, Mo, но обогащены Li и особенно Y, содержат повышенные концентрации халькофильных элементов (Cu, Zn), а также редкоземельных элементов (Sc, Yb), слабо обогащены элементами группы железа (Ni, Co, Cr, V).

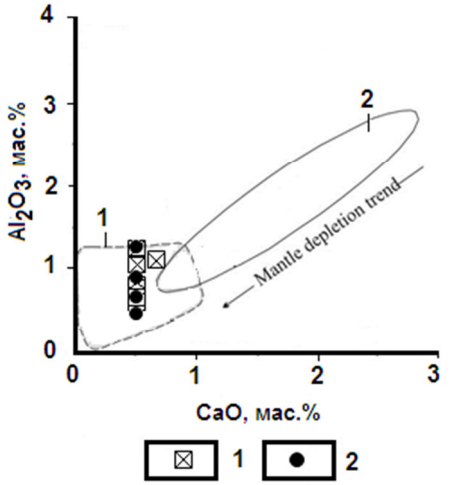

Рис. 3.5. *Диаграмма Al_2O_3-CaO для гарцбургитовых серпентинитов (1) и дунитов переходной зоны (2) массива Карауулшеку*

Поля: 1 – преддуговые гарцбургиты, 2 – абиссальные перидотиты (по:[Ishii et al. 1992])

Ультрамафиты резко различаются по содержанию REE. Гарцбургитам свойственны высокие отношения La/Sm n= 3.8, La/Yb n= 3.8, Yb/Y n= 0.01, в лерцолитах эти отношения значительно ниже: La/Sm n= 1.6, La/Yb n= 1.2, Yb/Y n= 0.06-0.02, а уровень концентраций выше (рис. 3.7).

Габброиды мафитовой зоны. Low-K/high-Cr кумулятивные габброиды, по характеру накопления кремнезема и железистости, отвечают породам толеитовой и реже известково-щелочной серий (рис. 3.4) при широких вариациях отношений CaO/Al_2O_3 n=0.58-1.14.

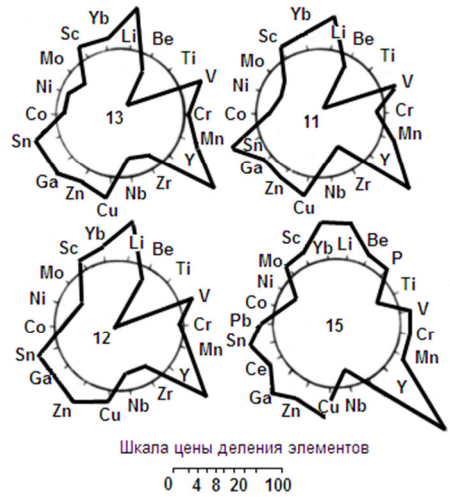

Рис. 3.6. *Содержания элементов-примесей ультрамафитов нормированы относительно кларковых содержаний перидотитов (по:[Инструкция..., 1983])*

11 – верлиты; 12 – дуниты; 13 – гарцбургиты; 15 – лерцолиты

Они имеют неустойчивые концентрации 0.24-0.87 мас. % TiO_2, 11.67-18.88 мас. % Al_2O_3, низкие <0.047 мас. % P_2O_5 (приложение табл. 3.2), что характеризует их как габброиды low-Ti офиолитов надсубдукционных комплексов. Коэффициент фракционирования Fe# (35 %) габброидов постепенно растет к подошве разреза, но достигает максимума в low-K известково-щелочных диоритах Fe# (54 %), в которых также увеличивается роль концентраций P_2O_5 =0.22 мас. % и TiO_2 =0.84-1.31 мас. %. Габброиды характеризуются высокими отношениями Ta/Yb n=0.31, Ce/Yb n=3.6, La/Sm n=1.4, La/Yb n=1.7, низкими La/Ta n=5.4, La/Ba n=0.05, La/Nb n=1.6, Sm/Zr n=0.05 и Sm/Hf n=0.85 отношениями, а также низкими концентрациями Eu (0.45 г/т), Y (11 г/т), Sr (150 г/т), Yb (1.6 г/т), Ce (5.7 г/т), La (2.7 г/т), Nb (1.7 г/т).

Концентрации платины мафит-ультрамафитов не превышают уровня кларка

(дуниты (0.02 г/т), верлиты (0.02-0.036 г/т), лерцолиты (0.02-0.048 г/т), пироксениты (0.02 г/т)).

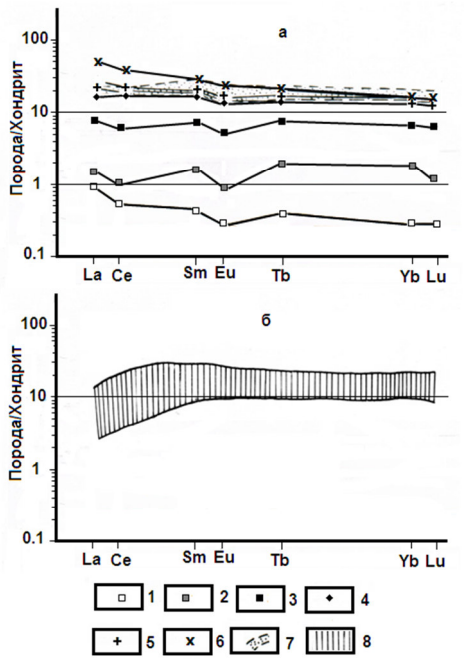

Рис. 3.7. *Распределение РЗЭ в преддуговых офиолитах и спилит-офиолитах паравтохтона Караулшеку (а) и (б) поле составов океанических толеитов (по: [Frey, 1974; Kay, 1970; Sun, 1978])*

1 – гарцбургиты; 2 – лерцолиты; 3 – габбро; 4 – кварцевые диабазы; 5 – риодациты; 6 – спилиты; 7 – поле толеитовых островодужных базальтов; 8 – поле составов океанических толеитов

Дайково-силловый комплекс. По петрогеохимическим признакам low-Fe/high-Mg долериты (караулшекиты), слагающие одиночные силлы, приближаются к составу high-Ca бонинитов [Crawford et al., 1989], отличаясь от них низкими концентрациями $FeO_{общ}$ <4.64 мас. %, Fe_2O_3=1.54 мас. %, MnO <0.06 мас. % (табл. 3.3, 3.4) и высокими Y (16 г/т), Nb (6.8 г/т), характеризуясь при этом высокими концентрациями Cr (357 г/т), Ni (127 г/т). Они также имеют высокие отношения Mg#[100*Mg/ $(Mg+Fe^{2+})$]= 80-76, Al_2O_3 /TiO_2 (35-40) и CaO/Al_2O_3 (0.70-0.77) и низкие $FeO_{общ}$/MgO (0.44-0.62) при низких концентрациях TiO_2<0.38 мас. %.

Med-Ti (TiO_2=1.04-1.26 мас. %) долериты подразделяются на low-Fe, high-Ca и med-Fe на low-Ca (табл. 3.3).

Первая группа пород приближается к составу high-Ca бонинитов при несколько пониженных концентрациях MgO (5.11 мас. %), высоком Mg#=75.3, CaO/Al_2O_3 (0.78) и низких Al_2O_3/TiO_2 (15) и $FeO_{общ}$/MgO (0.59) отношениях.

Породы второй группы отвечают составу Med-Ti долеритов и характеризуются низкой Mg#=49.9 и отношениями Al_2O_3/TiO_2=12.5, CaO/Al_2O_3 =0.43.

Отдельную группу составляют low-Ti (TiO_2=0.64-0.69 мас. %) средние породы, отвечающие составу Mg (MgO= 5.78-6.17 мас. %) /low-Fe ($FeO_{общ}$=2.31-3.14 мас. %, Fe_2O_3=0.53-2.01 мас. %) андезитам при высоких отношениях Mg#=82-75, низких $FeO_{общ}$ /MgO (0.40-0.51), Al_2O_3 /TiO_2 (26-22), CaO/Al_2O_3 (0.67-0.42) и тем самым имеют некую аналогию с адакитами [Yogodzinski et al., 1995], отличаясь от последних низкими содержаниями P_2O_5 =0.08 мас. %, K_2O = 0.10 мас. % и TiO_2. По-видимому, данному комплексу силлов принадлежат и единичные субвулканические тела high-Mg (MgO= 2.25 мас. %)/ low-Ti (TiO_2=0.03 мас. %) лейкогранитов.

Характерно, что все вулканиты комплекса резко обеднены MnO (0.01-0.084 мас. %).

Относительно высокие концентрации V=176 и низкие Sc=19 low-Fe/high-Mg долеритов определяют их высокие Ti/V=12.6 и Ti/Sc=117, что характерно для коматиитов и высококальциевых бонинитов.

Однако они резко обогащены Nb, Zr и Y, это не свойственно типичным бонинитам, в которых уровень концентраций > 8.40 мас. % $FeO_{общ}$. Высокий уровень Nb, Zr и Y больше типичен для адакитов (high-Y/Mg андезитов), характеризующихся низким содержанием $FeO_{общ}$ <3.56 % мас. %. Med-Ti/Fe долериты отвечают составу базальтовых андезитов CAT, тогда как low-Fe/high-Mg долериты, high-Mg/low-Fe андезиты и high-Mg лейкогра-

ниты отклоняются как от толеитового тренда, столь характерного для пород бонинитовой серии, так и известково-щелочного тренда (рис. 3.4). Что подчеркивает тем самым их петрохимическую специфику, обусловленную составом производной магмы, характеризующейся крайне низкими концентрациями Fe, высокими – Si, Mg, Ca, Na, Y.

Акозекская свита. По характеру распределения калия вулканиты акозекской свиты подразделяются на med-K базальты, андезиты и high-K андезибазальты, характеризующиеся высокими концентрациями P_2O_5=0.33-0.44 мас. %, низкими TiO_2=0.62-1.08 мас. %, $FeO_{общ}$ =6.83-10.93 мас. % при коэффициенте фракционирования (Fe#)=34-54, CaO= 3.81-10.22 мас. % и крайне низким содержанием Al_2O_3 =10.70-13.95 мас. % (табл. 3.5) . Преимущественно это диопсид- и гиперстен-нормативные породы. На диаграммах AFM (рис.3.4), а также по отношениям SiO_2- $FeO_{общ}$/MgO, SiO_2-K_2O и TiO_2-K_2O они тяготеют к полям известково-щелочной серии островодужных систем переходных областей континент-океан.

Спилит-офиолиты. Спилиты и кварцевые диабазы (табл. 6, 7) пересыщены SiO_2 =50.72-60.50 мас. %, Na_2O <6.64 мас. %, слабо обогащены TiO_2 =0.80-1.66 мас. %, Y =18-30 г/т (табл. 8) и образуют смешанный ряд между low-K и med-K =0.5-0.84 мас. % K_2O вулканитами. Для обеих групп пород характерны низкие содержания Co (18 -26 г/т), Ni (10-60 г/т), Cr (10-58 г/т), Nb (1.4-2.6 г/т), Sc (19-47 г/т), что указывают на высокую степень дифференциации исходной магмы. Распределение элементов с высокозаряженными ионами (HFSE) относительно устойчивое и не зависит от роста концентраций кремнезема.

Low-K спилиты обеднены P_2O_5 (0.12-0.17 мас. %), Rb (1.4 г/т), Ba (72 г/т), Sr (140г/т), а также La (5.0 г/т), Ce (12г/т).

Med-K спилиты резко обогащены P_2O_5 (0.50-0.54 мас. %), Rb (5.6-9г/т), Ba (190-220 г/т), Sr (640-660 г/т), а также La (13-15 г/т), Ce (29-31 г/т), Sm (5.4 г/т), Eu (> 1.7 г/т) при относительно устойчивых концентрациях тяжелых REE.

С ростом концентрации калия в спилитах понижается MgO =4.13-1.95 мас. %, Fe_2O_3=7.61-11.26 мас. % неизменно преобладает над FeO=1.68-3.23 мас. % и изменяются LILE/HFSE/REE.

Отношение La/Ta устойчиво растет от low-K спилитов к med-K спилитам соответственно от 12 до 38, также повышаются отношения La/Yb от 1.4 до 5, Ti/Hf от 1820 до 5080, Ce/Yb от 3 до10, Sr/Y от 3 до 25. Отношения Ta/Yb n=0.08-0.14 спилитов с ростом концентраций K резко не изменяются.

Для обеих групп спилитов характерен Ba (61-220 г/т) максимум на фоне фракционирующих Rb (1.4-9 г/т), K (K_2O =0.05-0.84 мас. %) и резко выраженный Nb (1.4-2.6 г/т) минимум по отношению к La (4.6-15 г/т) и Ta (0.4 г/т), что наглядно демонстрируют спайдерграммы (рис. 3.8).

Риодациты по характеру накопления Co, Ni, Cr, микроэлементов и их отношениям идентичны спилитам (табл. 3.8), что хорошо видно при сопоставлении их нормализованных спайдерграмм (рис. 3.8а, 861-10).

Кварцевые диабазы по содержанию калия также подразделяются на low-K- и med-K=0.50-0.75 мас. % K_2O, однако с повышением калия в них не отмечается рост P_2O_5 (0.11-0.18 мас. %), Ce, La, Sm, Eu и отсутствует четко выраженный Ba максимум. Отношения La/Ta n=13, Ba/La n=10 и концентрации REE и элементов HFS эквивалентны low-K спилитам (рис. 3.8(а)).

Четко выраженный Nb минимум спилитов (рис. 3.8) на фоне Ba, Ta, K и La отражают их островодужную природу, что хорошо увязывается с крайне низкими концентрациями Mg, Co, Ni и Cr. Следует отметить, что в базальтах задуговых бассейнов Ni и Cr фракционируют постепенно от толеитов NMORB с high-Cr до толеитов с известково-щелочными характеристиками с low-Cr [Сондерс и др., 1987].

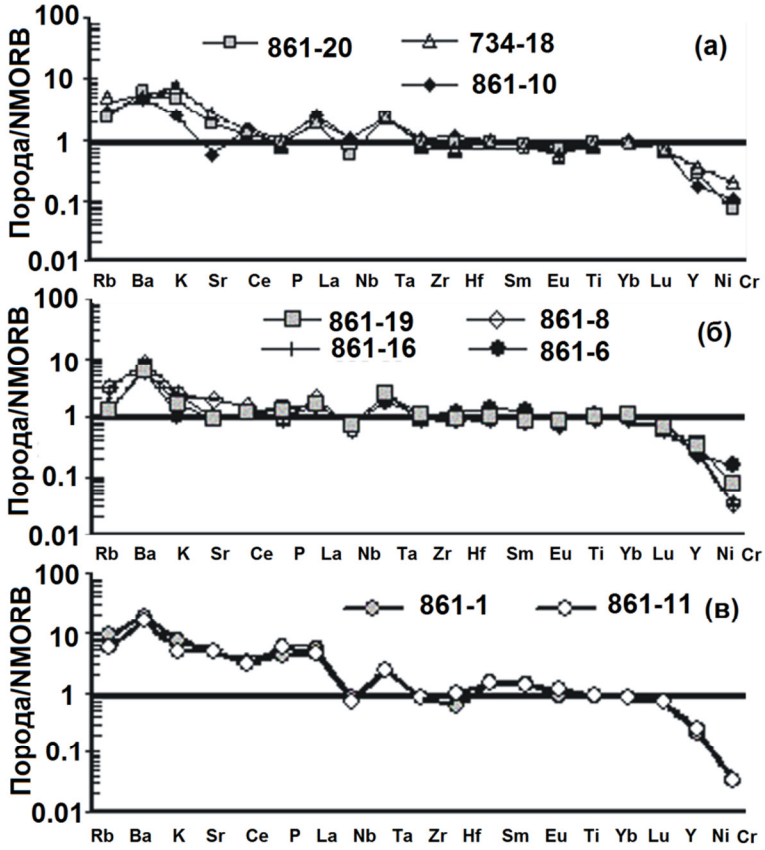

Рис. 3.8. *Геохимические особенности пород спилит-диабазового караулшекинского комплекса, нормированных по базальтам Н-типа срединно-океанических хребтов (NMORB) (по: [Tarney et al., 1981 и Sun & Mcdonough. 1989])*

а–риодацит (861-10); диабаз основания разреза спилитов (861-20); кварцевый диабаз (734-18); б–low-K спилиты; в–med-K спилиты

Высокие концентрации Si, Na и крайне низкие Ni, Cr в валовом составе спилитов четко контролируются составом вкрапленников high-Na (Na_2O~ 0.86 мас. %) авгита, что свидетельствует о первично высоком содержании Na в магме.

На диаграмме La/10-Y/15-Nb/8 (рис. 3.9) фигуративные точки спилитов имеют четко выраженный островодужный тренд, свидетельствующий об их фракционировании от толеитов (low-K) до известковощелочных базальтов, последние med-K спилиты, что отражает и диаграмма AFM (рис. 3.4).

Проведенный анализ петрогеохимических данных свидетельствует:

1) спилиты являются специфическими породами с четко выраженной натровой специализацией при низких концентрациях Mg и элементов группы железа (Co, Cr, Ni), что резко отличает их от примитивных толеитов NMORB и примитивных базальтов спрединговых задуговых бассейнов;

2) низкие концентрации Nb и Nb/Zr, Ta/Yb отношения указывают, что спилиты являются производными деплетированной мантии NMORB;

3) Nb спилитов не фракционирует до уровня типичных внутриокеанических островодужных комплексов и его содержание превышает в среднем в 3 раза;

4) по характеру накопления REE (Y, La, Ce, Sm, Eu, Yb, Lu), HFSE (Nb, Zr, Hf, Ti, P), LILE (K, Rb, Ba), Cr и Ni low-K спилиты эквивалентны дифференцированным толеитовым базальтам вулканических дуг;

5) med-K спилиты характеризуются высокими концентрациями LILE (K, Rb, Ba, Sr) и сопоставляются с вулканитами известково-щелочной серии.

Петрохимия минералов

Учитывая, что составы оливинов, пироксенов и шпинелидов являются чувствительными индикаторами физико-химических условий равновесия материнских пород плутонических офиолитов [Пирс и др., 1987; Ультраосновные породы..., 1988 и многие др.], ниже будут рассмотрены особенности составов этих минералов прежде всего в аспекте их значимости для расшифровки процессов генерации магм и определения геодинамической обстановки формирования офиолитов массива Караулшеку.

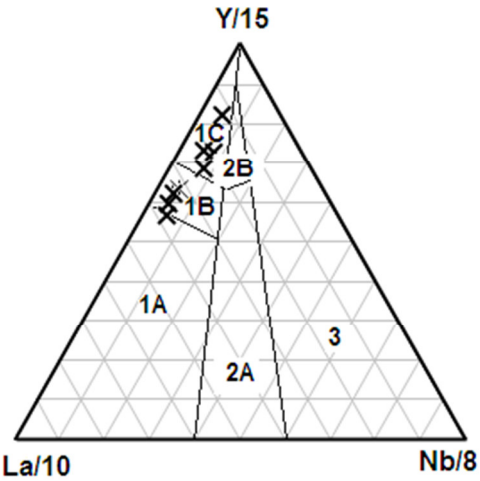

Рис. 3.9. *Диаграмма La/10-Y/15-Nb/8 [Cabanis & Lecolle 1989]*

1.Островодужные вулканиты: 1A – известково-щелочные, 1B – переходное поле от 1A к 1C, 1C – толеитовые; 2.Базальты: 2A – континентальных рифтов, 2B – задуговых бассейнов; 3.Океанические базальты

Оливин. Относится к магнезиальной части непрерывного ряда твердых растворов форстерит-фаялит. Главной характеристикой состава оливинов ультрамафитов является железистость (Fe#), которая практически всегда совпадает с содержанием фаялитового (Fa) компонента [Ультраосновные породы..., 1988]. Изученные кумулаты оливинов лерцолитов (приложение табл. 3.9) содержат от 16 до 27% фаялитового компонента, который в верхах разреза укладывается в интервал Fa_{19-27}, что вполне отвечает оливинам лерцолитов преддуговых комплексов [Arai, 1994 и др.].

Ромбический пироксен. Железистость и содержание ферросилитового компонента в ортопироксене, в отличие от оливина, не совпадают (табл. 3.10). По составу изученный ортопироксен (Opx) в лерцолите отвечает бронзиту (Fs_{14-19}). Его особенностью является слабое накопление Al_2O_3 с ростом железистости (Fe#), что характерно для Opx расслоенных интрузивов и габброидных комплексов офиолитов [Ультраосновные породы..., 1988].

Моноклинный пироксен. Является самым устойчивым породообразующим минералом перидотитов к процессам метаморфизма. Главными характеристиками составов клинопироксенов (Cpx), на основе которых возможен их сравнительный анализ, является железистость, содержание ферросилитового компонента (Fs), Al_2O_3 [Добрецов и др., 1971], Cr и Na [Kornprost et al., 1982], а также атомные отношения Na, Ti, Al(t), Al^{iv} [Beccaluva et al., 1989; Loucks, 1990].

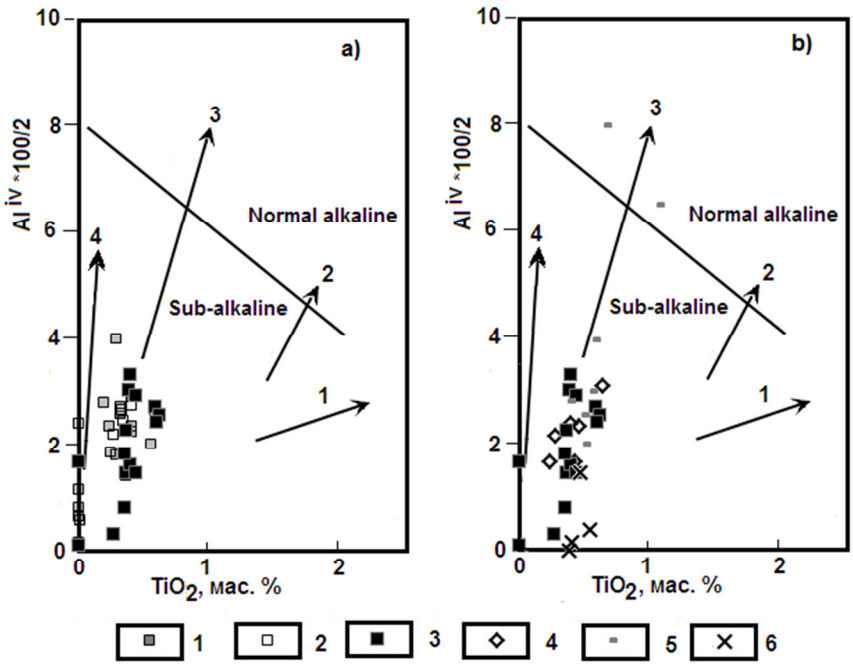

Рис. 3.10. *Ковариационная диаграмма $Alz=(Al^{iv*100/2})$ -TiO_2 клинопироксенов*

Тренды: 1 –перидотитов океанических хребтов, 2 – палеозойских офиолитовых комплексов, 3–островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов (по: [Loucks, 1990]), 4 – перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых спрединговых бассейнов (по: [Степанец, 2012]). Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы (по: [LeBas, 1962]).

1– верлиты; 2 – лерцолиты; 3 – габброиды; 4 – пироксениты; 5 – вулканиты акозекской свиты; 6 – спилиты караулшекинской свиты

По составу клинопироксены верлитов, лерцолитов (табл. 3.10) и пироксенитов (табл. 3.11) караулшекинского комплекса отвечают в основном хромистому (Cr_2O_3 <1.1 %) диопсиду (Fe6.6-9), а Cpx габброидов – диопсиду (Fe8-12.5). Железистость Cpx растет вверх по разрезу и достигает максимума в габброидах (Fe# <22%).

Содержание Fs компонента в клинопироксене, в отличие от ортопироксена, значительно ниже. Накопление Al_2O_3 с ростом железистости, как и в ортопироксене, слабое, а уровень концентрации относительно выше. Однако это существенно ниже, чем в Cpx абиссальных перидотитов, где уровень глиноземистости изменяется от 4 до 7 мас. % [Johnson et al., 1990; Niu & Hekinian, 1997]. Уровень накопления Na_2O в Cpx довольно высокий: в верлитах его величина изменяется от 0.30 до 0.54 мас. %, в пироксенитах его концентрации выше (Na_2O=0.59-0.71 мас. %). Крайне фракционированы по Na_2O клинопироксены лерцолитов и габброидов 0.25-0.87 мас. % и 0.25-0.91 мас. % соответственно. Все это резко отличает их от таковых хромитсодержащих перидотитов задуговых спрединговых бассейнов и, в некоторой степени, от клинопироксенов островодужных перидотитов в которых Na_2O не выше 0.35 мас. % [Степанец, 2008].

Клинопироксены перидотитов караулшекинского комплекса также фракционированы по уровню содержания TiO_2 (0.0 – 059 мас. %) и Cr_2O_3 (0.18-1.11 мас. %), максимальный уровень TiO_2 (0.65 мас. %) отмечен в пироксенитах, однако

рост их концентраций не сопровождается резким изменением коэффициента Fe#, что характерно для Cpx перидотитов и клинопироксенов задуговых бассейнов. Характерно, что клинопироксен перидотитов задуговых бассейнов обогащен глиноземом (Al_2O_3=3.48 мас. %).

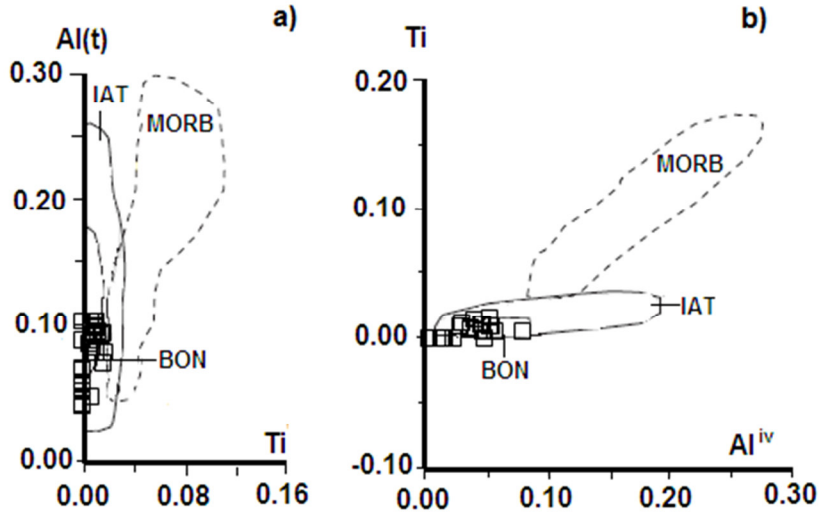

Рис. 3.11. *Ковариационные диаграммы клинопироксенов перидотитов и габброидов паравтохтона Караулшеку*

Поля: IAT– островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов (по: [Beccaluva et al., 1989]), a – Al(t) - Ti (атомные отношения), b – Ti - Al^{iv} (атомные отношения)

В Cpx габброидов проявлена положительная корреляция между Al_2O_3 и TiO_2, что отличает их от таковых ультрамафитовой зоны. Клинопироксен основания разреза мафитовой зоны low-Al, а TiO_2 ниже предела чувствительности анализа, что указывает на резкую смену химизма Cpx на границе зон, в отличие от классических примеров скрытой расслоенности, где смена химизма минералов происходит постепенно [Ультраосновные породы..., 1988].

Наряду с рассмотрением поведения оксидов клинопироксенов перидотитов офиолитовых комплексов в литературе достаточно детально обсуждаются и корреляции формульных коэффициентов элементов. Это позволяет акцептировать внимание на генетическую природу пироксенов. Из множества существующих ковариантных диаграмм были выбраны диаграмма Alz=(Al^{iv}*100/2) -TiO_2 [Loucks, 1990] и диаграммы Na - Ti, Al(t) - Ti, Ti - Al^{iv} [Beccaluva et al., 1989].

На ковариантной диаграмме Alz-TiO_2 (рис. 3.10) фигуративные точки клинопироксенов плутонических офиолитов Караулшеку тяготеют к основанию тренда островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов, а на диаграммах отношений Al(t)-Ti, Ti-Al^{iv} (рис. 3.11) совпадают с полями клинопироксенов бонинитов, формирование которых геотектонически ограничивается преддуговыми рифтами.

Амфибол. Петрохимический состав Ca-амфиболов приведен в таблице 3.11. Они по составу отвечают калиево-нартовым амфиболам паргасит-гастингситового ряда. Амфиболы лерцолитов обогащены Al_2O_3 (11.56 мас. %), Cr_2O_3 (1.43 мас. %), в габброидах их уровень содержания несколько ниже 8.0 мас. %, 0.27 мас. % соответственно.

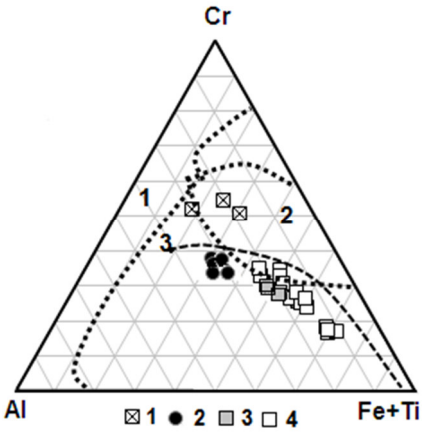

Рис. 3.12. *Диаграмма Cr-Al-(Fe+Ti) шпинели*

Поля: 1 – офиолиты, 2 – мафит-ультрамафиты алескинского типа (по: [Jan, Windley, 1990]). 3 – тренд хромшпинелидов дунитов, верлитов Олюторского преддугового хребта (по:[Kepezhinskas et al., 1993]).

1 – гарцбургиты; 2 – дуниты; 3 – верлиты; 4 – лерцолиты

Шпинель. Химический состав первичных хромшпинелидов перидотитов непостоянен (табл. 3.14). Хромистость (Cr#) шпинели кумулятивных дунитов основания кумулятивного разреза составляет 0.53-0.64, что несколько ниже, чем в акцессориях деплетированных гарцбургитов (0.74) и кумулятивных верлитах и лерцолитах (0.52-0.68). Хромшпинель лерцолитов характеризуется более высокими содержаниями <13.53 мас. % TiO_2, суммарного железа (<68.96 %) и широкими вариациями коэффициента железистости (52-95), которые повышаются в лерцолитах вверх по разрезу. Их фигуративные точки (рис. 3.12) локализуются вдоль тренда хромшпинелидов дунитов, верлитов Олюторского преддугового хребта Корякско-Камчатской складчатой области [Kepezhinskas et al., 1993].

Хромпинелиды динамомемаморфизованных серпентиницированных гарцбургитов основания разреза перидотитов паравтохтона Караулшеку тяготеют к полю островодужных и преддуговых офиолитов (рис. 3.13).

Фигуративные точки хромшпинелидов кумулятивных дунитов, верлитов и лерцолитов резко смещены в область обеднения магнием, что характерно для перидотитов преддуговых рифтов областей перехода континент-океан или континент-окраинный бассейн [Kepezhinskas et al., 1993]. Различие в характере накопления магния хромшпинелидов гарцбургитов и кумулятивных перидотитов дает основание предполагать полигенно-полихронное образование плутонических офиолитов паравтохтона Караулшеку.

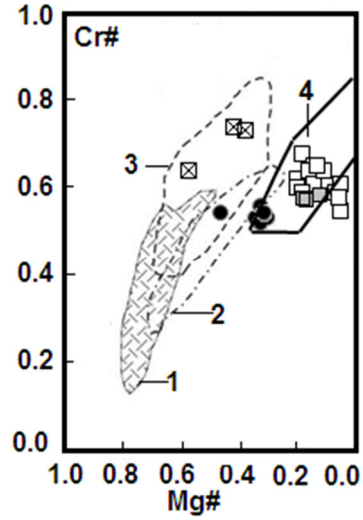

Рис. 3.13. *Диаграмма Cr#-Mg# шпинели*

1 – срединно-океанических хребтов; 2 – задуговых бассейнов; 3 – преддуговых бассейнов симатический бассейнов (по: [Stern et al., 2004]); 4 – Олюторского преддугового хребта (по:[Kepezhinskas et al., 1993]).

Условные обозначения см. на рис. 3.12

Основные характеристики преддуговых плутонических комплексов караулшекинского типа

Перидотиты и габброиды таких комплексов содержат крайне высокие концентрации Y (до 30 г/т), клинопироксен обогащен Na_2O (от 0.25-0,87 мас. %), оливин характеризуется высокой железистостью, их разрезы лишены рудных скопле-

ний хромитов, но содержат подиформные тела титаномагнетитов и магнетитов. Дайково-силловый комплекс представлен low-Fe/high-Ca бонинитоподобными породами. Вулканогенные породы, ассоциирующие с такими плутоническими комплексами, представлены low-Al (Al_2O_3= 11.20-13.95 мас. %) примитивными андезибазальтами со слабо выраженным обогащением Fe и Ti.

Высокие концентрации Fe и Ti Cr-шпинелидов перидотитов Караулшеку могут быть обусловлены особенностью фракционной кристаллизации, протекающей при низком давлении и медленном охлаждении магматического расплава [Barnes et al., 2001]. Такие концентрации свойственны только магмам, не подвергшимся воздействию флюидов, обогащенных хлором [Stern, 2002].

Содержащие их перидотиты являются составной частью расслоенных гарцбургит-дунит-верлит-лерцолит-габбро-тронд̀емит-плагиогранитных интрузий, формирующихся в рифтах преддуговых бассейнов вдоль активных окраин континентов.

Мафит-ультрамафиты таких комплексов не содержат значимых концентраций элементов платиновой группы..

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Единой точки зрения на геодинамическую природу, состав и последовательность формирования вышеописанных комплексов паравтохтона Караулшеку нет. По-видимому, чтобы обсуждение противоречивых взглядов на геодинамическую природу офиолитов Караулшеку было более продуктивным, следует осветить проблему литолого-стратиграфического объема акозекской свиты. М.З. Новикова и ее коллеги [Новикова и др., 1993] выделяют низкоглиноземистые островодужные вулканиты верхов разреза акозекской свиты в самостоятельную вулканогенно-терригенную толщу, включая в нее и зеленоцветные граувакковые флишоидные отложения кошиакозекской свиты. Породы кошиакозекской свиты и силурийские граувакки слагают основной объем (более 4000 м) разреза Баянаул-Акшатауской структурно-формационной внешней зоны ранних палеозоид Центрального Казахстана [Объяснительная Записка, 1981; Гранкин и др., 1991; Антонюк и др., 1995; Степанец, 1992, 2002].

В доказательство нецелесообразности включения островодужных вулканитов в состав акозекской свиты оппоненты автора приводят следующие аргументы [Новикова и др., 1993, стр. 59].

Первый аргумент, что «в описанном выше разрезе вулканогенно-терригенной толщи нет перерыва и несогласия, и терригенные породы в нижней и верхней части толщи идентичны», с чем нельзя не согласиться. Совершенно верно, терригенные отложения идентичны, как в составе вышеупомянутой толщи, так и в верхах нижележащего разреза собственно акозекской свиты, что послужило основанием автору не разрывать эти типы разрезов. Ниже в доказательство нашей точки зрения приводятся описания составов слоев по [Новикова и др., 1993]. Слой 18 «Вулканомиктовые песчаники буровато-серые среднезернистые, выше – кремнистые туффиты и алевролиты зеленовато-серые массивные и с нечеткой горизонтальной слоистостью», слой 19 «Слабокремнистые алевролиты красные и вишневые, массивные, с проблематичными органическими остатками кремнистого состава» из разреза акозекской свиты и слой 4 « Вишневые тонкослоистые слабокремнистые алевролиты, разделенные прослоем (5 м) зеленых алевролитов», слой 5 «Алевролиты серые, буровато- и зеленовато-серые, с прослоями вишневых алевролитов и мелкозернистых светло-серых песчаников» из разреза вулканогенно-терригенной толщи.

Второй аргумент, что «происходит смена состава вулканитов: для акозекской свиты в принятом нами [Новикова и др., 1993] объеме не характерны базальты, андезибазальты и трахиандезиты». Совершенно верно, субаквальный преимущественно кислый островодужный вул-

канизм, извержение которого начинается в среднем дарривиле, а в позднедарривилское-сандбское время сменяется излиянием островодужных вулканитов и их туфов преимущественно среднего состава, т.е. здесь мы наблюдаем отчетливо выраженную антидромную последовательность вулканизма, что характерно и для других островодужных комплексов северо-востока Центрального Казахстана.

Третий аргумент, что «между принятыми стратиграфическими подразделениями, возможно, существует перерыв, приходящийся на большую часть сандбия. Стратиграфическими аналогами вулканогенно-терригенной толщи в Ангренсорской зоне (по-видимому, следует понимать в Шакшанской зоне, *прим. автора*) являются еркебидаикская свита и олистостромовая толща». Данное предположение противоречит выводу, сделанному моими оппонентами ранее «(стр. 58) а верхняя часть разреза (акозекской свиты) охарактеризована видами, не исключающими присутствие здесь дарривилско-сандбского интервала». Относительно перерыва в карадоке, точнее в ашгилле, хотелось бы отметить, что в Шакшанской зоне олистострома формировалась после цикла накопления мощных флишоидных отложений еркебидаикской свиты, тогда как в Баянаул-Акшатауской зоне накопление зеленого граувакового флиша завершилось в конце раннего силура. Следовательно, только в позднем силуре разрезы данной зоны были вовлечены в процесс складкообразования и впоследствии были запечатаны континентальными раннедевонскими отложениями жарсорской свиты.

Естественно, основная проблема состоит не в том, являются ли вулканиты составной частью разреза акозекской свиты или нет. Оспаривая присутствие вулканитов в разрезе акозекской свиты, московские коллеги хотели тем самым подчеркнуть, что к единой офиолитовой ассоциации в данном районе следует относить, как они предполагали, метаморфизованные перидотиты, расслоенные ультрабазиты, кумулятивные габбро, комплекс диабазовых даек, базальты караулшекинской свиты и кремнисто-туфогенно-терригенные отложения низов акозекской свиты, что, казалось бы, логично, следуя общепринятой схеме строения офиолитовых комплексов океанических бассейнов. Проблема в том, что в такой схеме базальты офиолитовой ассоциации должны отвечать примитивным океаническим толеитам, диабазы должны служить подводящими каналами для этих вулканитов, а мафит-ультрамафиты – отражать состав океанического меланократового фундамента, однако ни одно из этих условий в пределах массива Караулшеку не выполняется.

Как свидетельствует геохимический анализ, вулканиты караулшекинской свиты отвечают дифференцированным вулканитам (спилитам), а ниже располагающиеся кварцевые диабазы образуют «силлоподобный» плитчатый комплекс, что в совокупности характерно для островодужных офиолитовых комплексов, формирующихся над зоной субдукции.

Состав породообразующих и акцессорных минералов, последовательность кристаллизации, геохимическая специализация мафит-ультрамафитов плутонических офиолитов Караулшеку дают основание отнести их к надсубдукционному типу [Степанец, 1988; 1992], ассоциирующему со своеобразными высокомагнезиальными, высококремнеземистыми, низкожелезистыми долеритами, что, вероятно всего, характерно для офиолитов преддуговых бассейнов [Степанец, 2004].

Надсубдукционная природа офиолитов Караулшеку подтверждается и данными высокотемпературной газовой хроматографии (ВГХ), полученными по плутоническим и эффузивным породам [Степанец, 1992]. Аналитическим материалом для исследований методом ВГХ послужили образцы, в которых ранее были проанализированы содержания микроэлементов, исследованы химические составы горных пород, породообразующих и акцессорных минералов, что позволило провести корреляцию данных, полученных различными методами.

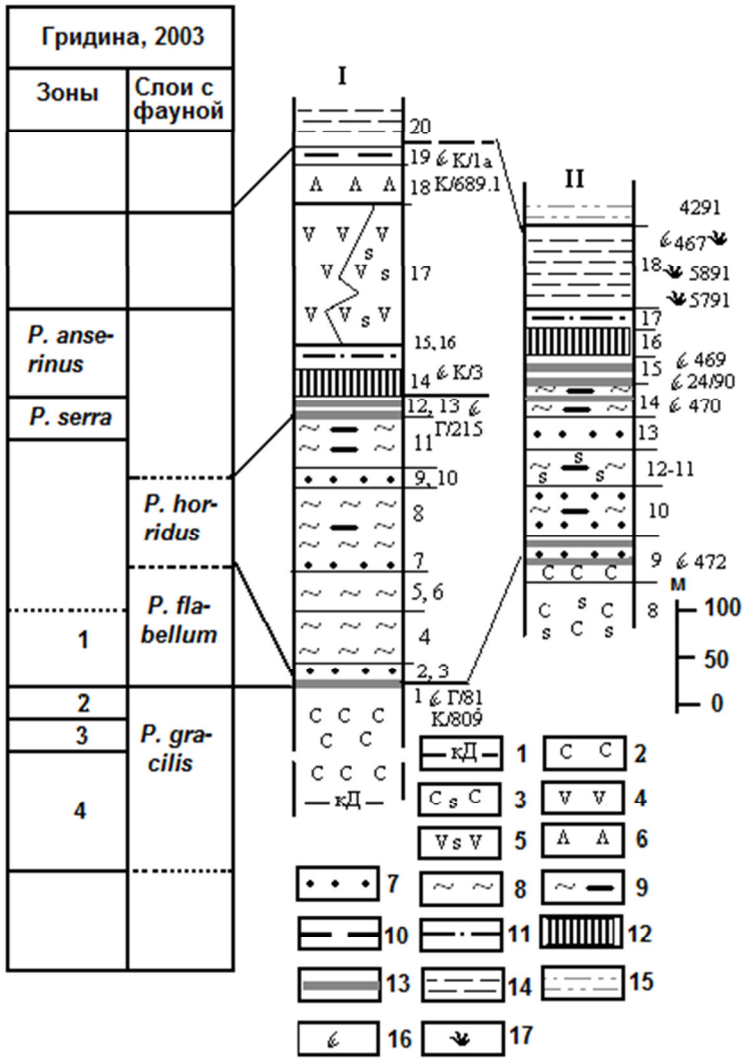

Рис. 3.14. *Схема сопоставления разрезов (**I**) акозекской (по: [Степанец, 1992]) и (**II**) кувской свит (по: [Никитин и др., 1995]) Баянаул-Акчатауской структурно-формационной зоны*

1-2 – караулшекинская свита: 1 – кварцевые диабазы, 2 – андезибазальты и спилиты; 3-13 – акозекская и кувская свиты: 3 – грязно-зеленые туфы среднего состава, 4 – бурые двупироксеновые андезибазальты и 5 – их туфы, 6 – андезиты, 7 – зеленовато-серые, серые вулканомиктовые песчаники, 8 – зелено-серые, грязно-зеленые массивные, реже с тонкой горизонтальной слоистостью кислые пепловые туфы, прослоенные маломощными горизонтами вишневых кремнистых алевролитов и туффитов, 9 – серо-зеленые, грязно-зеленые, реже вишнево-серые массивные и грубослоистые кремнистые алевротуффиты, 10 – темно-вишневые, серо-вишневые массивные, реже грубослоистые кремнистые алевролиты, 11 – красные и вишневые кремнистые плитчатые алевролиты со спикулами кремнистых губок, 12 – вишнево-бурые слоистые кремнистые алевролиты со спикулами кремнистых губок, 13 – яшмы; 14-15 – кошиакозекская свита: 14 – зеленые алевролиты с прослоями песчаников, серых хемогенных известняков и будинированных полупрозрачных кремней, 15 – табачно-зеленые алевролиты; 16-17 – места находок фауны и их номера: 16 – конодонты, 17 – позднеордовикские кораллы. Цифрами слева обозначены конодонтовые зоны: 1 – Prioniodus (O.) intermedius, 2 – P. (O.) evae; 3 – P. (P.) elegans, 4 – P. (P.) deltatus longibasis и P. proteus, справа от колонок цифрами обозначены номера слоев стратотипических разрезов

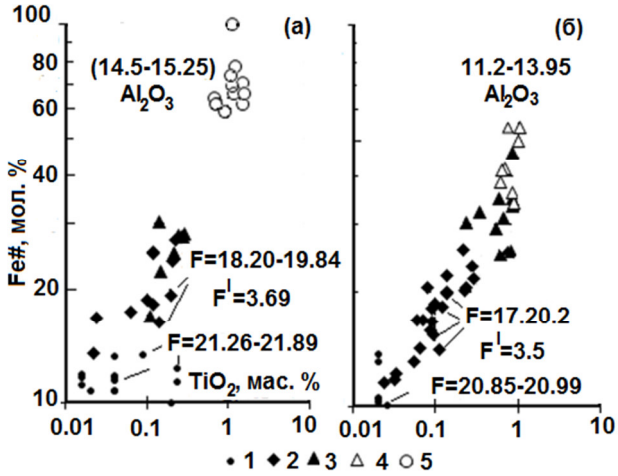

Рис 3.15. *Дискриминационная диаграмма Fe#-TiO_2 для надсубдукционных офиолитов аллохтона Центрального Толпака (а) и паравтохтона Караулшеку (б)*

1 – гарцбургиты и Cr-дуниты; 2 – кумулятивные перидотиты; 3 – габброиды; 4 – вулканиты акозекской свиты Караулшеку; 5 – микродиориты аллохтона Толпак; F – степень частичного плавления, рассчитанная по первичной шпинели (по: [Hellebrand et al., 2001]); FI –разница между максимальной и минимальной степенью частичного плавления. Диаграммы иллюстрируют различные тренды дифференциации: а – феннеровский (офиолиты Толпакского типа, перидотиты, габбро, микродиориты и кварцевые диабазы), б – боуэновский (акозекские примитивные вулканиты, кумулятивные мафит-ультрамафиты)

Анализ результатов ВГХ свидетельствует, что плутонические офиолиты массива Караулшеку и вулканиты верхов разреза акозекской свиты характеризуются боуэновским трендом дифференциации, т. е. вулканиты не сопровождаются накоплением железа. Напротив, для спилитов и кварцевых диабазов массива Караулшеку характерен феннеровский тренд дифференциации, сопровождающийся обогащением остаточной фракции окислами железа.

Характерно, что зоны закалки спилит-офиолитов представлены спилит-диабазовыми сериями, а их плутониты характеризуются присутствием циркона и керсутита [Степанец, 1990], что обусловлено присутствием водного флюида, равно как и высокими концентрациями солевого хлоридного флюида, поступающего из смежной зоны субдукции [Степанец, 2003]. Результаты ВГХ [Степанец, 1992] хорошо контролируются петрохимическим составом плутонических и изверженных пород офиолитов, что наглядно демонстрируют дискриминационные диаграммы отношения коэффициента фракционирования (Fe#=100*Fe^{2+} /(Fe^{2+}+ Mg)) к TiO_2 мас. % (рис. 3.15).

Эти диаграммы позволяют проследить не только изменение коэффициента фракционирования во всех породах офиолитовой колонны с широкими вариациями содержания окиси титана, но и установить типы дифференциации магмы, и тем самым определить их геодинамическую природу. На рисунке 3.15(б) демонстрируется монотонный тренд изменения коэффициента фракционирования, что характерно для магматических комплексов преддуговых прогибов и начальной стадии островодужных комплексов. Тогда как на диаграмме (рис. 3.15 (а)) отчетливо виден разрыв по коэффициенту фракционирования между плутонитами (габброидами) и вулканитами офиолитов островодужных систем.

Теперь вернемся к вулканитам акозекской свиты. Из выше изложенного вытекает, что островодужные двупироксе-

новые андезибазальты являются остаточными расплавами мафит-ульт-рамафитов – производных астеносферной мантии, фракционирующими над зоной субдукции. Если предположить, что кислые пепловые туфы низов разреза акозекской свиты есть производные плагиогранитных магм, являющихся дериватами мафит-ультрамафитовых расплавов, тогда в надсубдукционных обстановках данного типа первыми от мантийного вещества отделяются кислые расплавы.

Следовательно, можно заключить, что членами единого дарривил-сандбского офиолитового комплекса в составе Караулшекинского паравтохтона являются кумулятивные мафит-ультрамафиты, диориты, плагиограниты и вулканогенные отложения акозекской свиты, исключая базальные яшмы, которые можно рассматривать составной частью флоской спилит-офиолитовой ассоциации.

Принимая данную последовательность формирования разреза Караулшекинского паравтохтона, можно утверждать, что его разрез псевдостратифицирован, т.е. более молодые плутониты залегают структурно ниже базальтов вмещающей их рамы, что является неотъемлемой составной частью надсубдукционных комплексов [Степанец, 1992].

Формационными и возрастными аналогами акозекской свиты являются разрезы кувской свиты, обнажающиеся на левобережье речки Балатундык [Никитин и др., 1995], юго-восток Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны. Следует заметить, что здесь, как и в горах Акозек, кремнисто-туфогенно-терригенные отложения согласно наращиваются зелеными алевролитами с прослоями тонкозернистых песчаников, охарактеризованных позднеордовикскими кораллами [Никитин и др., 1995]. Отличаются эти разрезы (рис. 3.14) только тем, что разрез кувской свиты, не содержит вулканогенных пород, а объем кислых пепловых туффитов резко сокращен.

Отсутствие вулканитов в составе кувской свиты свидетельствует, что в данной области Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны дарривил-сандбский вулканизм не был широко проявлен. Вероятно, это было обусловлено тем, что в данной области тектонические плиты сходились под косым углом и эти движения, в современных координатах, были направлены с юго-востока на северо-запад, чем и объясняется локальное проявление надсубдукционного магматизма акозекского типа в Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоне.

Приложения.

Таблица 3.1. Химический состав серпентинитов ультрамафитовой зоны

№ пр.	779	781	778-4	351	362	383-3	778Г	778-1Л	778-2Д	778-3Д	778-5Л
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	40.5	40.3	40.3	40.26	40.41	41.14	45.20	45.6	38.7	37.5	41.5
TiO_2	0.02	0.02	0.02	0.02	0.026	0.024	0.064	0.28	0.10	0.08	0.14
Al_2O_3	0.84	0.64	0.69	1.27	1.15	1.10	5.7	5.1	1.16	1.60	2.0
Fe_2O_3	7.73	8.87	8.67	6.18	6.79	7.62	3.97	5.64	11.51	12.97	8.93
FeO	0.51	0.39	1.02	1.19	0.46	0.70	4.4	6.9	2.83	3.12	4.43
MnO	0.19	0.15	0.17	0.068	0.085	0.065	0.17	0.20	0.17	0.17	0.20
MgO	36.64	36.17	36.12	36.46	36.70	36.52	27.0	21.9	32.28	31.83	28.12
CaO	0.5	0.5	0.5	0.5	0.66	0.5	4.23	9.08	1.93	2.06	6.5
Na_2O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.32	0.41	0.10	0.10	0.17
K_2O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
P_2O_5	0.009	0.011	0.009	-	-	-	0.012	0.026	0.02	0.01	0.014
П.п.п.	12.88	12.32	12.01	13.03	12.46	12.20	6.39	3.21	9.74	9.24	6.62
Сумма	100.1	99.57	99.7	99.17	98.93	100.2	97.55	98.36	98.62	98.87	100.72
CO_2	0.55	0.2	0.2	1.01	0.3	0.2	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Sобщ.	-	-	-	0.005	0.012	0.005	-	-	-	-	-
Mg#	89,7	88,5	88,0	90,6	90,9	89,6	85,8	76,5	81,4	79,3	80,1
Ol	59,88	60,21	60,82	58,91	59,37	57,19	27,40	26,81	70,01	75,85	50,25
Hy	34,06	33,83	33,11	34,57	33,51	36,59	43,37	23,57	10,01	2,68	14,66
Di	0,85	1,36	1,25	-	0,84	0,17	6,11	27,80	8,65	8,43	24,72
Cor	-	-	-	0,08	-	-	-	-	-	-	.
Pl	3,37	2,64	2,80	4,69	4,55	4,10	21,31	19,25	0,57	2,51	7,86
Ort	0,91	0,92	0,92	0,91	0,91	0,84	0,81	0,83	8,72	8,68	0,85
Ilm	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,09	0,38	0,15	0,12	0,20
Mt	0,88	1,00	1,05	0,81	0,78	0,88	0,88	1,28	1,40	1,72	1,42
Ap	0,02	0,02	0,02	-	-	-	0,02	0,07	0,05	0,02	0,05

Таблица 3.1 (продолжение 1)

№ пр.	778-6Г	778-7Л	781-1Г	781-2В	781-4В	356Л	353Л	341Л	11Л	349-1Л
SiO_2	40.35	40.80	37.70	46.00	44.90	38.36	38.95	41.2	43.63	42.17
TiO_2	0.032	0.072	0.092	0.24	0.23	0.12	0.14	0.22	0.096	0.12
Al_2O_3	0.93	1.18	3.50	2.8	2.2	2.3	3.05	4.10	1.3	1.7
Fe_2O_3	8.22	9.28	11.40	6.61	7.88	9.42	9.52	9.79	8.43	7.92
FeO	1.15	3.35	2.30	4.63	3.98	4.22	5.66	6.5	1.91	1.96
MnO	0.19	0.20	0.22	0.20	0.19	0.21	0.18	0.22	0.13	0.16
MgO	35.83	32.34	31.94	22.78	24.34	31.66	28.23	24.7	29.0	30.97
CaO	0.5	3.80	0.93	11.46	10.22	3.11	3.65	4.32	7.14	4.32
Na_2O	0.10	0.17	0.20	0.20	0.16	0.10	0.10	0.19	0.10	0.14
K_2O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
P_2O_5	0.016	0.009	0.015	0.015	0.014	-	-	-	-	-
П.п.п.	11.77	7.75	10.66	3.92	4.93	9.30	9.79	7.2	7.79	9.74
Сумма	99.16	99.13	99.04	99.09	99.08	98.90	99.37	98.45	99.62	99.30
CO_2	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.22	0.35
Sобщ.	-	-	-	-	-	0.019	0.01	0.005	0.005	-
Mg#	88,2	83,1	81,9	79,3	79,7	81,6	78,0	74,2	84,5	85,9
Ol	59,29	59,29	63,72	27,48	32,84	65,05	55,23	40,48	41,74	46,75
Hy	34,39	18,57	23,70	17,06	17,14	14,60	20,76	30,63	22,48	28.48
Di	0,58	14,97	-	42,73	39,38	9,06	9,66	10,25	28,84	16.00
Cor	-	-	1,36	-	-	-	-	-	-	-
Pl	3,71	4,93	8,79	10,37	8,22	8,77	11,61	15,71	4,88	6.69
Ort	0,92	0,85	0,85	0,84	0,84	0,85	0,85	0,85	0,84	0.84
Ilm	0,05	0,03	0,03	0,33	0,33	0,19	0,21	0,32	0,15	0.15
Mt	1,02	1,34	1,50	1,14	1,12	1,48	1,67	1,75	1,07	1.05
Ap	0,05	0,02	0,05	0,05	0,02	-	-	-	-	-

Таблица 3.1 (продолжение 2)

№ пр.	356Л	353Л	341Л	11 Л	349-1В	781-5В	781-6Л	340-1Д	12Д	349-2Д
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	38.36	38.95	41.2	43.63	42.17	46.7	40.6	36.9	37.63	39.53
TiO_2	0.12	0.14	0.22	0.096	0.12	0.31	0.14	0.034	0.060	0.056
Al_2O_3	2.3	3.05	4.10	1.3	1.7	2.5	4.0	0.50	1.30	0.70
Fe_2O_3	9.42	9.52	9.79	8.43	7.92	6.58	9.00	13.26	12.52	8.62
FeO	4.22	5.66	6.5	1.91	1.96	4.43	4.59	2.38	1.33	1.96
MnO	0.21	0.18	0.22	0.13	0.16	0.19	0.23	0.15	0.14	0.10
MgO	31.66	28.23	24.7	29.0	30.97	21.01	28.27	34.50	34.69	36.11
CaO	3.11	3.65	4.32	7.14	4.32	13.36	4.79	0.50	0.50	0.50
Na_2O	0.10	0.10	0.19	0.10	0.14	0.25	0.12	0.10	0.10	0.10
K_2O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
P_2O_5	-	-	-	-	-	0.01	0.016	-	-	-
П.п.п.	9.30	9.79	7.2	7.79	9.74	4.14	7.25	10.99	11.81	11.73
Сумма	98.90	99.37	98.45	99.62	99.30	99.58	98.56	99.41	100.18	99.14
CO_2	0.20	0.20	0.20	0.22	0.35	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
Sобщ.	0.019	0.01	0.005	0.005	-	-	-	0.005	0.005	0.005
Mg#	81.6	78.0	74.2	84.5	85.9	78.3	79.9	81.1	83.1	86.9
Ol	65.05	55.23	40.48	41.74	46.75	23.62	51.00	75.98	71.34	64.57
Hy	14.60	20.76	30.63	22.48	28.48	12.93	19.78	17.52	21.43	29.34
Di	9.06	9.66	10.63	28.84	16.0	51.47	12.02	1.73	-	1.18
Cor	-	-	-	-	-	-	-	-	0.12	-
Pl	8.77	11.61	15.71	4.88	6.69	9.53	14.68	2.12	4.65	2.83
Ort	0.85	0.85	0.85	0.84	0.84	0.84	0.84	0.87	0.86	0.85
Ilm	0.19	0.21	0.32	0.15	0.18	0.44	0.20	0.05	0.09	0.08
Mt	1.48	1.67	1.75	1.07	1.05	1.11	1.43	1.73	1.50	1.15
Ap	-	-	-	-	-	0.02	0.05	-	-	-

Таблица 3.2. Химический состав габброидов (1-10) и диорита (11)

№ пр.	351-1	734-4	367-2	03-4	390	03-5	388	03-6	017-4	017-7	734-14
П. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	48.52	49.30	49.60	48.55	44.5	48.13	48.12	50.50	52.19	50.70	58.90
TiO_2	0.59	0.35	0.67	0.87	0.24	0.87	0.85	0.55	0.61	0.81	0.84
Al_2O_3	15.06	18.88	11.67	14.34	18.50	14.34	16.6	15.06	5.85	15.01	17.4
Fe_2O_3	3.28	1.48	1.93	9.44	1.29	11.28	1.69	7.37	10.15	6.40	3.8
FeO	6.52	4.52	7.00		4.92		8.55				2.14
MnO	0.16	0.11	0.18	0.14	0.17	0.18	0.16	0.12	0.15	0.12	0.054
MgO	9.75	6.85	10.80	9.37	7.76	10.04	6.49	8.92	15.18	9.39	2.63
CaO	11.19	13.31	13.31	13.37	17.06	12.05	9.66	13.54	9.71	11.69	9.18
Na_2O	1.72	2.0	1.18	1.42	0.76	1.22	3.21	1.75	3.0	2.31	4.48
K_2O	0.22	0.45	0.42	0.10	0.33	0.05	0.24	0.05	0.05	0.25	0.45
P_2O_5	0.046	0.032	0.017	0.02	0.022	0.07	0.24	0.04	0.05	0.02	0.22
П.п. п.	3.12	2.28	2.30	1.69	4.53	1.33	3.69	1.64	2.61	2.80	1.88
Сумма	100.17	99.56	99.07	99.31	100.08	99.51	99.50	99.54	99.55	99.46	101.98
CO_2	0.2	0.2	0.2	Н.о	0.57	Н.о	0.2	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о
Mg#	64.7	67.6	68.8	66.3	69.5	63.8	53.5	70.6	74.8	74.4	45.9
Q	-	-	-	-	-	-	-	1.00	-	-	9.31
Pl	54.69	64.69	41.55	51.68	56.16	51.00	66.28	54.64	34.29	56.72	68.01
Ort	1.62	3.13	3.07	0.71	2.42	0.36	1.72	0.35	0.36	1.79	2.95
Neph	-	-	-	-	2.19	-	-	-	-	-	-
Di	17.31	18.20	31.73	26.07	29.50	20.05	12.35	25.54	35.09	21.17	12.64
Hy	19.23	18.20	20.65	17.53	-	24.27	6.98	17.06	15.25	18.24	5.20
Ol	5.38	3.09	1.24	2.04	8.80	2.07	10.10	-	12.17	0.48	-
Ilm	0.74	0.42	0.85	1.10	0.30	1.10	1.06	0.69	0.80	1.00	0.95
Mt	0.92	0.55	0.86	0.84	0.59	1.00	0.96	0.64	0.92	0.56	0.49
Ap	0.11	0.06	0.04	0.04	0.04	0.16	0.54	0.09	0.11	0.04	0.45

Таблица 3.3. Химический состав одиночных силлов долеритов (1-3), low-Fe/high-Mg кариолчекитов (5-8), high-Mg /low-Fe андезитов (4, 9), трахидацитов (10-11)

№ пр.	734-3	734-5	386	734-6	734-8	734-12	01-7	01-4	01-6	344	780
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	56.50	55.80	55.02	58.70	54.70	55.00	54.56	54.35	59.69	67.00	68.40
TiO_2	1.26	1.04	0.94	0.57	0.38	0.64	0.37	0.37	0.69	0.45	0.42

П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Al_2O_3	15.70	15.65	14.31	14.90	13.40	13.90	13.15	14.76	15.07	15.60	15.70
Fe_2O_3	2.95	0.70	3.14	0.53	1.54	2.01	5.84	4.42	3.14	2.43	1.78
FeO	5.36	2.36	6.43	1.82	3.25	4.09				1.14	1.73
MnO	0.07	0.042	0.17	0.038	0.06	0.084	0.04	0.04	0.01	0.036	0.036
MgO	4.30	5.11	6.41	5.78	10.41	9.22	9.32	8.14	6.17	0.79	0.70
CaO	6.68	12.18	5.08	10.01	10.32	7.95	9.25	10.66	6.45	0.49	0.50
Na_2O	5.28	4.88	5.44	5.64	2.92	4.12	4.80	3.58	6.55	4.68	2.45
K_2O	0.10	0.10	0.23	0.10	0.15	0.2	0.05	0.05	0.11	6.20	6.50
P_2O_5	0.12	0.12	0.17	0.077	0.055	0.075	0.06	0.10	0.08	0.13	0.13
П.п.п.	1.35	1.67	2.28	1.71	2.51	2.23	2.10	3.09	1.53	1.47	1.50
Сумма	99.67	100.65	99.62	99.89	99.75	99.52	99.54	99.56	99.49	100.42	99.85
CO_2	0.2	0.2	0.20	0.2	0.2	0.2	Н. о	Н. о	Н. о	Н. о	Н. о
Mg#	48.8	75.3	55.3	81.8	80.0	73.6	76,0	78.5	79.6	29.8	27.2
Q	3.79	1.11		2.21	3.35	1.28	-	2.44	1.31	12.40	26.55
Pl	70.22	67.82	67.98	68.51	53.94	61.40	62.30	61.54	73.01	42.58	23.47
Ort	0.67	0.66	1.62	0.66	1.02	0.14	0.34	0.34	0.72	38.82	41.47
Cor	-	-		-	-	-	-	-	-	0.41	2.80
Di	8.85	26.94	6.57	22.87	19.58	13.46	23.00	20.86	14.09	-	-
Hy	13.53	1.26	18.64	4.24	20.57	21.72	4.81	13.79	9.66	4.77	4.70
Ol	-	-	2.32	-	-	-	8.49	-	-	-	-
Ilm	1.48	1.22	1.13	0.66	0.46	0.77	0.44	0.45	0.80	0.49	0.47
Mt	0.73	0.27	0.86	0.21	0.44	0.55	0.49	0.37	0.25	0.28	0.29
Ap	0.25	0.25	0.36	0.16	0.13	0.17	0.13	0.21	0.16	0.25	0.26
Cal	0.49	0.48	0.52	0.48	0.52	0.52	-	-	-	-	-

Таблица 3.4. Химический состав одиночных силлов кератофиров (1-2), лейкогранитов (3-5), скринов диоритов (6,7) и тела сиенита (8)

№ пр.	375	380-1	025-1	022-1	021-6	032-2	01-9	
П. №	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	73.90	72.40	74.45	74.09	77.25	57.40	62.37	67.31
TiO_2	0.70	0.21	0.03	0.05	0.05	1.31	0.97	0.56
Al_2O_3	13.45	14.05	12.95	13.11	12.04	15.32	16.49	14.99
Fe_2O_3	0.40	0.72	1.87	1.71	1.56	9.51	4.24	3.68
FeO	1.17	1.06						
MnO	0.028	0.042	0.03	0.09	0.03	0.15	0.05	0.07
MgO	0.40	1.33	2.25	0.57	0.57	4.07	2.44	1.62
CaO	0.50	0.5	0.06	0.19	0.25	8.09	5.41	1.14
Na_2O	4.20	3.70	6.00	4.64	0.80	4.44	6.41	3.33
K_2O	5.48	5.00	0.88	4.57	5.86	0.05	0.28	5.71
P_2O_5	0.11	0.035	0.06	0.02	0.02	0.23	0.22	0.24
П.п.п.	0.40	1.53	0.89	0.50	0.86	3.99	0.91	0.86
Сумма	100.74	100.58	99.49	99.54	99.09	104.56	99.5	99.51
Mg#	31.9	58.1	70.5	40.0	41.6	45.9	53.3	46.7
Q	26.45	28.25	32.78	27.59	49.33	6.77	10.13	20.68
Pl	37.40	34.52	53.26	40.90	8.10	64.56	74.02	33.79
Ort	33.36	31.19	5.55	28.25	36.91	0.34	1.79	36.36
Cor		1.17	1.47	0.16	2.74	-	-	1.26
Di	0.07	-	-	-	-	14.95	6.91	-
Hy	1.65	4.43	6.65	2.88	2.71	10.60	5.28	6.54
Ilm	0.74	0.22	0.03	0.05	0.05	1.52	1.09	0.62
Mt	0.13	0.14	0.14	0.13	0.12	0.77	0.33	0.28
Ap	0.21	0.08	0.12	0.04	0.04	0.49	0.44	0.47

Таблица 3.5. Химический состав вулканитов акозекской свиты

№ пр.	762-5	762-14	762-18	762-20	762-22	315	761
SiO_2	49.10	46.70	55.00	62.40	57.50	52.8	53.10
TiO_2	0.88	1.00	0.86	0.64	1.08	0.76	0.62
Al_2O_3	11.20	13.95	12.30	10.70	15.00	13.42	12.00
Fe_2O_3	2.20	3.74	2.53	2.44	2.57	4.97	2.69
FeO	7.29	5.46	5.92	4.63	4.63	6.45	5.01
MnO	0.26	0.25	0.18	0.17	0.13	0.25	0.15
MgO	10.05	4.93	8.04	5.37	3.26	5.21	6.52
CaO	9.80	8.31	7.43	6.81	4.39	3.81	10.22
Na_2O	1.24	2.84	2.16	3.16	4.00	2.62	2.46
K_2O	0.85	1.80	1.86	1.10	3.18	0.92	1.10
P_2O_5	0.38	0.39	0.42	0.33	0.57	0.42	0.44
П.п.п.	5.15	9.29	3.04	1.97	2.35	6.83	4.91
Сумма	98.40	98.66	99.74	99.72	99.56	98.46	99.22
CO_2	2.16	6.07	0.53	0.88	0.26	0.20	3.34
Mg#	65.9	49.9	63.6	58.3	45.6	46.0	61.0
Q	3.36	-	7.68	20.03	6.79	14.65	6.69
Pl	40.06	54.41	41.80	42.88	52.41	46.80	46.11
Ort	6.45	13.76	13.19	7.54	21.59	6.95	8.02
Cor			-	-		1.80	-
Di	19.02	15.21	11.82	14.43	3.27	-	22.66
Hy	28.11	7.31	22.74	13.02	12.85	26.71	14.00
Ol		6.14	-				
Ilm	1.15	1.32	1.05	0.76	1.27	0.99	0.78
Mt	0.95	0.91	0.78	0.63	0.63	1.11	0.73
Ap	0.91	0.94	0.94	0.71	1.21	0.99	1.01

Таблица 3.6. Химический состав спилитов караулчекинской свиты

№ пр.	861-1	861-2	861-6	861-8	861-11	861-16	861-17	861-19	736	737	737а	762-1
SiO_2	56.14	59.28	56.77	52.03	54.20	51.94	51.57	55.27	54.00	55.60	54.40	54.40
TiO_2	1.10	1.10	1.27	1.02	1.66	1.10	1.28	1.22	0.94	0.94	0.96	0.84
Al_2O_3	15.40	15.71	18.36	15.71	15.76	15.03	15.40	14.47	15.25	15.10	15.20	16.10
Fe_2O_3	11.26	7.61	3.36	3.64	8.56	5.52	6.42	5.88	3.86	4.26	4.62	4.20
FeO	1.68	2.83	4.80	6.26	3.23	7.98	7.03	6.23	7.00	5.59	5.39	5.81
MnO	0.12	0.22	0.14	0.24	0.16	0.71	0.18	0.16	0.20	0.17	0.18	0.13
MgO	2.25	1.95	2.78	5.18	3.98	4.95	4.13	3.68	5.93	5.11	5.15	5.81
CaO	2.93	2.51	1.57	4.08	4.39	2.51	3.76	3.34	1.70	2.27	2.53	4.02
Na_2O	5.04	5.14	6.68	4.68	3.64	3.70	4.76	4.50	4.48	5.08	5.44	3.64
K_2O	0.72	0.82	0.10	0.24	0.50	0.24	0.50	0.16	0.10	0.11	0.11	0.50
P_2O_5	0.55	0.52	0.20	0.12	0.54	0.12	0.15	0.17	0.12	0.12	0.12	0.14
П.п. п.	2.20	2.14	2.96	5.82	3.49	5.32	4.08	4.07	5.19	5.06	5.11	3.96
Сумма	99.39	99.83	98.99	99.02	100.11	99.12	99.26	99.15	98.77	99.41	99.31	99.55
CO_2	0.20	0.44	0.26	2.37	0.26	1.67	1.05	1.05	1.23	1.54	1.67	0.20
Q	10.16	16.11	7.45	9.47	13.17	15.49	3.29	13.78	14.38	13.43	9.25	10.18
Pl	60.18	56.05	70.02	52.05	54.90	39.85	60.4	54.82	45.83	51.62	55.67	56.24
Ort	5.08	5.61	0.67	1.71	3.56	1.77	3.59	1.16	0.77	0.82	0.82	3.55
Cor	2.13	3.03	4.15	4.79	2.42	6.74	2.36	2.86	6.26	4.93	4.43	2.39
Hy	18.28	14.81	14.38	23.30	20.98	28.61	24.42	21.63	26.96	22.87	23.12	24.85
Ilm	1.34	1.31	1.52	1.27	2.05	1.43	1.6	1.52	1.19	1.16	1.19	1.04
Mt	1.11	0.89	0.73	0.92	1.04	1.29	1.24	1.11	1.03	0.91	0.91	0.92
Ap	1.21	1.11	0.44	0.28	1.20	0.29	0.35	0.39	0.28	0.28	0.28	0.32
Cal	0.52	1.09	0.65	6.20	0.67	4.54	2.76	2.73	3.23	3.99	4.34	0.52

Таблица 3.7. Химический состав кварцевых диабазов

№ пр.	734-17	734-18	734-19	861-20	339	384	384-1	386	01-12	01-15
SiO_2	54.80	54.40	60.5	52.48	56.30	55.40	55.20	55.02	55.35	55.53
TiO_2	1.10	0.80	1.02	0.95	1.19	1.07	1.04	0.94	0.96	1.23
Al_2O_3	15.95	15.60	14.70	15.87	15.60	15.62	15.80	14.31	15.28	14.80
Fe_2O_3	5.45	4.28	4.35	6.04	4.76	7.44	5.89	3.14	10.61	10.53
FeO	5.32	5.69	3.69	5.52	4.37	3.37	4.78	6.43		
MnO	0.09	0.1	0.06	0.15	0.072	0.13	0.12	0.17	0.11	0.11
MgO	4.04	5.59	2.93	4.88	4.31	3.51	4.60	6.41	4.90	4.60
CaO	6.81	6.81	7.84	5.02	4.98	7.25	4.93	5.08	6.37	5.35
Na_2O	4.0	3.52	1.7	4.76	6.0	3.44	4.54	5.44	3.83	4.90
K_2O	0.4	0.75	0.10	0.48	0.23	0.10	0.10	0.23	0.76	0.05
P_2O_5	0.15	0.11	0.14	0.12	0.13	0.18	0.12	0.17	0.12	0.11
П.п.п.	0.87	1.53	2.57	2.68	2.06	2.97	3.07	2.28	1.21	2.35
Сумма	98.98	99.18	99.60	98.95	100.0	100.48	100.15	99.62	99.5	99.56
CO_2	0.20	0.20	0.20	0.35	0.20	0.20	0.20	0.20	Н.о	Н.о
Mg#	41.3	51.1	40.7	44.3	47.0	38.4	44.8	55.3	47.8	46,4
Q	6.04	4.90	29.5	-	0.71	11.72	6.12	-	5.98	5.22
Pl	65.07	60.98	50.89	69.58	73.17	62.82	68.60	67.98	61.38	68.01
Ort	2.77	5.15	0.66	3.39	1.60	0.68	0.67	1.62	5.27	0.34
Di	5.32	5.31	3.3	1.07	5.58	4.89	-	6.57	6.31	5.69
Hy	17.73	21.06	12.94	21.02	16.00	16.75	21.64	18.64	18.76	18.13
Ol	-	-	-	-	-	-	-	2.32	-	-
Ilm	1.31	0.96	1.21	1.16	1.41	1.29	1.25	1.13	1.16	1.49
Mt	0.95	0.89	0.70	1.04	0.79	0.94	0.94	0.86	0.89	0.89
Ap	0.32	0.23	0.29	0.25	0.27	0.40	0.25	0.36	0.25	0.23
Cal	0.49	0.52	0.51	0.89	0.48	0.52	0.51	0.52	-	-

Таблица 3.8. Содержание микроэлементов в габбро (734-4), кварцевых диабазов (734-18, 861-20), риодацитs (861-10) и спилитов

№ пр.	734-4	734-18	861-1	861-6	861-8	861-10	861-11	861-16	861-19	861-20
Ti	-	-	6619	6022	5644	5104	5595	5109	5553	4363
Rb	3.4	5.1	9.0	1.4	3.2	2.8	5.6	2.7	1.3	2.2
Sr	150	360	640	140	250	76	660	130	130	240
Y	11	22	25	30	21	22	24	18	24	22
Zr	33	73	71	97	80	94	74	71	92	77
Nb	1.7	2.5	2.0	2.0	1.6	2.6	1.7	1.8	1.8	1.4
Ba	56	59	220	71	100	55	190	61	72	75
La	2.7	5.8	15	4.6	6.1	7.6	13	4.8	5.0	5.3
Ce	5.7	14	31	12	15	16	29	12	12	12
Sm	1.7	3.4	5.4	5.2	3.7	3.7	5.4	3.1	3.7	3.2
Eu	0.45	0.91	1.7	1.5	1.1	1.0	1.6	0.81	0.99	0.95
Tb	0.44	0.66	0.90	1.1	0.81	0.77	0.94	0.64	0.81	0.76
Lu	0.26	0.47	0.46	0.58	0.52	0.50	0.45	0.44	0.57	0.44
Sc	61	35	30	47	37	20	32	38	32	42
Co	43	22	18	27	24	16	23	29	20	26
Cr	440	58	10	45	10	30	10	10	22	20
Hf	2.0	1.8	1.5	2.9	2.2	2.8	2.4	2.0	2.4	2.2
Ta	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Yb	1.6	2.9	3.0	3.9	3.1	3.2	3.0	2.8	3.6	3.0

Таблица. 3.9. Химический состав оливинов лерцолитов

№ пр.	781.6						652.11				652.11	
SiO_2	40.44	40.18	40.71	40.36	40.04	40.22	40.20	39.80	40.19	39.97	40.06	40.17
FeO	16.78	16.63	16.35	16.73	16.79	16.56	17.18	17.23	17.29	17.17	17.72	16.74
MnO	-	-	-	-	-	-	0.19				-	0.22
MgO	42.60	42.51	42.13	42.21	42.33	42.58	42.30	42.15	41.86	42.36	42.02	42.77
Na_2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.82	99.32	99.19	99.30	99.16	99.36	99.88	99.18	99.34	99.70	99.80	99.89
Si	1.021	1.020	1.032	1.024	1.019	1.020	1.019	1.015	1.022	1.015	1.017	1.015
Fe2+	0.354	0.329	0.346	0.355	0.357	0.351	0.364	0.368	0.368	0.365	0.376	0.353
Mn	-	-	-	-	-	-	0.004	-	-	-	-	0.005
Mg	1.604	1.608	1.591	1.600	1.605	1.609	1.600	1.603	1.587	1.604	1.590	1.611
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fo	81.91	82.00	82.14	81.91	81.80	82.09	81.46	81.32	81.18	81.49	80.87	81.89
Fa	18.09	18.00	17.86	18.09	18.20	17.91	18.54	18.68	18.82	8.51	18.13	18.02

Таблица 3.9 (продолжение 1)

№ пр.	652.11	341			653.6				652.3			
SiO_2	39.83	39.96	39.99	40.04	39.58	40.33	39.41	39.72	40.11	40.24	40.13	41.34
FeO	17.05	19.68	19.24	19.14	17.03	14.51	16.6	16.59	16.88	16.88	16.92	17.79
MnO	0.26	-	-	-					0.11	0.14	0.31	0.42
MgO	42.56	39.99	40.49	40.41	42.82	44.54	43.16	42.92	42.37	42.25	42.58	39.95
Na_2O	-	-	-	-	0.63	0.41	0.63	0.57	0.40	0.33	-	0.09
Cr_2O_3	-	-	-	-	-	-	-		0.08	0.11	-	0.11
Сумма	99.70	99.63	99.72	99.59	100.06	99.79	99.30	99.80	99.95	99.95	99.94	99.70
Формульные коэффициенты в пересчете на 4 (кислорода)												
Si	1.011	1.025	1.023	1.025	1.003	1.011	1.000	1.007	1.015	1.018	1.015	1.049
Fe2+	0.362	0.422	0.411	0.410	0.361	0.304	0.352	0.352	0.357	0.357	0.358	0.377
Mn	0.006	-	-	-	-	-	-	-	0.002	0.003	0.007	0.009
Mg	1.610	1.629	1.543	1.541	1.618	1.664	1.632	1.621	1.600	1.593	1.605	1.511
Na	-	-	-	-	0.031	0.020	0.031	0.028	0.020	0.016	-	0.004
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	0.002	0.002	-	0.002
Fo	81.64	78.36	73.40	78.97	81.57	84.37	82.26	82.20	81.74	81.69	80.94	80.00
Fa	18.36	21.64	26.60	21.03	18.63	15.63	17.74	17.80	18.26	18.31	19.06	20.00

Таблица. 3.10. Химический состав пироксенов перидотитов

№ пробы	652.9				341				
Порода	Верлит				Лерцолит				
Минерал	Cpx				Cpx	Cpx	Opx	Opx	Opx
SiO_2	53.07	53.31	53.179	53.788	54.32	53.89	56.85	56.47	56.23
TiO_2	0.39	0.30	0.39	0.25	-	0.42	-	0.23	0.32
Al_2O_3	2.31	2.16	2.57	2.45	1.26	2.34	0.97	1.16	1.10
FeO	5.06	4.93	5.19	4.86	4.01	5.33	11.84	11.70	12.25
MnO	0.39	-	-	-	0.26	-	0.27	-	-
MgO	16.04	16.78	17.07	16.94	16.43	16.10	28.54	28.50	28.42
CaO	21.92	21.06	20.03	21.09	22.64	20.49	1.24	1.29	1.03
Na_2O	0.30	0.51	0.54	0.47	0.41	0.91	-	-	-
K_2O	-	-	-	-	0.15	-	-	-	-
Cr_2O_3	0.52	0.89	0.82	0.29	0.38	0.35	-	-	-
Сумма	100.0	99.93	99.79	99.89	99.86	99.83	99.71	99.35	99.35
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)									
Si	1.945	1.948	1.942	1.956	1.985	1.970	2.013	2.005	2.001
Aliv	0.055	0.052	0.058	0.044	0.015	0.030	-0.013	-0.005	-0.001
∑	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Alvi	0.045	0.042	0.054	0.063	0.041	0.070	0.054	0.054	0.047
Ti	0.011	0.008	0.011	0.007	-	0.012	-	0.006	0.009
Fe2+	0.680	0.660	0.700	0.640	0.540	0.710	1.492	1.482	1.554
Mn	0.053	-	-	-	0.035	-	0.034	-	-
Mg	0.876	0.914	0.930	0.920	0.900	0.877	1.507	1.508	1.508
Ca	0.861	0.825	0.784	0.822	0.887	0.801	0.047	0.049	0.039
Na	0.019	0.033	0.035	0.030	0.026	0.059	-	-	.
K	-	-	-	-	0.006	-	-	-	-
Cr	0.017	0.028	0.026	0.001	0.012	0.011	-	-	-
Fe#	15.0	14.2	14.5	14.3	12.40	16.11	19.39	19.23	20.0
Wo	45.5	43.7	41.9	43.5	46.58	43.54	2.47	2.57	2.04
En	46.3	48.3	49.7	48.7	46.98	47.61	79.11	79.20	78.91
Fs	8.2	8.0	8.4	7.8	6.46	8.85	18.42	18.23	19.05

Таблица 3.10 (продолжение 1)

№ пр.	341		781.6		653.6			652.11		
Порода	Лерцолит		Лерцолит		Лерцолит			Лерцолит		
Минерал	Орх		Срх		Срх			Срх		
SiO_2	56.25	56.60	54.22	54.25	53.719	53.018	53.252	53.31	53.571	53.267
TiO_2	0.24	-	0.36	-	0.29	0.191	0.586	0.4	0.552	0.283
Al_2O_3	1.44	1.40	1.96	1.64	2.272	2.105	2.274	2.363	2.497	2.544
FeO	10.37	10.59	4.18	4.42	4.883	5.197	4.680	5.155	5.250	7.761
MnO	-	-	-	-	-	-	0.174	0.282	-	-
MgO	29.43	29.17	16.82	16.37	16.761	16.967	16.269	16.104	15.770	16.143
CaO	1.54	1.34	20.95	21.66	20.865	20.756	21.367	21.662	21.723	21.810
Na_2O	0.48	-	0.54	0.66	0.409	0.430	0.826	0.616	0.454	0.245
K_2O	-	-	-	0.13	-	0.115	-	0.108	0.141	0.112
Cr_2O_3	0.32	-	0.87	0.58	0.582	1.113	0.548	-	-	0.711
Сум.	100.07	100.1	99.90	99.71	99.781	99.892	99.976	100.0	99.958	99.876
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)										
Si	1.980	2.004	1.971	1.983	1.963	1.943	1.947	1.952	1.959	1.919
Al(iv)	0.020	0.004	0.029	0.017	0.037	0.057	0.053	0.048	0.041	0.81
∑	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al(vi)	0.040	0.063	0.056	0.054	0.062	0.034	0.046	0.055	0.067	0.027
Ti	0.006	0.059	0.010	-	0.008	0.005	0.016	0.011	0.015	0.008
Fe2+	1.291	1.334	0.560	0.590	0.660	0.701	0.629	0.695	0.705	1.012
Mn	-	-	-	-	-	-	0.020	0.004	-	-
Mg	1.544	1.540	0.912	0.892	0.914	0.927	0.886	0.880	0.860	0.867
Ca	0.058	0.051	0.816	0.848	0.817	0.815	0.837	0.850	0.851	0.842
Na	0.031	-	0.035	0.043	0.003	0.028	0.053	0.040	0.029	0.016
K	-	-	-	0.005	0.006	0.005	-	0.005	0.006	0.005
Cr	0.009	-	0.028	0.018	0.018	0ю35	0.018	-	-	0.022
Fe#	16.97	17.39	12.60	13.54	14.0	14.6	13.8	15.2	15.7	14.2
Wo	3.04	2.68	44.01	45.25	43.5	42.9	44.8	46.6	45.9	47.0
En	80.96	80.87	49.14	47.55	48.6	48.8	47.5	45.0	45.5	45.0
Fs	16.00	16.45	6.85	7.20	7.9	8.3	7.7	8.4	8.6	8.0

Таблица 3.10 (продолжение 2)

№ пр.	652.11			652.13					
Порода	Лерцолит			Лерцолит					
Минерал	Cpx			Cpx					
SiO_2	53.023	53.135	53.127	53.372	54.521	54.233	53.754	54.044	53.44
TiO_2	0.327	0.408	0.313	-	-	-	0.244	-	0.23
Al_2O_3	2.529	2.508	2.267	2.501	1.009	2.183	2.177	1.417	2.108
FeO	5.27	5.559	4.658	4.60	4.175	5.681	4.514	4.167	5.634
MnO	-	-	-	-	-	-	0.101	-	-
MgO	16.10	16.748	16.285	16.642	16.304	16.11	16.654	16.659	17.326
CaO	21.373	20.667	21.79	21.19	22.956	20.371	21.798	22.357	20.02
Na_2O	0.577	-	0.671	0.557	-	-	0.396	0.585	0.455
K_2O	0.138	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr_2O_3	0.433	0.667	0.807	0.903	0.532	0.788	0.178	0.534	0.742
Сум.	99.77	99.702	99.838	99.765	99.497	99.631	99.816	99.763	99.955
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)									
Si	1.946	1.954	1.945	1.951	1.996	1.986	1.962	1.976	1.952
Al (iv)	0.054	0.046	0.055	0.049	0.004	0.014	0.038	0.024	0.048
∑	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al(vi)	0.058	0.063	0.043	0.059	0.040	0.080	0.056	0.038	0.043
Ti	0.009	0.011	0.009	-	.	.	0.007	.	0.006
Fe2+	0.713	0.755	0.627	0.618	0.563	0.765	0.604	0.560	0755
Mn	-	-	-	-	-	-	0.014	-	-
Mg	0.881	0.918	0.889	0.907	0.890	0.880	0.906	0.908	0.943
Ca	0.840	0.814	0.855	0.830	0.901	0.800	0.852	0.876	0.783
Na	0.037	-	0.043	0.036	-	-	0.026	0.038	0.029
K	0.014	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0.014	0.023	0.026	0.029	0.017	0.025	0.006	0.017	0.024
Fe#	15.5	15.7	13.9	13.6	12.6	16.6	13.2	12.3	15.4
Wo	46.8	48.2	47.8	48.3	46.4	47.5	45.0	45.8	41.3
En	44.6	42.8	44.7	44.2	47.0	43.1	47.8	47.5	49.7
Fs	8.6	9.0	7.5	7.5	6.6	9.4	7.2	6.7	9.0

Таблица 3.10 (продолжение 3)

№ пр.	652.13		652.6		652.11		652.13	
Порода	Лерцолит		Лерцолит		Лерцолит		Лерцолит	
Минерал	Cpx		Opx		Opx		Opx	
SiO_2	53.332	53.00	56.198	55.944	56.219	55.963	57.109	55.966
TiO_2	0.34	0.391	-	0.243	-	-	0.136	0.269
Al_2O_3	2.413	2.492	0.992	1.297	1.038	1.206	1.265	1.022
FeO	4.723	5.185	9.051	10.01	10.801	10.713	9.748	10.408
MnO	-	0.244	-	-	-	-	-	0.324
MgO	16.205	16.961	30.974	30.001	30.030	30.055	28.905	30.114
CaO	21.620	20.411	1.623	1.799	1.111	1.370	2.268	1.360
Na_2O	0.655	0.422	0.56	-	-	-	0.248	0.278
K_2O	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr_2O_3	0.575	0.717	0.41	0.453	0.31	0.282	0.196	0.259
Сумма.	99.893	99.823	99.808	99.747	99.509	99.579	99.875	100.0
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)								
Si	1.950	1.939	1.976	1.973	1.988	1.979	2.006	1.975
Al(iv)	0.050	0.061	0.024	0.027	0.012	0.021	-0.006	0.025
∑	2	2	2	2	2	2	2	2
Al(vi)	0.055	0.047	0.017	0.027	0.032	0.030	0.059	0.017
Ti	0.009	0.011	-	0.006	-	-	0.004	0.007
Fe2+	0.635	0.700	1.124	1.251	1.2358	1.349	1.209	1.302
Mn	-	0.033	-	-	-	-	-	0.041
Mg	0.884	0.925	1.623	1.577	1.583	1.595	1.514	1.584
Ca	0.847	0.800	0.061	0.068	0.042	0.052	0.085	0.051
Na	0.042	0.027	0.036	-	-	-	0.016	0.018
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0.018	0.023	0.012	0.013	0.009	0.008	0.006	0.008
Fe#	14.0	14.7	14.1	15.8	16.8	16.7	15.9	16.2
Wo	45.2	42.5	3.1	3.5	2.2	2.7	4.5	2.6
En	47.1	49.1	83.2	81.3	81.4	81.1	80.3	81.6
Fs	7.7	8.4	13.7	15.2	16.4	16.2	15.2	15.8

Таблица 3.11. Химический состав амфиболов лерцолитов и габбро

№ пр.	652.14		341				653.8			653.15		
Порода	Лерцолит		Лерцолит				Габбро			Габбро		
					по Cpx							
SiO_2	45.01	44.07	46.43	46.46	57.37	55.99	51.91	51.33	49.56	49.923	55.579	51.701
TiO_2	1.78	0.90	2.65	2.45	0.23	0.38	1.16	1.51	2.44	1.769	0.538	0.244
Al_2O_3	11.50	10.10	11.27	11.58	2.35	3.60	6.98	6.49	7.78	6.884	7.969	7.156
FeO	8.40	10.26	8.21	8.46	5.33	5.61	9.90	10.47	11.26	11.411	12.765	12.699
MnO	-	1.05	-	-	-	-	0.14	0.12	0.04	0.151	0.039	0.174
MgO	18.61	18.97	15.70	15.81	21.69	21.07	17.45	16.26	15.91	16.246	16.754	17.704
CaO	10.28	11.12	11.20	11.19	11.99	11.77	11.01	12.04	10.69	10.918	11.243	8.508
Na_2O	2.66	1.11	2.88	2.75	0.88	1.20	1.09	1.26	1.91	2.342	0.913	0.840
K_2O	0.33	0.17	0.3	0.26	-	0.21	0.15	0.14	0.25	0.171	0.067	-
Cr_2O_3	1.43	1.39	1.25	1.04	-	0.16	0.17	0.27	0.13	-	0.126	0.852
Сумма	100.0	99.14	99.89	100.0	99.84	99.99	99.97	99.86	99.97	99.815	99.943	99.878
Формульные коэффициенты в пересчете на 23 (кислорода)												
Si	6.334	6.337	6.526	6.519	7.773	7.613	7.212	7.194	6.975	7.056	7.781	7.224
Ti	0.188	0.097	0.280	0.259	0.023	0.039	0.121	0.159	0.258	0.188	0.057	0.026
Al	1.920	1.723	1.879	1.928	0.378	0.581	1.150	1.079	1.300	1.154	0.327	1.186
Fe2+	1.000	1.234	0.965	0.993	0.604	0.638	1.150	1.227	1.325	1.349	1.495	1.484
Mn	-	0.128	-	-	-	-	0.016	0.014	0.004	0.018	0.005	0.021
Mg	3.905	4.066	3.290	3.307	4.381	4.271	3.614	3.397	3.338	3.423	3.497	3.688
Ca	1.550	1.713	1.687	1.682	1.741	1.715	1.639	1.808	1.612	1.653	1.387	1.274
Na	0.726	0.309	0.785	0.748	0.231	0.316	2.294	0.342	0.521	0.642	0.248	0.228
K	0.060	0.031	0.054	0.047	-	0.036	0.266	0.025	0.045	0.031	0.012	-
Cr	0.159	0.158	0.139	0.115	-	0.017	0.019	0.030	0.014	-	0.139	0.094
Fe#	20.2	23.3	22.7	23.1	12.11	13.0	24.1	26.5	28.4	28.3	29.9	28.7

Таблица. 3.12. Химический состав пироксенов габбро и пироксенов

№ пр.	653.3					653.8					
Порода	Габбро					Габбро					
Минерал	Cpx					Cpx					
	край	центр				край			центр		
П. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	53.40	52.66	52.74	52.79	52.29	52.42	53.54	54.10	53.48	53.75	53.41

П. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
TiO_2	-	0.38	0.59	0.62	0.39	0.44	0.36	0.26	0.39	0.35	0.44
Al_2O_3	2.25	2.85	2.64	2.30	2.75	2.51	1.77	0.81	2.10	1.06	1.34
FeO	6.72	6.95	7.34	7.66	7.69	7.41	6.66	6.44	7.21	6.96	6.93
MnO	-	-	-	0.19	-	-	0.14	-	-	0.25	0.17
MgO	15.38	15.45	15.08	15.30	15.73	15.00	15.41	14.95	15.22	15.27	15.29
CaO	21.48	20.52	20.76	20.84	20.18	20.75	21.21	22.94	20.52	21.60	21.49
Na_2O	0.47	0.77	0.56	0.25	0.67	0.91	0.60	0.25	0.58	0.58	0.64
Cr_2O_3	0.09	0.26	0.09	-	0.04	0.29	0.23	0.19	0.32	0.14	0.26
Сумма	99.79	99.84	99.80	99.95	99.74	99.73	99.92	99.94	99.82	99.96	99.97
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)											
Si	1.967	1.940	1.946	1.949	1.934	1.942	1.971	1.994	1.968	1.984	1.971
Al(iv)	0.033	0.060	0.054	0.051	0.066	0.058	0.029	0.006	0.032	0.016	0.029
∑	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al(vi)	0.065	0.065	0.062	0.049	0.054	0.052	0.048	0.300	0.060	0.030	0.030
Ti	-	0.011	0.020	0.017	0.011	0.012	0.010	0.007	0.011	0.010	0.012
Fe2+	0.916	0.950	1.005	1.050	1.057	1.022	0.907	0.880	0.981	0.953	0.950
Mn	-	-	-	0.026	-	-	0.019	-	0.037	0.035	0.024
Mg	0.844	0.849	0.830	0.842	0.867	0.828	0.846	0.822	0.835	0.840	0.841
Ca	0.848	0.810	0.821	0.824	0.800	0.823	0.836	0.906	0.810	0.854	0.850
Na	0.030	0.050	0.036	0.016	0.043	0.059	0.039	0.016	0.037	0.037	0.041
Cr	0.003	0.009	0.003	-	0.001	0.001	0.008	0.006	0.001	0.005	0.009
Fe#	19.7	20.1	21.5	21.9	21.5	21.7	19.5	19.5	21.0	20.4	20.3
Wo	44.7	43.2	42.7	43.3	42.0	43.7	44.3	47.0	43.4	44.7	44.6
En	44.4	45.3	43.2	44.2	45.5	44.1	44.8	42.6	44.8	44.0	44.2
Fs	10.9	11.5	14.1	12.5	12.5	12.2	10.9	10.4	1.8	11.3	11.2

Таблица 3.12 (продолжение 1)

№ пр.	653.8		734.4	335.1				653.13				
Порода	Габбро		Габбро	Габбро				Пироксенит				
Минерал	Cpx		Cpx	Cpx				Cpx				
	центр	край						край		центр		
П. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	53.26	52.89	53.79	53.78	53.37	54.68	54.70	53.34	52.44	53.01	53.02	53.30
TiO_2	0.57	0.60	-	0.35	0.36	-	-	0.24	0.65	0.41	0.47	0.29

П. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Al_2O_3	1.74	1.92	1.05	2.38	2.03	0.61	-	2.59	2.33	2.44	2.19	2.77
FeO	7.50	7.19	7.18	5.45	5.00	6.67	7.10	6.82	6.55	6.22	6.11	4.62
MnO	0.12	0.23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	15.19	15.64	14.83	16.06	16.87	14.43	14.19	15.18	16.05	16.03	16.16	16.71
CaO	20.75	20.43	21.64	21.01	21.04	23.06	23.06	20.58	20.67	20.64	20.81	20.48
Na_2O	0.63	0.78	0.81	0.54	0.65	0.45	-	0.59	0.71	0.69	0.70	0.68
K_2O								0.04	-	-	-	-
Cr_2O_3	0.18	0.28	-	0.35	0.34	-	-	0.57	0.48	0.50	0.46	1.12
Сумма	99.94	99.96	99.25	99.92	99.66	99.90	99.05	99.96	99.89	99.94	99.91	99.97
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)												
Si	1.966	1.952	1.998	1.964	1.955	2.017	2.036	1.968	1.939	1.953	1.954	1.958
Al(iv)	0.034	0.048	0.002	0.036	0.045	-0.017	-0.036	0.032	0.061	0.047	0.046	0.042
∑	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al(vi)	0.042	0.036	0.044	0.067	0.043	0.043	0.096	0.081	0.042	0.060	0.050	0.079
Ti	0.016	0.017	-	0.010	0.010	-	-	0.007	0.018	0.011	0.013	0.010
Fe2+	1.027	0.984	0.996	0.731	0.674	0.912	0.988	0.933	0.900	0.848	0.834	0.626
Mn	0.017	0.032	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0.840	0.861	0.821	0.875	0.921	0.793	0.787	0.835	0.885	0.880	0.888	0.915
Ca	0.821	0.808	0.861	0.875	0.826	0.911	0.920	0.813	0.820	0.815	0.822	0.806
Na	0.041	0.050	0.052	0.035	0.042	0.029	-	0.038	0.046	0.044	0.045	0.044
K	-	-	-	-	-	-	-	0.002	-	-	-	-
Cr	0.006	0.009	-	0.011	0.011	-	-	-	-	-	-	-
Fe#	21.6	20.5	212.4	15.99	14.26	20.6	21.92	20.2	18.7	17.9	17.4	13.5
Wo	43.5	42.8	43.9	44.1	43.5	44.5	44.7	43.8	43.0	43.2	43.3	43.3
En	44.3	45.5	44.1	46.9	48.5	45.4	40.8	44.9	46.4	46.6	46.8	49.1
Fs	12.2	11.7	12.0	9.0	8.0	10.1	11.5	11.3	10.6	10.2	9.9	7.6

Таблица 3.13. Химический состав плагиоклазов габбро

№ пр.	653.2		653.8				653.15				734.4	
П. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	47.30	46.06	51.79	53.80	52.51	53.66	58.35	52.01	53.07	62.66	46.22	47.51
TiO_2	-	-	0.21	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al_2O_3	34.29	34.55	30.54	29.22	30.10	29.23	27.74	29.38	29.52	23.00	34.42	33.49
FeO	0.57	0.60	0.34	0.36	0.14	0.38	0.31	0.407	0.36	0.19	0.46	0.34

П. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
MnO	-	-	0.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0.17	0.40	0.22	0.05	0.21	0.27	-	0.43	0.400	-	-	-
CaO	15.28	16.7	12.35	11.53	12.02	10.86	4.19	11.92	11.31	3.83	16.83	15.78
Na_2O	1.76	1.37	4.24	4.92	4.66	5.31	7.10	4.08	5.22	9.45	1.42	2.27
K20	0.59	-	-	0.12	0.091	0.12	2.03	1.69	-	0.57	-	0.14
Сумма	99.97	99.69	99.78	100.0	99.91	99.83	99.63	99.91	99.88	99.71	99.35	99.53
Формульные коэффициенты в пересчете на 8 (кислорода)												
Si	2.165	2.119	2.350	2.429	2.380	2.427	2.609	2.377	2.402	2.784	2.131	2.183
Ti	-	-	0.007	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	1.862	1.885	1.644	1.565	1.619	1.568	1.472	1.593	1.585	1.213	1.883	1.826
Fe2+	0.022	0.023	0.013	0.014	0.005	0.014	0.012	0.016	0.014	0.007	0.018	0.013
Mg	0.012	0.027	0.015	0.003	0.014	0.018	-	0.029	0.027	-	-	-
Ca	0.749	0.823	0.600	0.558	0.384	0.526	0.196	0.584	0.589	0.182	0.832	0.777
Na	0.156	0.122	0.373	0.431	0.410	0.466	0.616	0.362	0.458	0.814	0.127	0.202
K	0.034	-	-	0.007	0.005	0.010	0.116	0.098	-	0.032	-	0.008
A	83	87	62	56	52	53	24	62	54	18	87	79

Таблица 3.14. Химический состав шпинелидов перидотитов

№ пр.	652.5		1064		351	652.16			652.13			652.9	
Порода	Гарцбургит		дунит		Гарц.	Лерцолит			Лерцолит			Верлит	
П. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	-	0.24	-		-	0.21	-	-	-	-	0.37	-	0.24
TiO_2	-	-	0.60	0.41	-	2.41	2.75	2.40	1.84	1.74	2.72	2.45	2.46
Al_2O_3	13.43	13.68	22.11	22.34	19.00	15.04	14.73	12.98	11.22	12.00	11.23	15.39	15.49
FeO	21.64	23.48	29.27	30.91	17.02	41.71	40.31	49.76	45.73	47.37	54.30	45.13	44.78
MnO						0.34	-	-	-	-	-	-	0.25
MgO	8.64	7.80	8.92	8.96	12.61	6.19	5.68	6.39	5.51	4.32	4.80	5.81	5.83
CaO						-	-	-	-	-	-	0.16	0.04
Na_2O						0.30	0.60	-	-	-	-	0.48	0.46
K_2O						-	-	-	-	-	-	-	0.11
Cr_2O_3	55.81	53.97	38.28	36.92	50.20	33.72	35.75	28.00	34.94	33.58	26.43	30.49	30.31
Сумма	99.52	99.17	99.18	99.54	98.83	99.92	99.82	99.53	99.24	99.01	99.85	99.91	99.97
Формульные коэффициенты в пересчете на 32 (кислорода)													
Si	-	0.064	-	-	-	0.058	-	-	-	-	0.109	-	0.067

П. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ti	-	-	0.117	0.080	-	0.503	0.573	0.520	0.400	0.381	0.602	0.516	0.517
Al	3.919	4.324	6.800	6.874	5.707	4.949	4.841	4.437	3.850	4.147	3.903	5.112	5.131
Fe2+	6.669	5.232	6.347	6.705	3.604	9.677	9.340	11.991	11.062	11.54	13.365	10.659	10.457
Mn	-	-	-	-	-	0.080	-	-	-	-	-	-	0.059
Mg	3.168	3.098	3.448	3.465	4.760	2.523	2.350	2.745	2.376	1.876	2.106	2.426	2.427
Na	-	-	-	-	-	0.001	0.001	-	-	-	-	0.048	0.012
Cr	10.86	11.37	7.847	7.572	10.050	7.396	7.831	6.380	7.990	7.734	6.150	6.751	6.692
Fe#	58.44	62.79	64.80	65.93	43.08	80.0	88.0	80.0	82.0	86.0	86.0	81.0	81.0
Cr#	0.74	0.73	0.54	0.53	0.64	0.58	0.60	0.59	0.68	0.65	0.61	0.57	0.57

Таблица 3.14 (продолжение 1)

№ пр.	652.3			349				781.6				341		
Порода	Лерцолит			Дунит				Лерцолит				Лерцолит		
П. №	1	2	3	4	5	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	0.58	1.67	-	-	-	-	-	-				-	-	-
TiO_2	1.84	4.44	4.21	0.94	0.91	0.98	0.74	3.29	1.17	3.48	1.66	2.7	6.12	3.29
Al_2O_3	11.80	11.73	11.06	21.50	22.09	20.14	21.03	10.06	10.79	13.53	9.66	9.59	9.05	7.58
FeO	48.48	48.86	55.17	32.30	31.72	32.58	31.82	54.48	54.48	47.72	56.57	68.96	62.38	68.97
MnO	-	-	0.18	-	-	-	-			-	-			
MgO	5.35	6.71	3.59	8.00	8.67	8.22	8.29	5.18	3.86	6.06	4.90	1.97	2.73	1.93
CaO	0.14	-	0.05	-	-	-	-		-	-	-			
Na_2O	0.78	-	0.49	-	-	-	-		-	-	-			
Cr_2O_3	30.93	26.20	26.26	37.07	35.94	38.70	37.23	23.48	29.05	28.52	26.80	17.64	19.13	17.78
Сумма	100.0	99.61	101.0	99.81	99.33	100.62	99.11	96.49	99.35	99.31	99.59	100.86	99.41	99.55
Формульные коэффициенты в пересчете на 32 (кислорода)														
Si	0.167	0.474	-	-	-	-	-	-				-	-	-
Ti	0.399	0.947	0.927	0.184	0.178	0.192	0.146	0.761	0.264	0.747	0.377	0.63	1.41	0.79
Al	4.036	3.946	3.841	6.658	6.831	6.230	6.562	3.673	3.838	4.582	3.457	3.55	3.30	2.88
Fe	11.68	11.59	13.51	7.052	6.916	7.105	6.100	14.022	13.661	11.395	14.271	17.98	16.02	18.44
Mn	-	-	0.045	-	-	-	-	-						
Mg	2.297	2.837	1.567	3.114	3.369	3.196	3.251	2.377	1.725	2.580	2.204	0.92	1.25	0.92
Ca	0.043	-	0.016	-	-	-	-	-	-	-	-			
Na	0.002	-	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-			
Cr	7.044	5.875	6.077	7.652	7.408	7.100	7.423	5.714	6.887	6.438	6.392	4.35	4.64	4.50

П. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Fe#	84.0	80.0	90.0	69.0	67.0	69.0	68.0	86.0	89.0	82.0	87.0	95.0	93.0	95.0
Cr#	0.64	0.60	0.61	0.53	0.52	0.56	0.54	0.61	0.64	0.59	0.65	0.55	0.59	0.61

Таблица 3.15. Химический состав клинопироксенов вулканитов акозекской (3.19, 3.21) и караулчекинской (861.1, 19, 20) свит

№пр.	3.19					3.21			861.1	861.19	861.20	
Порода	Андезибазальт					базальт			Спилит	Спилит	Кварцевый диабаз	
Минерал	Cpx					Cpx			Cpx	Cpx	Cpx	
	край		основная масса			край						
SiO_2	52.29	51.56	48.45	42.17	49.48	52.12	52.60	53.00	53.65	52.69	53.76	53.92
TiO_2	0.38	0.58	0.66	0.36	1.08	0.56	0.49	0.50	0.42	0.48	0.39	0.56
Al_2O_3	2.12	2.20	5.29	10.48	4.13	2.13	1.41	1.51	3.98	4.60	3.73	4.13
FeO	8.56	8.67	15.96	21.84	13.13	6.43	7.06	7.29	15.58	17.10	15.65	14.80
MnO	-	0.39	0.44	0.58	0.41	-	-	-	-	0.38	-	-
MgO	15.06	15.05	13.72	15.12	14.36	15.17	15.74	15.61	13.76	12.44	13.63	14.14
CaO	21.23	21.53	15.13	9.22	16.83	22.27	22.14	21.78	11.04	11.62	11.47	11.37
Na2O	-	-	-	-	-	-	-	-	0.86	0.46	0.83	0.74
K_2O	-	-	0.25	0.14	-	-	-	-	-	-	-	-
Сум.	99.64	99.98	99.65	99.91	99.43	99.68	85.44	98.69	98.28	99.78	99.46	99.66
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)												
Si	1.945	1.922	1.841	1.635	1.871	1.941	1.950	1.961	1.985	1.971	2.000	1.992
Al(iv)	0.055	0.078	0.159	0.365	0.129	0.059	0.050	0.039	0.003	0.029	-0.00	0.008
∑	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al(vi)	0.039	0.019	0.080	0.016	0.056	0.036	0.012	0.020	0.172	0.176	0.165	0.174
Ti	0.010	0.016	0.019	0.010	0.031	0.016	0.014	0.014	0.012	0.014	0.011	0.016
Fe2+	1.191	1.210	2.317	3.297	1.886	0.900	0.975	1.003	2.170	2.407	2.178	2.031
Mn	-	0.055	0.065	0.887	0.060	0.058	0.007	-	.	0.054	-	-
Mg	0.835	0.836	0.777	0.874	0.809	0.842	0.870	0.861	0.763	0.694	0.756	0.779
Ca	0.846	0.860	0.616	0.383	0.682	0.889	0.880	0.864	0.440	0.466	0.457	0.450
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	0.056	0.030	0.054	0.048
K	.	.	0.011	0.006	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe#	24.55	42.32	39.53	44.94	33.61	21.50	20.18	20.37	38.71	43.90	39.52	37.10
Wo	43.4	43.4	32.4	19.5	35.8	45.3	44.7	44.3	26.0	27.5	26.9	26.7
En	42.9	42.8	40.9	44.5	42.4	42.9	44.2	44.2	45.3	40.9	44.4	46.2

ГЛАВА 4
АГЫРЕК-АРСАЛАНСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА

В данной главе обобщены материалы по геологическому строению нижнепалеозойских разновозрастных офиолитов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы северо-востока Центрального Казахстана (рис. 4.1). Агырек-Арсаланская призма располагается к западу от Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса, где выделяется два сегмента: Северо-Западный сегмент простирается в северо-восточном направлении более чем на 220 км. Породы, слагающие этот сегмент, наиболее хорошо обнажены в горах Агырек, Косгомбай, Кызылтумсык, в урочище Одак, а также в районе озера Майсор, урочища Сергели и гор Байахмет; Юго-Восточный сегмент простирается более чем на 600 км, где его комплексы обнажаются в горах Маялжен, Токай, Отызбес, Ушкызыл и в среднем течении реки Баканас.

КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы, благодаря находкам конодонтов, существенно уточнена стратиграфическая схема нижнепалеозойских кремнисто-вулканогенных отложений Казахстана [Ергалиев и др., 1998; Tolmacheva et al., 2001, 2009; Никитин, 2002; Гридина, 2003; Никитина и др., 2008]. Однако в отдельных районах Центрального Казахстана, и в первую очередь в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис. 4.1), оставалась неясна последовательность формирования кремнисто-вулканогенных, кремнистых и кремнисто-терригенных отложений, повсеместно ассоциирующих с офиолитовыми меланжами.

Стратиграфический объем, последовательность накопления, тектоническое положение кремнистых, кремнисто-вулканогенных толщ, как и возраст сопровождающих их олистостром, являются предметом продолжительных дискуссий [Ившин, 1978; Конева, 1979; Беспалов, 1980; Двойченко и Абаимова, 1986; Степанец, 1988, 1992; Новикова и др., 1993; Никитин, 2002; Рязанцев, 2005; Степанец и Гридина, 2011].

Впервые о наличии олистостром у западных склонов гор Агырек, где впервые были поколеблены принципы фиксизма в геологии Казахстана [Беспалов, 1980], упомянуто в работе Н.К. Ившина [Ившин, 1978]. Несколько позднее, описывая терригенно-кремнистые отложения гор Агырек, С.П. Конева [Конева, 1979] отмечает наличие глыб известняков с разновозрастной фауной кембрия в пачке «Е». Впоследствии Р.М. Антонюк при описании нерасчлененных отложений кембрия [Объяснительная…,1981] отмечает, что эта пачка с глыбами «напоминает собой олистострому», возраст которой, по мнению Н.К. Двойченко [Двойченко и Абаимова, 1986], соответствует середине верхнего ордовика.

На этот период матрикс олистострома фаунистически не был датирован, и, естественно, время ее формирования определялось с учетом структурного положения и корреляции терригенных отложений с формационными аналогами смежных районов. Такой анализ дал основание М.З. Новиковой [Новикова и др., 1993] датировать возраст агырекской олистострома в объеме O_{3sa}(?) и O_{3ka}, сопоставляя ее с разрезами Оленты-Шидертинского района [Рязанцев и Румянцева, 1987].

Тектонические покровы вулканогенных толщ описываемого района ранее выделялись Р.М. Антонюком [Антонюк, 1971; Объяснительная…,1981] в вендско-нижнекембрийскую майкаинскую свиту, а толщи силицитов и ассоциирующие с ними терригенные отложения в нижне-верхнекембрийскую косгомбайскую свиту, отвечающие второму и первому океаническим слоям соответственно.

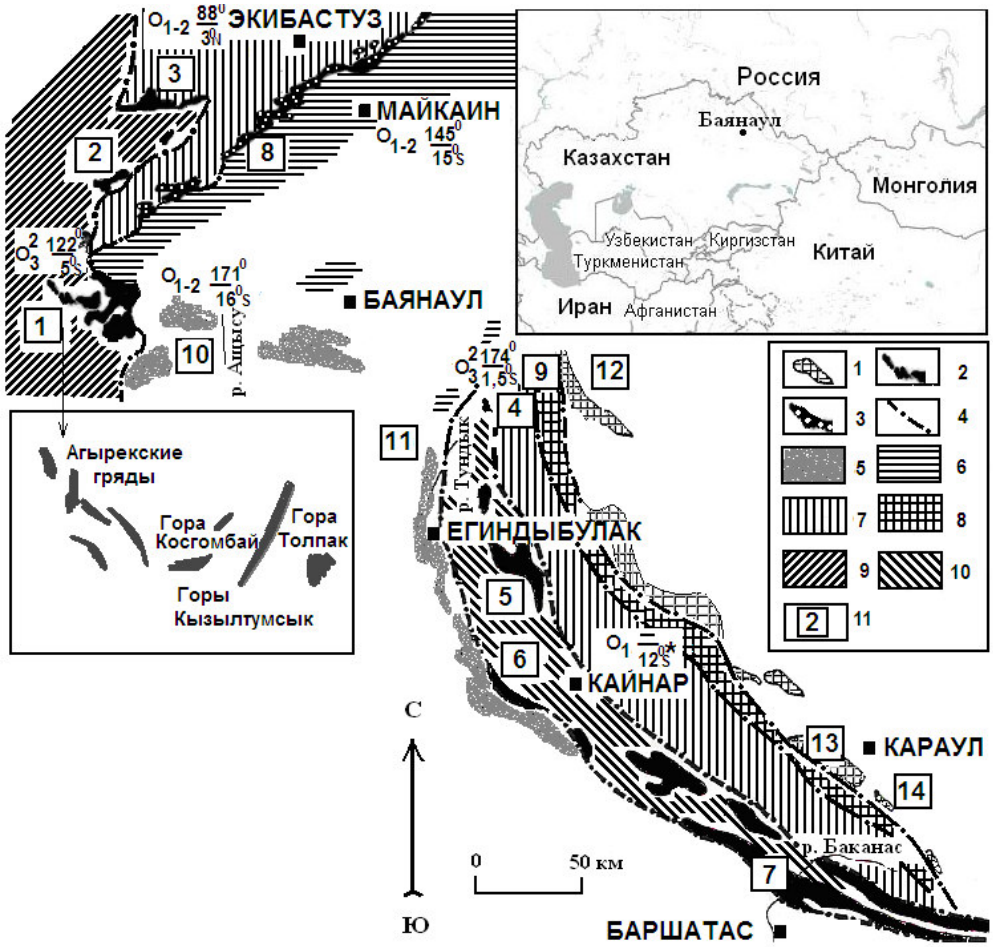

Рис. 4.1. *Схема структурно-формационных зон нижнепалеозойских отложений северо-востока Центрального Казахстана, Юго-Западного Предшингызья и сопредельных территорий. Составлена с использованием материалов: [Никитин и др., 1995; Антонюк и Васюков, 2003; Дегтярев и Рязанцев, 2007; Степанец, 2008]*

1-3 – аккреционные призмы: 1 – Найманжальская, 2 – Агырек-Арсаланская, 3 – Богембай-Ангренсорская; 4 – границы структурно-формационных зон; 5-10 – структурно-формационные зоны: 5 – Баянаул-Акшатауская, 6 – Ангренсор-Майкаинская, 7 – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайская, 8 – Аркалыкская, 9 – Шакшанская, 10 – Маялжен-Арсаланская; 11 – географические пункты: 1 – г. Агырек и Косгомбай, 2 – ур. Одак, 3 – оз. Майсор, ур. Сергели и г. Байахмет, 4 – г. Маялжен, 5 – г. Токай, 6 – г. Отызбес, 7 – г. Ушкызыл, р. Арсалан, 8 – г. Адильбек и Балааркалык, 9 – оз. Алкасор, 10 – ур. Караулшеку, 11 – левобережье р. Балатундык, 12 – г. Найманжал, 13 – г. Сарышокы, ур. Найман, 14 – Кызылтас, O_{1-2} – возраст пород исследуемых на палеомагнитные свойства, в числителе склонение в древних координатах компоненты J_n, в знаменателе палеоширота (по: [Антонюк и др., 1995; Куренков и др., 2002; Collins et al., 2003]). Полярность палеоширот ордовикских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов, опубликованная в работах Антонюка [Антонюк и др., 1995] и Куренкова [Куренков и др., 2002], приведена в соответствие с методикой разработанной М.В. Алексютиным [Alexyutin, 2005]

Находки конодонтов в косгомбайских силицитах позволили С.П. Коневой [Конева, 1979], Н.К Двойченко [Двойченко и Абаимова, 1986] отнести их к нижнему ордовику. Несколько позже Л.А. Курковской, М.З. Новиковой, Н.А. Герасимовой [Новикова и др., 1993] были обнаружены конодонты дапингского и нижней части дарривилского ярусов в силицитах, а в прослоях кремнистых туффитов среди пиллоу-базальтов – конодонты флоского яруса, что позволило им выделить две толщи: базальтовую (нижнюю) и кремнистую (верхнюю).

Столь явно выраженные противоречия в определении возраста, последовательности накопления кремнисто-вулканогенных, кремнистых, кремнисто-терригенных отложений были, прежде всего, обусловлены тем, что при сборах фауны не учитывалось то, что они проводились в тектонически разобщенных блоках. Кроме того, послойные сборы фауны ни в одном блоке сделать не удалось, все находки конодонтов носили единичный характер, что приводило к противоречивым выводам об их возрасте и последовательности накопления.

Впервые в горах Агырек послойные сборы конодонтов в кремнистых и кремнисто-вулканогенных отложениях и кораллов в карбонатных отложениях матрикса агырекской олистостромы удалось выполнить Н.М. Гридиной, В.Е. Конику и В.Г. Степанцу в период проведения детальных стратиграфических исследований в 1988-1991 гг. [Степанец, 1992; Степанец, Гридина и Коник, 1998].

Значительная часть результатов этих исследований не была опубликована и не была выполнена корреляция олистостром, карбонатно-базальтовых, кремнистых и кремнисто-вулканогенных террейнов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы. В настоящее время аналогичные исследования на этой территории Центрального Казахстана больше не проводятся, в связи с этим возникла необходимость еще раз обратиться к анализу этих материалов с целью их корреляции с современной Международной стратиграфической схемой ордовика [Bergström et al., 2008].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГОР АГЫРЕК И КОСГОМБАЙ

(Данный раздел написан совместно с Н.М. Гридиной и В.Е. Коником)*

Результаты детальных исследований отложений гор Агырек и Косгомбай М.З. Новиковой [Новикова и др., 1993], С.П. Коневой [Конева, 1979], А.В. Авдеева [Авдеев, 1986], а также личные наблюдения авторов* послужили основанием для объединения их в три структурно-формационные единицы первого порядка (см. рис. 4.1(1) и рис. 4.2).

Паравтохтонные и неоавтохтонные комплексы. Нами к паравтохтону отнесена карбонатно-терригенная толща катского яруса верхнего ордовика (среднекембрийская граувакковая по В.Ф. Беспалову [Беспалов, 1980], средневерхнеордовикская терригенная по Р.М. Антонюку [Объяснительная…, 1981], сандбская флишоидная еркебидаикская толща по М.З. Новиковой [Новиков и др., 1993]) и наращивающая ее фронтальная олистострома [Степанец и др., 1998].

Карбонатно-терригенная толща обнажается только вдоль западного склона Агырекских гряд (рис. 4.2). Это ритмично переслаивающиеся кремнистые алевролиты, алевролиты, алевропесчаники, граувакковые песчаники, которым подчинены небольшие (2 х 15 м) линзы и маломощные (5 м) прослои брекчированных известняков с кораллами катского яруса: *Nyctopora* sp., *Lichenaria* sp., *Tetradium* sp., *Rhabdotetradium* sp. (обн. 4589) и *Reuschia* cf. *sokolovi* Dziubo, *Plasmoporella* sp. (обн. 3289), находки и определения кораллов здесь и далее по тексту выполнены В.Е. Коником. Вверх по разрезу песчаники сменяются известковистыми песчаниками и органогенно-обломочными известняками (рис. 4.3, обн. 2789). В районе обнажения 2789, откуда ранее А.Г.

Поспеловым [Конева, 1979] были определены микрофитолиты верхов позднего кембрия-ордовика, В.Е. Коником обнаружены кораллы катского яруса, скорее всего, слоев с *Holorhynchus giganteus: Agetolites* cf. *minor* Lin, *Agetolitella prima* Kim, *Hemiagetolites* cf. *columellus* Koval., *Palaeofavosites?* sp., *Catenipora* sp., *Rhabdotetradium* sp., *Heliolites?* sp., *Propora* sp., *Plasmoporella* cf. *grata* Poltavzeva. Структурно выше обнажается агырекская олистострома. Она нами подразделены на фронтальную и тыловую. Фронтальная олистострома наиболее полно вскрывается вдоль юго-западного склона Агырекских гряд, где в виде выклинивающегося горизонта мощностью до 100 м, согласно наращивает карбонатно-терригенную толщу катского яруса или замещает ее верхи по латерали.

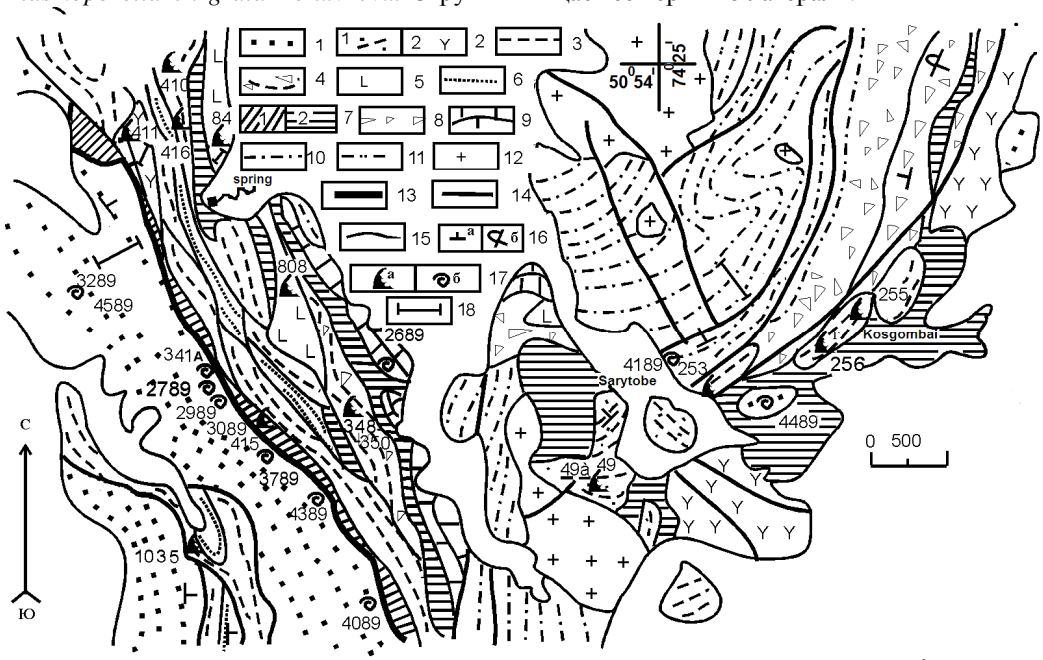

Рис. 4.2. *Геологическая схема района (координаты центра участка: $50^0$60' с. ш., $74^0$20' в.д.) горы Косгомбай ($50^0$51' с.ш., $74^0$27' в.д.) и Агырекских ($50^0$52' с.ш., $74^0$20' в.д.) гряд (по В.Г. Степанцу, Н.М. Гридиной, В.Е. Конику, схема составлена с использованием материалов: [Новикова и др., 1993])*

1 – отложения паравтохтона, карбонатно-терригенная толща (Dec_a=98^0, Inc_a=11^0, α_{95}=8^0, пш=5.5^0 по [Куренков и др., 2002]); 2-7 – аллохтонные толщи. 2 – щелочнобазальт-туфогенно-кремнистая: 2.1 – туфогенно-кремнистые отложения, 2.2 – щелочные базальтоиды (Dec_a=110^0, Inc_a=-3^0, α_{95}=15^0, пш=-1.5^0 по ([Куренков и др., 2002]); 3 – косгомбайские силициты; 4 – кремнеобломочные породы; 5 – толеитовые базальты (Dec_a=115^0, Inc_a=-6^0, α_{95}=21^0, пш=.3^0 по [Антонюк и др., 1995]); 6 – граувакковые песчаники еркебидаикского облика, 7 – меланжи: 7.1 – полимиктовый , 7.2 – олигомиктовый; 8-11 – отложения неоавтохтона (Dec_a=122^0, Inc_a=10^0, α_{95}=14^0, пш=5^0 по [Куренков и др., 2002]): 8 – тыловая олистострома, 9 – известняки, 10 – чередование известковистых песчаников, алевропесчаников и алевролитов, 11 – караайгырская свита нижнего силура; 12 – среднедевонские гранит-порфиры и фельзиты; 13 – основание доскладчатого покрова; 14 – тектонические разломы; 15 – границы геологических тел; 16 – элементы залегания: а – нормальные, б – опрокинутые; 17 – местонахождение ископаемой фауны: а – конодонтов, б – кораллов; 18 – места отбора ориентированных образцов для палеомагнитных исследований. Dec_a, Inc_a – склонение и наклонение в древних координатах компоненты J_n, α_{95} – угол овала доверия, пш– палеоширота

Здесь в карбонатно-глинистую бесструктурную массу и алевролито-песчанистый матрикс, часто интенсивно рассланцованный, заключены глыбы и блоки яшм, афировых базальтов, известняков, из глыб которых собраны органические остатки всех отделов кембрия [Ившин, 1978; Конева, 1979]. Редко встречаются блоки миндалекаменных базальтов с линзами перетертых известняков ботомского яруса [Ившин, 1978], неизвестные в автохтонном залегании в пределах палеозоид северо-востока Центрального Казахстана [Беспалов, 1980]. Известен блок алевролитов и известковистых песчаников, датированных конодонтами верхнего кембрия – тремадока [Двойченко и Абаимова, 1986]. В этом же блоке Н.М. Гридиной (рис. 4.2, обн. 341А) обнаружены и определены конодонты аналогичного возраста: *Gapparodus bokononi* (Landing), *Phakelodus tenuis* (Müller), *Mamillodus* sp., *Proacontiodus* sp.

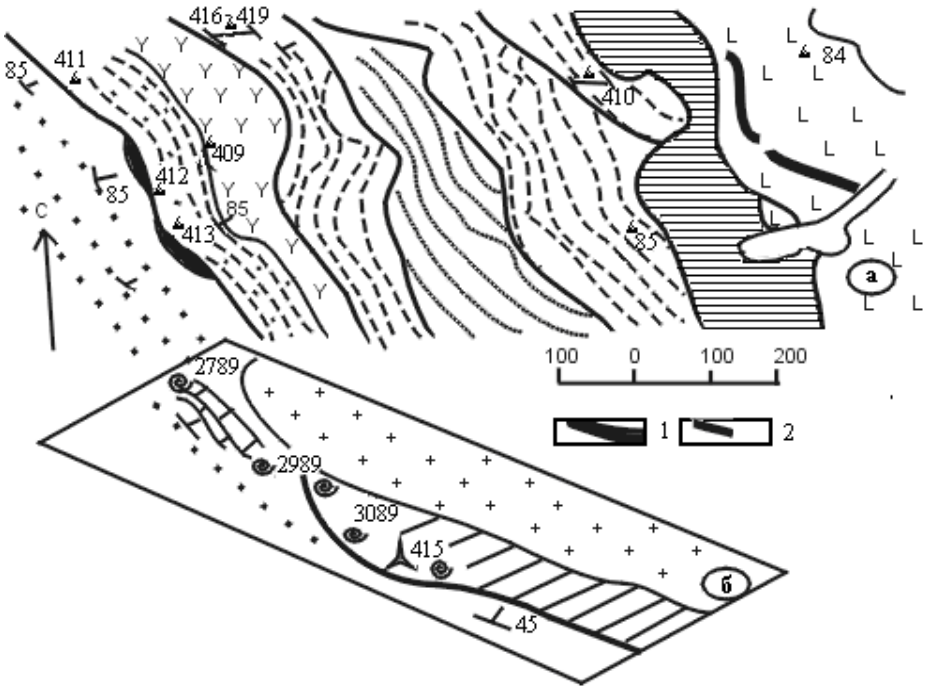

Рис. 4.3. *Детальные схемы врезки к геологической карте района Агырекских гряд*
а – северо-западного окончания; б – центральной части;1 – лиственниты; 2 – среднедевонские гранит-порфиры.
Остальные условные обозначения см. на рис. 2

В горах Косгомбай (рис. 4.2) агырекская фронтальная олистострома обнажается фрагментарно, вскрываясь в виде небольших эрозионных окон из-под олигомиктового серпентинитового меланжа. В ее составе (рис. 4.4) так же, как и в горах Агырек, обнаружены глыбы известняков, содержащие кораллы катского яруса, скорее всего, слоев с *Holorhynchus giganteus* (см. рис. 4.2, обн. 4489).

Структурно выше обнажаются тектонические покровы редуцированных разрезов разновозрастных осадочных, осадочно-вулканогенных толщ и серпентинитовых меланжей, запечатанные неоавтохтонными карбонатно-терригенными отложения чокпарского горизонта (кат-

ский ярус), низы которых по вертикали и латерали замещаются тыловой олистостромой. Наиболее широко тыловая олистострома распространена к северу от горы Косгомбай.

В отличие от фронтальной олистостромы, тыловая олистострома не содержит глыб кембрийских известняков и менее тектонизирована. В ее составе присутствуют олистолиты и олистоплаки серпентинитов, габброидов, пироксенитов, диабазов, базальтов и силицитов. Материал, окружающий олистолиты и олистоплаки, состоит, как правило, из продуктов разрушения самих тектонических покровов. Он представлен остроугольными глыбовыми брекчиями и конгломератами, сцементированными более тонким материалом того же состава. Последние при удалении от тектонических покровов постепенно сменяются плохо сортированными конгломератами, гравелитами, песчаниками, в которых улавливаются признаки градационной слоистости. Для них характерно присутствие карбонатного материала, редко встречаются линзы известняков с кораллами (обн. 4189): *Reuschia* sp., *Propora* sp., *Plasmoporella* sp. 1, 2, видимо, позднего катского яруса, чокпарского горизонта Казахстана.

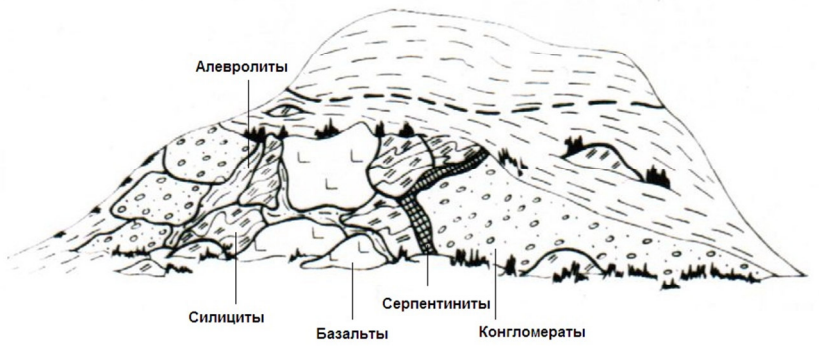

Рис. 4.4. *Пример строения фронтальной олистостромы в районе горы Косгомбай.*

Также присутствуют обрывки пластов конгломератов, гравелитов, песчаников, наполненных офиолитовой кластикой и яшмами, глыбы известняков и известняковых конглобрекчий, которые охарактеризованы позднеордовикскими кораллами, скорее всего, верхней половины катского яруса (рис. 4.3(б), обн. 2989,): *Agetolites* sp., *Fletcheriella* sp., *Nyctopora* sp., *Reuschia* sp., *Propora tumulosa* Hill, *Heliolites* cf. *ramosus* Kovalevskii, *Vermiporella* sp. и слоев с *Holorhynchus giganteus* (обн. 4389).

По латерали олистострома к западу выклинивается и у восточного склона Агырекских гряд фациально замещается биогермными известняками позднего ката, запечатывающими серпентинитовый меланж. В центральной части биогерма обнаружены кораллы (обн. 2689) чокпарского горизонта, слоев с *Holorhynchus giganteus.* Вверх по разрезу агырекская олистострома наращивается карбонатно-терригенной толщей, документированной брахиоподами [Никитин, 1972] и граптолитами [Объяснительная…,1981] верхов катского яруса. На севере Шакшанской зоны она соответствует верхам разреза тынкудукской серии [Рязанцев и Румянцева, 1987]. Карбонатно-терригенная толща постепенно сменяется зеленоцветными нижнесилурийскими алевролитами караайгырской свиты [Объяснительная…, 1981].

Аллохтонные комплексы. Агырек-Косгомбайского района подразделяются нами на серию толщ, резко отличающихся литологическим составом, но близких

по возрасту: косгомбайских силицитов (?O_1fl^1-O_2da), граувакковую (O_3?), щелочнобазальт-туфогенно-кремнистую (O_1tr? - O_2da) и толеитовых базальтов (O_1fl), терригенно-кремнистую (O_1fl) и серпентинитовые меланжи.

Распространение аллохтонов отображено на рисунке 4.2, а их положение в разрезе показано на рисунке 4.5. На схеме отчетливо видно, что аллохтонные комплексы четко структурированы в разрезе агырекской олистостромы.

Нижний пакет покровов сложен полимиктовым серпентинитовым меланжем и фрагментами разрезов щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи. Полимиктовый серпентинитовый меланж обнажается в виде узкой прерывистой полосы вдоль юго-западного склона Агырекских гряд, максимальной шириной до 150 м, протяженностью более 8.5 км (рис. 4.2).

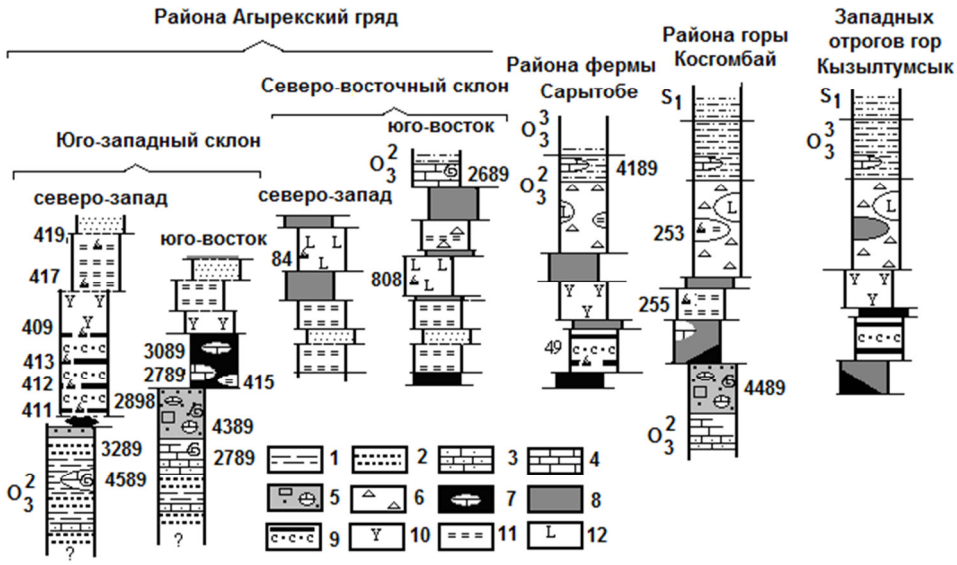

Рис. 4.5. *Схематизированные разрезы агырекской олистостромы (составлены по материалам Н.М. Гридиной, В.Е. Коника и личным наблюдениям автора)*

1-4 – карбонатно-терригенная толща: 1 – алевролиты, 2 – песчаники, 3 – известковистые песчаники, 4 – известняки; 5-6 – собственно агырекская олистострома: 5 – фронтальная, 6 – тыловая; 7-8 – серпентинитовые меланжи: 7 – полимиктовый, 8 – олигомиктовый; 9-12 – аллохтонные комплексы: 9-10 – щелочнобазальт-туфогенно-кремнистая толща: 9 – переслаивание светло-серых, темно-зеленых кремней, алевролитов, алевротуффитов, реже песчаников с прослоями красных глинистых яшм, вишневых аргиллитов и туффитов, 10 – суперплюмовые базальтоиды (тефриты, фонотефриты и трахибазальты); 11 – косгомбайские силициты; 12 – толеитовые базальты.

Остальные условные обозначения см. на рис. 4.2

В интенсивно меланжированные гарцбургитовые хризотил-лизардитовые серпентиниты, милониты и лиственити по ним «закатаны» глыбы тектонизированных нижнекембрийских миндалекаменных базальтов и диабазов. Также встречаются голубовато-серые, серые сланцы и мелкие редкие глыбы брекчий глаукофановых сланцев [Объяснительная…,1981; Авдеев, 1986]. Наиболее широко в составе полимиктового меланжа распространены глыбы железистых кварцитов, пестро-окрашенных силицитов и кремнеобломочных пород с конодонтами флоского яруса (рис. 4.3(б), обн. 415): *Paracordylodus gracilis* Lindström, здесь и

далее определения конодонтов выполнены Н.М. Гридиной.

Наряду с отторженцами пород офиолитовой триады в составе полимиктового меланжа присутствуют единичные блоки мраморизованных известняков с археоциатами (рис. 4.2, обн. 3089): *Vologdinocyathus borovikovi* (Konjuschkov), *Korovinella vistulata* (Konjuschkov), характерными, по заключению А. Ю. Журавлева, для раннего кембрия [Debrenne & Zhuravlev, 1992.]. Встречаются глыбы (рис. 4.2, обн. 3789) перекристаллизованных известняков с кораллами слоев с *Holorhynchus giganteus*.

И.Е. Кузнецовым [Новикова и др., 1993] детально описаны своеобразные офиолитовые кластиты, состоящие из обломков серпентина, биотита, хлорита, хромшпинели и амфибола, сцементированные хлорит-серпентиновым материалом, которые еще ранее упоминаются в работе В.Ф. Беспалова [Беспалов, 1980].

Маломощные покровы щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи обнажаются вдоль западного склона Агырекских гряд. Мощные выходы щелочных базальтоидов широко развиты в окрестности фермы Сарытобе (см. рис. 4.2). Здесь с ними пространственно сопряжены тектонические покровы терригенно-кремнистой толщи, силициты которой наряду с конодонтами флоского яруса (обн. 49): *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Oepikodus communis* (Ethington & Clark), *Baltoniodus* sp., ? *Acodus deltatus* Mc Tavish, Л. А. Курковской был обнаружен (обн. 49а) обломок платформенного конодонта среднеордовикского облика и *Protopanderodus* cf. *rectus* (Lindström).

Наиболее полно фаунистически охарактеризованный разрез щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи сохранился у северо-западного подножья Агырекских гряд (рис. 4.3(а)). Здесь через лиственитовую зону мощностью не более 8 м, налегая на терригенно-карбонатные отложения паравтохтона, обнажается пестрая толща (до 72 м) светло-серых, темно зеленых кремней, алевролитов, алевротуффитов, реже – песчаников с прослоями красных глинистых яшм, вишневых аргиллитов и туффитов. В массивных темно-зеленых кремнях обнаружены конодонты флоского яруса, условно зоны *P. elegans* и *O. evae*: *Paracordylodus gracilis* Lindström, M элемент *Tropodus sweeti* (Serpagli), и *Prioniodus* sp. Выше по разрезу в полосчатых светло-серых, темно зеленых силицитах встречаются среднеордовикские конодонты: *Periodon* sp., а выше залегают кремни с конодонтами, вероятно, раннего дарривила, содержащие *Periodon aculeatus* Hadding. В верхах разреза в красных массивных, грубослоистых глинистых яшмах обнаружены конодонты дарривилского яруса: *Periodon aculeatus* Hadding, *Periodon flabellum* (Lindström), *Histiodella* cf. *holodentata* (Ethington & Clark), *Paroistodus* sp. Выше обнажается толща (до 72 м) лилово-серых, темно-серых миндалекаменных фонотефритов, тефритов и трахибазальтов с пластами красных массивных яшм [Степанец, 2008].

Структурно выше залегают тектонические покровы дислоцированных косгомбайских силицитов и граувакковых пород.

На севере западного склона Агырекских гряд (рис. 4.2, 3(а)) в одном из фрагментов слабо нарушенной моноклинали силицитов, азимут простирания 80^0, угол падения 60^0, Н. М. Гридиной описан [Степанец, Гридина и Коник, 1998], повидимому, несколько редуцированный разрез косгомбайских силицитов мощностью 18.7 м, где на четырех стратиграфических уровнях обнаружены конодонты (обн. 417): 1) флоского яруса нижнего ордовика, включая *P. elegans: Prioniodus elegans* Pander, *Paracordylodus gracilis* Lindström, M элемент *Tropodus sweeti* (Serpagli), *Ansella*? sp., *Paroistodus proteus*; 2) низов дапингского яруса среднего ордовика, вероятно, зоны *B. navis*, включая *Baltoniodus* cf. *navis* Lindström, *Oepikodus intermedius* (Serpagli), *Periodon flabellum* (Lindström), *Paroistodus* sp.; 3) верхов дапингского яруса, зона без названия – с редкими конодонтами *Periodon flabellum* (Lindström); 4) низов дарривил-

ского яруса, включая *Paroistodus horridus* (Barnes & Poplawski), *Periodon flabellum* (Lindström).

В центральной части межгрядовых понижений Агырекских гряд вскрывается толща фаунистически недатированных граувакк. Толща сложена зелеными скорлуповатыми граувакковыми высокомагнитными песчаниками, гравелитами, реже конгломератами. Мощность пластины условно оценивается в 300 м. По литологическому составу и структурно-текстурным особенностям граувакки условно сопоставляются с породами стратотипического разреза еркебидаикской свиты [Никитин, 1972].

На граувакковую толщу надвинут покров интенсивно дислоцированных силицитов, мощностью более 300 м, содержащих только конодонты дапингского яруса (обн. 410): *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Periodon* sp., *Tropodus sweeti* (Serpagli).

Структурно выше обнажается верхний пакет покровов, где олигомиктовый серпентинитовый меланж прослаивает аллохтоны толеитовых базальтов и фрагменты толщ кремнеобломочных пород, кремнистых алевролитов и силицитов.

Олигомиктовый серпентинитовый меланж слагает тектонические линзы и клинья протяженностью от 1 км до 7 км, их ширина в районе горы Косгомбай и фермы Сарытобе достигает 1000 м (см. рис. 4.2).

Матрикс меланжа сложен тектонизированными до сланцев лизардитовыми, хризотиловыми, хризотил-асбестовыми гарцбургитовыми серпентинитами, в которые заключены будины дунитов, хромитов, гранатсодержащих перидотитов, габброидов, габбро-амфиболитов, амфиболитов, диабазов, бонинитов, реже диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, глыбы базальтов, аналогичных по составу толеитовым базальтам флоского яруса, и силицитов.

Крупная пластина зеленых, зеленовато-серых базальтов флоского яруса, мощностью не более 120 м, обнажается у восточного склона Агырекских гряд (рис. 4.2), небольшие глыбы аналогичных базальтов встречаются в серпентинитовом меланже и в составе тыловой олистостромы. Массивные лавы прослоены туфопесчаниками, кремнистыми алевротуффитами, миндалекаменные базальты содержат линзы известняков, в пиллоу-базальтах встречаются редкие будины сургучно-красных яшм (рис. 4.2, обн. 84) с конодонтами: *Oepikodus evae* Lindström, *Drepanodus arcuatus* Pander, Periodon sp. [Новиково и др.,1993], а в обн. 808 *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Oepikodus communis* (Ethington & Clark), *Acodus* (?) *longibasis* (Mc Tavish) [Степанец, 1992], по данным Л.А. Курковской отвечают нижней и средней части дапингского яруса.

В горах Агырек у восточного склона структурно выше тектонических покровов толеитовых базальтов обнажается мощная толща кремнеобломочных пород, силицитов, реже кремнистых алевролитов. В трех точках наблюдения (рис. 4.2, обн. 348-350) обнаружены только конодонты флоского яруса нижнего ордовика: *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Tropodus sweeti* (Serpagli), *Periodon* sp.

Близкие по составу пиллоу-базальты, судя по петрохимическим данным, обнажаются также в составе сложнодислоцированных покровов у северных отрогов горы Толпак (рис. 4.1(3)), здесь они ранее включались в толпакскую свиту венда [Антонюк, 1971].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГОР ТОЛПАК

У северных отрогов гор Толпак в полосчатых серых, темно зеленых кремнях, мощностью не более 1 м, тяготеющих к низам тектонических покровов, Л. А. Курковской [Степанец, 1990; Новикова и др., 1993] были обнаружены раннедаривилские (рис.4.6, обн.508, 803) конодонты: *Periodon flabellum* (Lindström), *Drepanodus arcuatus* Pander, *Protopanderodus cf. rectus* Lindström, *Periodon aculeatus* Hadding, *Microzarkodina flabellum* (Lindström).

М.З. Новикова [Новикова и др., 1993] выделяет эти отложения в самостоятельную кремнисто-туфогенно-терригенную толщу толпакской серии Толпакского пакета покровов (обнажающуюся собственно на вершине горы Толпак). Отмечая при этом, что характерной особенностью толщи является присутствие многочисленных следов взмучивания и оползания осадков, выраженных в разрыве сплошности слоев и в возникновении оползневых брекчий и появлении следов оползания. В составе толщи преобладают темно-вишневые, серовато-красновишневые кремнистые и слабокремнистые алевролиты, массивные и слоистые туффиты с прослоями и линзами пеплового и вулканомиктового материала. В основании покровов заметную роль играют зеленовато-серые туффиты и кремнистые алевролиты.

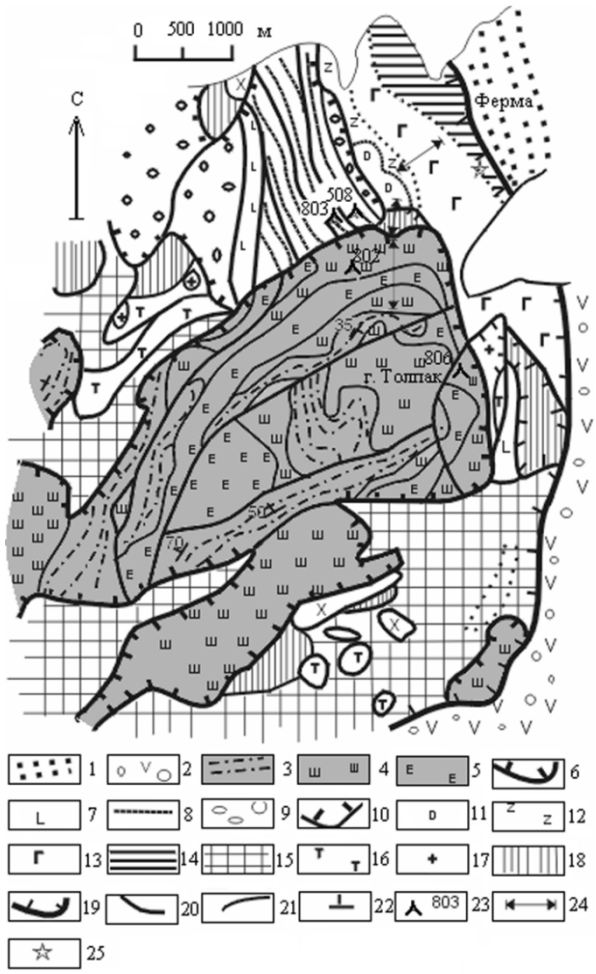

Рис. 4.6. *Геологическая схема района гор Толпак* (координаты вершины горы Толпак: $50^0$47' с. ш., $74^0$37'34" в.д.) (*составлена с использованием материалов: [Новикова и др., 1993])*

1-2 – континентальные отложения: 1 – терригенные (D_{2-3}), 2 – вулканогенные (D_1); 3-6 – толщи толпакского покрова (O_{1-2}): 3 – туфогенно-кремнистая, 4 – базальт-шошонит-латитовая ($Dec_a=160^0$, $Inc_a=19^0$, $\alpha_{95}=8^0$, пш$=20^0$, по: [Турманидзе и др., 1991]), 5 – силлы субщелочных габбро и сиенитов, 6 – граница толпакского покрова; 7-10 – толщи покров северных отрогов гор Толпак: 7 – толеитовых базальтов (O_1fl), 8 – терригенно-туфогенно-кремнистая (O_2da), 9 – толпакские конглобрекчии, 10 – границы по-

кровов; 11-14 – офиолиты Толпакского типа: 11 – низкохромистые микродиориты, 12 – изотропные габбро и диориты, 13 – расслоенные габбронориты ($Dec_a=122^0$, $Inc_a=20^0$, $\alpha_{95}=20^0$, пш=10.3^0 по [Турманидзе и др., 1991]), 14 – расслоенные мафит-ультрамафиты; 15-19 – высокотитанистые офиолиты: 15– серпентинитовый меланж, 16 – высокотитанистые габбро, 17 – диориты, 18 – граниты, плагиограниты, 19 – диабазы комплекса параллельных даек ($Dec_a=146^0$, $Inc_a=28^0$, $\alpha_{95}20^0$, пш=15^0 по [Турманидзе и др., 1991]); 20 – границы серпентинитовых покровов; 21 – разломы; 22 – геологические границы; 23 – элементы залегания; 24 – места находок микрофауны; 25 – место отбора пробы на абсолютный возраст.

Остальные условные обозначения см. на рис. 4.2

Офиолиты района горы Толпак представляют собой эрозионный останец сложно построенного пакета покровов, надвинутого на континентальный девонский складчатый комплекс. Офиолиты гор Толпак интересны тем (рис. 4.6), что все компоненты триады, присутствующие здесь, создают иллюзию единого хорошо сохранившегося офиолитового разреза.

При детальном изучении вещественного состава оказалось, что магматические члены офиолитовой триады не комплементарны друг другу [Степанец, 19 90], а палеомагнитные данные свидетельствуют [Турманидзе и др., 1991], что ее составные части были совмещены в единый пакет покровов в процессе тектонического скучивания близких по возрасту комплексов из различных палеогеографических зон северо-востока Центрального Казахстана [Степанец, 1990].

Тектонические покровы, как правило, прослоены серпентинитовым меланжем, образующим тектонические линзы и клинья протяженностью от 200 м до 1 км. В подошвах тектонических покровов серпентиниты перетерты до милонитов.

У северных отрогов гор Толпак аллохтоны туфогенно-кремнистой толщи с запада и востока обрамлены брекчиями и конглобрекчиями, их структурное положение и генезис истолковываются неоднозначно.

Р.М. Антонюк [Антонюк, 1974] относил их к базальным конгломератам толпакской свиты венда, что позволило ему выделить нижележащую пластину мафит-ультрамафитов в позднепротерозойский меланократовый фундамент вендкембрийского Казахстанского океана.

Г.Ф. Ляпичев [Ляпичев, 1981] указывал на их тектоническую природу. А.В. Авдеев [Авдеев, 1986] обосновывал их олистостромовую природу, на осадочный генезис брекчий и конглобрекчий позже указывала М.З. Новикова [Новикова и др., 1993], относя их к верхней пачке кремнисто-туфогенно-терригенной толщи нижнего-среднего ордовика, стратотипический разрез которой обнажается на вершине горы Толпак.

Следует еще раз отметить, что они повсеместно приурочены только к основанию тектонических покровов северных отрогов гор Толпак. Здесь они слагают невыдержанные по простиранию горизонты и линзы мощностью от 5-20 до 300-500 м, что хорошо видно юго-западнее зимовки Толпак (рис. 4.6), в зоне их соприкосновения с габброидами и кварцевыми диабазами кровли мафит-ультрамафитов.

Брекчии состоят из несортированных, угловатых, плохо окатанных обломков пироксенитов, габбро, диабазов, базальтов, кремнистых алевролитов и яшм размером от 2-3 до 10-20 см, реже встречаются глыбы полосчатых яшм до 15 м. Обломки погружены в цемент, состоящий из мельчайших обломков тех же пород и минералов, и скреплены глинисто-хлоритовым материалом. Толпакские брекчии и конглобрекчии, по-видимому, сопоставимы с офиолитовыми брекчиями, сопровождающими доорогенное становление офиолитов северных отрогов гор Толпак [Степанец, 1990].

В горах Толпак, образуя собственно Толпакский покров (рис. 4.6), обнажается толща (200 м) пиллоу-лав миндалекаменных порфиритовых трахибазальтов, трахиандезитов, реже массивных афировых трахитов, прорванных лакколитом субщелочных габбро-диабазов, габбро и сиенитов. Выходы последних строго контролируются полями развития пород толщи вулканитов. В эндоконтакте породы имеют тонкозернистое, реже – порфировое сложение. При удалении вглубь силлов они приобретают равномернозернистые и среднезернистые структуры. Мощность силлов достигает 1,5 км, но в среднем составляет 400 м. На вершине горы Толпак обнажается фаунистически не охарактеризованная туфогенно-крем-нистая толща мощностью до 300 м. В ее разрезе вскрываются светлые, желтовато- и зеленовато-серые пепловые витрокластические туфы дацитового состава, фиолетово-серые пепловые туфы и туффиты с примесью пеплового материала кислого состава. Различаются однородные, пятнистые и полосчатые разновидности со слоистостью, обусловленной расположением вдоль нее пепловых частиц.

Выше описанные толщи слагают самостоятельный тектонический покров, который надвинут на серпентинитовый меланж и тектонические покровы северных отрогов гор Толпак (рис. 4.6). Нередко в подошве покрова вскрываются блоки брекчированных титанистых диабазов дайкового комплекса, не комплементарных по составу выше обнажающимся вулканитам толпакской серии [Степанец, 1990].

М.З. Новикова в структуре гор Толпак выделяла толпакскую серию, состоящую из двух толщ: базальтовой (нижней, верхнеаренигской) и кремнисто-туфогенно-терригенной (верхней, лланвирнской), включая в нее и разрезы северных отрогов гор Толпак, указывая при этом, что в горах Толпак в тектонизированном виде сохранился почти полный разрез офиолитов. Как доказательство этого она приводит описание послойного разреза, пройденного по восточному склону гор Толпак [Новикова и др., 1993]. Графическое изображение разреза приведено в диссертации А.С. Якубчука [Якубчук, 1991], где четко показано положение пласта полосчатых вишнево-красных, зеленых, местами тонкополосчатых кремнистых алевролитов, туффитов, радиоляритов и вулканомиктовых песчаников, залегающих среди вулканитов. Его кремнистые алевролиты содержат конодонты: *Periodon flabellum* (Lindström), *Paroistodus cf. originalis* (Sergeeva), *Panderodus gracilis* (Branson & Mehl), *Drepanodus arcuatus* Pander (рис. 6, обн. 806), характерные, по заключению Л.А. Курковской, вероятно, для нижней части дапингского яруса.

В 2002 г. автору посчастливилось еще раз посетить район гор Толпак в составе группы палеомагнитологов Мюнхенского университета. При поисках обнажений для отбора ориентированных образцов было установлено, что яшмы, залегающие среди пиллоу-лав на северном склоне горы Толпак, находятся в запрокинутом залегании. В аналогичных яшмах ранее Л. А. Курковской [Степанец, 1990, 1992] были обнаружены раннедарривилские конодонты (обн. 802): *Paroistodus cf. originalis* (Sergeeva), *Periodon aculeatus* Hadding, *Periodon flabellum* (Lindström). Это свидетельствует, что характер взаимоотношения описанных выше комплексов гор Толпак остается спорным и требует дополнительного картирования.

У подножья северных отрогов гор Толпак (рис.4.6) в зоне контакта с офиолитовыми брекчиями вскрывается покров слабо нарушенных спилит-офиолитов [Степанец и Ермолов, 2008в].

В основании покрова обнажаются интенсивно меланжированные бастит-хризотил-лизардитовые, реже встречаются антигоритовые серпентиниты. Мощность меланжа в зоне контакта с терригенными отложениями среднего и верхнего девона не превышает 150 м. Падение плоскости надвига по геофизическим данным крутое юго-западное.

Далее на юго-запад степень рассланцевания постепенно убывает и породы

приобретают массивный облик. Эта часть разреза мощностью более 500 м сложена запрокинутыми чередующимися пойкилитовыми гарцбургитами (80 %), дунитами (5-15 %) и вебстеритами (5 %), последние тяготеют к верхам разреза ультрамафитовой зоны. Элементы магматической расслоенности лучше всего видны в шпинелевых дунитах.

Серпентиниты низов разреза прорваны маломощными, непротяженными дайками родингитизированных диабазов.

Полосчатый горизонт ультрамафитовой зоны постепенно сменяется пачкой мафит-ультрамафитов переходной зоны, где снизу вверх наслаиваются (мощность в метрах):

1. Темно-зеленые средне-крупнозернистые верлиты, прослоенные среднезернистыми клинопироксенитами (с/п. 290 и 7)…….....8
2. Темно-зеленые, до черных, дуниты с тонкими параллельными прослоями хромитового кумулата (с/п. 290-1)…….....3
3. Светло-зеленые крупно-гигантозернистые габбро-нориты…….....4
4. Темно-зеленые серпентинизированные дуниты (с/п. 290-2)…….....2
5. Среднезернистые верлиты (с/п. 7)…….....2
6. Среднезернистые габбро-нориты (с/п. 290-3)…….....1
7. Мелко-среднезернистые верлиты (с/п. 575-14)…….....1
8. Зеленовато-серые мелко-среднезернистые габбро-нориты (с/п. 290-4, 8)…….....0.7
9. Темно-зеленые, до черных, серпентинизированные дуниты.....2.3
10. Мелко-среднезернистые, реже крупнозернистые серпентинизированные верлиты.....3
11. Средне-мелкозернистые оливинсодержащие клинопироксениты…….....3
12. Крупно-гигантозернистые пегматоидные керсутитовые габбро (с/п. 290-5)…….....4
13. Кирпично-красные серпентинизированные дуниты (с/п. 9)…….....2
14. Темно-зеленые пойкилитовые гарцбургиты с прослоями среднезернистых верлитов (с/п. 290-6)…….....7

Общая мощность переходной зоны, по-видимому, не превышает 250 м.

Граница между ультрамафитовой и переходной зонами проводится по появлению первых ритмов клинопироксена.

Выше, по-видимому, с послойным срывом, наслаиваются габброиды мафитовой зоны. Граница между переходной и мафитовой зонами проводится по преобладанию в разрезе кумулатов плагиоклаза. Среди мафитов выделяются габбро-нориты, роговообманковые, диопсидовые и оливиновые габбро, которые на отдельных участках прослоены горизонтами анортозитов, клинопироксенитов и вебстеритов. Мощность зоны более 600 м. В нижней части зоны габброиды ритмично расслоены. Расслоенность подчеркивается частым чередованием слоев пироксена и плагиоклаза, мощность каждого отдельно взятого слоя измеряется от первых сантиметров до первых десятков сантиметров.

В верхах мафитовой зоны кварцевые диориты, трондъемиты и микродиориты соприкасаются с изотропными гипабиссальными габбро.

Микродиориты и кварцевые диабазы слагают кровлю плутонических офиолитов и образуют, по-видимому, своеобразный расслоенный комплекс. Кварцевые диабазы во многих местах прорваны среднезернистыми диоритами с образованием магматических брекчий. Диориты и трондъемиты слагают тела мощностью до первых метров.

В юго-западной части диоритового тела на вершине соседней сопки обнажается дайковый комплекс титанистых диабазов и габбро-диабазов. По И.Е. Кузнецову [Кузнецов и др., 1990], его мощность может достигать 700-800 м.

Характер взаимоотношения кровли плутонических офиолитов и дайкового комплекса, ввиду плохой обнаженности, остался не изученным и, по-видимому, имеет все-таки тектоническую природу [Степанец, 1990].

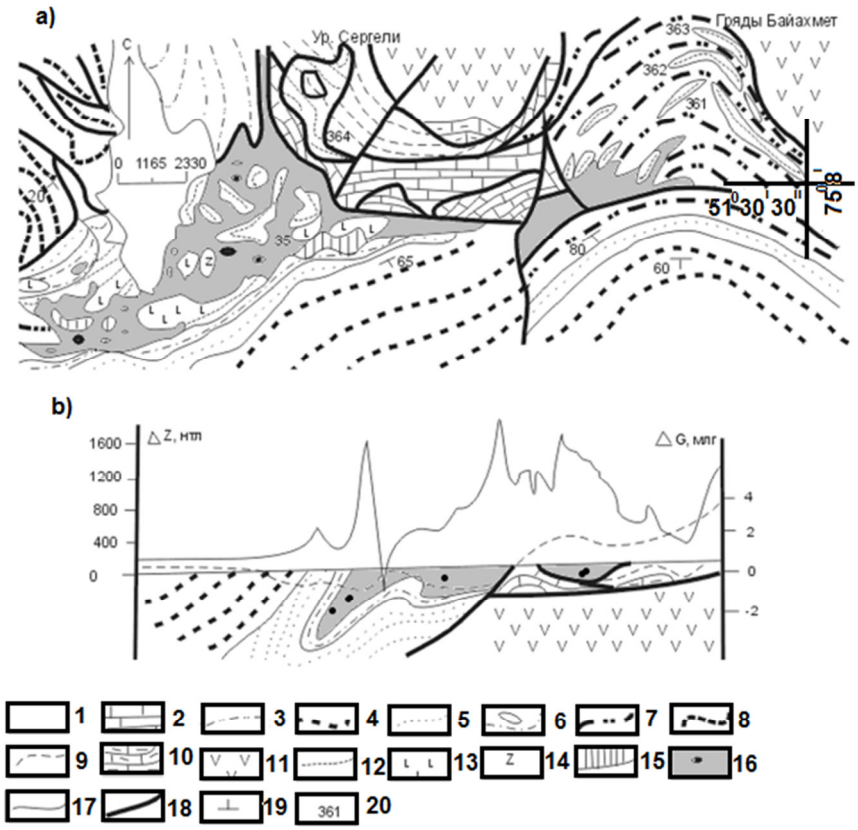

Рис. 4.7. *(а) Геологическая схема района урочища Сергели и гряд Байахмет (координаты урочища Сергели: 51^{0}32′ 25″ с. ш., 75^{0}54′ 06″ в.д.)*

1 – четвертичные отложения; 2 – аргиллиты, мергели, известковистые песчаники, песчаники верхнего девона и нижнего карбона; 3 – песчаники среднего-верхнего девона; 4 – терригенные отложения жарсорской свиты нижнего девона; 5-8 – автохтонные отложения Шакшанского прогиба; 5-7 – шандыкольская олистостромовая серия верхнего ордовика: 5 – песчаники, 6 – тектонизированные алевролиты и аргиллиты с олистолитами базальтов и известняков, 7 – гравелиты и конгломераты с олистолитами базальтов и яшм офиолитовой ассоциации; 8 – песчаники еркебидаикской свиты среднего ордовика; 9-11 – отложения Кендыктинской сегмента Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского пояса: 9 – песчаники нарульгенской свиты, 10 – сарыбидаикские известняки, 11 – базальты, андезибазальты и их туфы низов сарыбидаикской свиты; 12-16 – майсорская офиолитовая триада: 12 – яшмы, кремнистые алевролиты, 13 – пиллоу-лавы даррривила, 14 – диабазы комплекса «дайка в дайке», 15 – расслоенный комплекс, 16 – серпентинитовый меланж с будинами пород офиолитовой триады и милонитами в подошве; 17 – геологические границы; 18 – тектонические границы; 19 – элементы залегания; 20 – места находок конодонтов.
(b) Геологический разрез через центральную часть массива

В 1989 г. в период подготовки к экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2 «Офиолиты» П.В. Ермоловым было предложено отобрать пробу на абсолютный возраст из керсутитовых габбро (проба 250-5) массива Цен-

тральный Толпак; впоследствии автором из керсутитовых габбро был выделен циркон и изучен уран-свинцовым изотопным методом в ГЕОХИ АН СССР. По заключению Е.В. Бибиковой и Т.Г. Грачевой наиболее достоверным представляется возраст циркона 477-480 млн. лет по изотопным отношениям $^{206}Pb/^{238}U$ [Степанец, 1992].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ОЗЕРА МАЙСОР

Одак-Майсор-Караайгырская олистострома образует подковообразную структуру, выпуклая сторона которой обращена на северо-восток, общей протяженностью более 100 км. В ее северном крыле вскрываются офиолиты Майсора (рис. 4.7). Офиолиты Майсора слагают серию тектонических покровов, запечатанных катской олистостромой, обнажающихся в 50 км юго-западнее Экибастузского угольного бассейна, где они слагают широкую полосу переменной мощности, простирающуюся от гор Байахмет на запад, более чем на 30 км, и выклинивающуюся в районе слияния рек Куржаман и Кишкене-Куржаман. Хвосты олистострома вскрываются в горах Караайгыр в левобережье канала Иртыш-Караганда.

С севера серпентинитовый меланж тектонически налегает на разновозрастные отложения палеозоя, в западной части, в зоне его выклинивания – с той же верхнеордовикской олистостромой, что и на юге. Далее на восток меланж тектонически сопряжен с еркебидаикскими граувакками и живет-фаменскими терригенными отложениями, тогда как в центральной части налегает на фамен-каменноугольные отложения.

Здесь подошва серпентинитового меланжа, по-видимому, более полого погружается на юг. Меланж в этой зоне постепенно выклинивается, чему не противоречат слабоинтенсивные магнитные и гравитационные поля. Далее на восток серпентиниты «заключены» в олистострому, где постепенно выклиниваются, а в окрестности гор Байахмет вместе с раннекембрийскими базальтами и силицитами косгомбайского облика слагают серию олистоплак. К особенностям внутреннего строения майсорского серпентинитового меланжа следует отнести присутствие в его составе целиковых блоков с относительно слабо нарушенным разрезом расслоенных мафит-ультрамафитов и отсутствие продуктов кислого магматизма [Степанец, 1992]. В его составе также встречаются будины габброидов, диабазов и базальтов. Встречаются будины метасоматически измененных габброидов и родингитов по ним. Родингиты впервые были обнаружены и изучены В.И. Жуковским (1984). Реже в составе меланжа встречаются будины дунитов, которые пронизанны параллельными маломощными прожилками хризотил-асбеста. Хризотил-асбестовая минерализация промышленного значения не имеет.

Для изучения внутреннего строения и определения мощности меланжа в районе выходов хромитсодержащих дунитов в 1984 г. в процессе геологического доизучения, проводимого В.И. Жуковским, была пробурена серия скважин.

Наиболее полный, однако, опрокинутый разрез расслоенных мафит-ультрамафитов был вскрыт в центральной части блока скважиной глубиной 200 м.

1. Кумулятивные хромитсодержащие полосчатые серпентинизированные дуниты (мощность в метрах)…….....15
2. Серпентинизированные брекчированные зеленые гарцбургиты…….....3
3. Кумулятивные дуниты, аналог слоя 1…….....7
4. Серые полосчатые среднезернистые габбро…….....3
5. Темно-серые дуниты…….....2
6. Темно-зеленые средне-крупнозернистые полосчатые верлиты…….....3
7. Темно-серые дуниты…….....2
8. Темно-зеленые средне-крупнозернистые полосчатые верлиты…….....3

9. Светло-зеленые крупнозернистые клинопироксениты…….....1.5
10. Темно-серые дуниты…….....2
11. Светло-зеленые средне-крупнозернистые клинопироксениты…….....2
12. Массивные темно-серые дуниты……...…...7
13. Зеленые гарцбургиты…….....2
14. Серые полосчатые среднезернистые габбро…….....1.5
15. Темно-зеленые средне-крупнозернистые полосчатые верлиты….....3
16. Серые полосчатые среднезернистые габбро……...…5
17. Темно-зеленые крупнозернистые верлиты…….....1.5
18. Темно-серые дуниты…….....4
19. Светло-зеленые среднезернистые клинопироксениты…….....2
20. Зеленые гарцбургиты…….....10
21. Темно-серые дуниты…….....4
22. Милониты по серпентинитам…….....…..4
23. Темно-серые дуниты…….....10
24. Зеленовато-серые гарцбургиты…….....2
25. Темно-серые дуниты…….....4

С отметки 139 м скважина до забоя прошла по милонитам и на глубине 200 м была остановлена по технологическим причинам. Следует отметить, что аналогичная ситуация со вскрытием милонитов произошла и в районе горы Богембай.

Милониты при вскрытии имели вид глиноподобной массы, голубовато-серого, зеленовато-голубоватого цвета. Результаты количественного термического и рентгеноструктурного анализов показали [Степанец, 1992], что милониты представлены исключительно минералами группы серпентина. Рентгеноструктурный анализ, выполненный в лаборатории ЦХЛ ПГО «Центрказгеология» позволил сделать вывод, что милонитизация серпентинитов протекала без циркуляции растворов и отложения новообразующихся минералов. Милониты такого типа, как известно, формируются в условиях сжатия, по причине пологой ориентировки разломов типа надвигов, остающихся сжатыми за счет нагрузки вышележащих пород. Этим и были вызваны технологические причины остановки скважины, поскольку милониты постоянно вдавливало в забой скважины, что было обусловлено также и малой глубиной обсадных труб.

Результаты бурения подвели итог многолетним острым дискуссиям [Борукаев, 1955; Квятковский, 1973; Антонюк, 1974; Паталаха и др., 1977; Зайцев, 1984] о характере залегания серпентинитов в пределах покровно-складчатых областей Центрального Казахстана.

Интерпретация полученных магнитных и плотностных характеристик позволили В.А. Гордееву построить непротиворечивую геофизическую модель, определить мощность серпентинитового покрова и проследить конфигурацию его подошвы (рис. 4.7(b)).

Выходы базальтоидной толщи контролируются областями распространения серпентинитового меланжа. Размер глыб колеблется от 10 м до 100 м, наиболее крупные блоки обнажаются в западной части серпентинитового массива. Афировые, реже олигофировые и порфировые базальты, их пиллоу-лавы и лавобрекчии редко прослоены будинированными линзами туффитов, кремнистых алевротуффитов и яшм, последние содержат раннедарривилские конодонты (обн. 35): *Periodon aculeatus* Handding*, P. Flabellum, Paracordylodus sp.*, определения Н.М. Гридиной. Базальты местами метаморфизованы и рассланцованы до хлоритовых сланцев, особенно на контакте с серпентинитовым меланжем, но по мере удаления от контакта приобретают относительно слабо измененный облик.

В крупных покровах улавливается некая пространственная связь базальтоидов с вишнево-красными яшмами, напол-

ненными туфогенным материалом. В западном блоке на контактной печати хорошо дешифрируются структуры, где базальты чередуются с яшмами.

Однако на местности, ввиду плохой обнаженности, не удаётся отследить их контакты, но исключить парагенезис базальтов с кремнистыми фациями нельзя. Ввиду сложного тектонического строения и слабой обнаженности полный разрез толщи составить не удалось.

В западной части массива в блоке субширотного простирания, где выходы базальтоидов с юга сопряжены с яшмами, намечается следующая последовательность:

Пачка порфировых, миндалекаменных преимущественно шаровых долеритобазальтов, реже массивных, по-видимому, разрез сдвоен – 100-200.2 м. Пачка зеленых массивных спилитов – 50. 3 м. Пачка афировых шаровых лейкобазальтов – 200-300м.

Силициты имеют несколько большее распространение, чем базальтоиды. Они в своем большинстве приурочены к выходам серпентинитового меланжа, где слагают блоки со сложной конфигурацией или будины шарообразной формы размером до 10 м. Присутствие будин яшм в серпентинитовом меланже дает основание предполагать их пространственную взаимосвязь с толщей базальтов, а также не исключается возможность их чередования.

В центральной части массива в районе урочища Сергели пластина силицитов сорвана с меланжа и надвинута на дислоцированные фамен-каменноугольные отложения. Яшмы в обн. 364 (рис. 4.7(а)), по заключению Н. М. Гридиной, содержат среднеордовикские дарривилские конодонты, вероятно зоны *Pygodus serra: Periodon aculeatus* Hadding, *P. flabellum, Paroistodus* sp.

В горах Байахмет тектонические покровы сильно дислоцированных кремней, аналогичных по цветовой гамме силицитам восточного склона Агырекских гряд, «запечатаны» позднеордовикской олистостромой. В южной олистоплаке (обн. 361) кремней, протяженностью 6 км, Н.М. Гридиной обнаружены раннедарривилские конодонты: *Periodon aculeatus* Hadding, *P. flabellum, Paracordylodus sp., Paroistodus horridus* Barnes & Poplavski. У юго-восточного окончания олистоплаки, у северного склона, обнажаются глыбы базальтов и известняков с археоциатами нижнего кембрия [Квятковский, 1973], что дает основание провести параллель с разрезом олистостромы Агырекских гряд. Вторая олистоплака силицитов, протяженностью 3 км, также содержит конодонты (обн. 362) дарривила. В яшмах и радиоляритах северной олистоплаки (обн. 363), протяженностью 300 м, обнаружены флоские конодонты: *Periodon sp., Paracordylodus sp*. и спикулы губок. Нижние (северные) контакты олистоплак тектонические, верхние (южные) контакты стратиграфические, со следами размыва и конгломерат-гравелитовыми горизонтами, «запечатывающими» олистоплаки, наполненными продуктами размыва самих пластин.

Далее на юго-запад от гор Байахмет верхнеордовикская олистострома прослеживается до озера Кулболды. Здесь на площади до 300 кв. м вскрывается толща плохо обнаженных преимущественно гиалокластитов пузыристых пикрито-базальтов, реже мелкообломочных пироксенитов вскрытых скважинной.

Юго-западнее озера Кулболды в урочище Одак, Л. А. Курковской в олистолите кремней обнаружены позднекембрийские конодонты: *Phakelodus tenuis* (Muller), *Prooneotodus gallatini* (Muller), *Prooneotodus rotundatus* (Druce & Jones), *Eoconodontus notchpeakensis* (Muller). Полоса олистостромы, наполненная офиолитовой кластикой, судя по геофизическим данным, прослеживается на юг, под верхнепалеозойским чехлом, до северных отрогов гор Кызылтумсык Агырек-Толпакского супертеррейна.

КОМПЛЕКСЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГРЯДЫ МАЯЛЖЕН

Гряда Маялжен (высота 733 м) находится на северном окончании Маялжен-Арсаланской зоны (рис. 4.1) в 40 км к северу от поселка Егиндыбулак. Гряда имеет серпообразную форму и простирается в северо-восточном направлении до 4 км при ширине не более 1 км, где ее выпуклая сторона обращена на юго-запад. Породы, слагающие гряду, образуют запрокинутую моноклиналь, надвинутую на верхнеордовикские отложения (рис. 4.8).

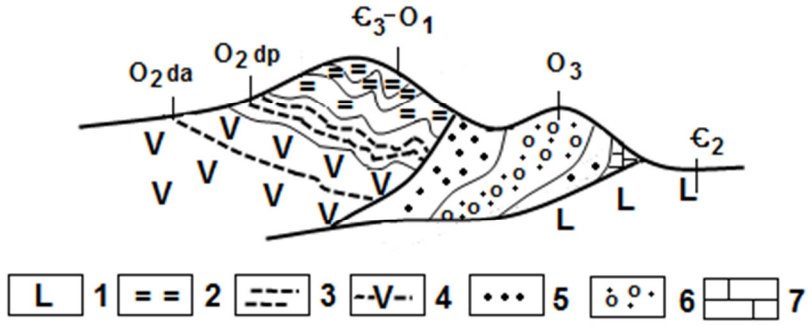

Рис. 4.8. *Схематический геологический разрез района гряды Маялжен (50^{0}6′с.ш., 76^{0}35′ в.д.)*

1 – среднекембрийские миндалекаменные базальты с прослоями кремней и линзами известняков; 2 – позднекембрийские - раннеордовикские силициты гряды Маялжен; 3 – дапингские кремнистые породы юго-западного склона; 4 – кремнисто-вулканогенная толща дарривила (Dec$_a$=184^0, Inc$_a$=1^0, α$_{95}$=13^0, пш=0.5^0 ,по: [Куренков и др., 2002]); 5-7 – позднеордовикская олистострома (Dec$_a$=174^0, Inc$_a$=3^0, α$_{95}$=10^0, пш=1.5^0 ,по: [Куренков и др., 2002]);5 – пестроцветные алевролиты и песчаники, 6 – глыбовые конгломераты. 7 – известняки. Dec$_a$ и Inc$_a$ – склонение и наклонение в древних координатах компоненты J$_n$, α$_{95}$ – угол овала доверия, пш – палеоширота

На вершине гряды обнажаются интенсивно дислоцированные слабослоистые серые кремни и фтаниты. По устному сообщению Л.А. Курковской, последние содержат редкие конодонты позднего кембрия. Н.М. Гридиной и автору не удалось повторить эти сборы. Однако следует отметить, что К.Е. Дегтяревым [Дегтярев, 1999] в аналогичных отложениях, обнажающихся в окрестности гряды Маялжен, собраны конодонты позднего кембрия. Мощность силицитовой пачки не превышает 50 м. Выше наслаивается пачка мощностью до 20 м пестроокрашенных кремней, кремнистых алевролитов, алевропесчаников и тонкозернистых песчаников с конодонтами: *Periodon flabellum* (Lindström), *Oepikodus intermedius* (Serpagli), *Periodon flabellum* (Lindström), дапингского яруса среднего ордовика.

У юго-западного подножья гряды вскрывается разрез кремнисто-вулканогенной пачки мощностью более 30 м, где последовательно наслаиваются тефриты, миндалекаменные базальты, андезибазальты, прослоенные кремнистыми алевролитами, яшмами с конодонтами раннего дарривила: *Periodon aculeatus* Hadding, *Paracordylodus* sp., *Paroistodus horridus* Barnes & Poplavski.

Выше описанный террейн надвинут на олистострому позднего ордовика, возраст которой, по данным В.Г. Коника, документирован кораллами катского яруса верхнего ордовика, скорее всего, слоев с *Holorhynchuss giganteus.* По составу олистостромы района гряды Маялжен очень

близки хаотическому комплексу, описанному И.Ф. Никитиным [Никитин и др., 1992] как «сизая олистострома» на правобережье р. Арсалан.

Олистострома тектонически налегает на толщу миндалекаменных базальтов, туфов и лавобрекчий основного состава с прослоями серых кремней, фтанитов и линзами известняков с трилобитами амгинского и майского ярусов среднего кембрия [Дегтярев, 1999].

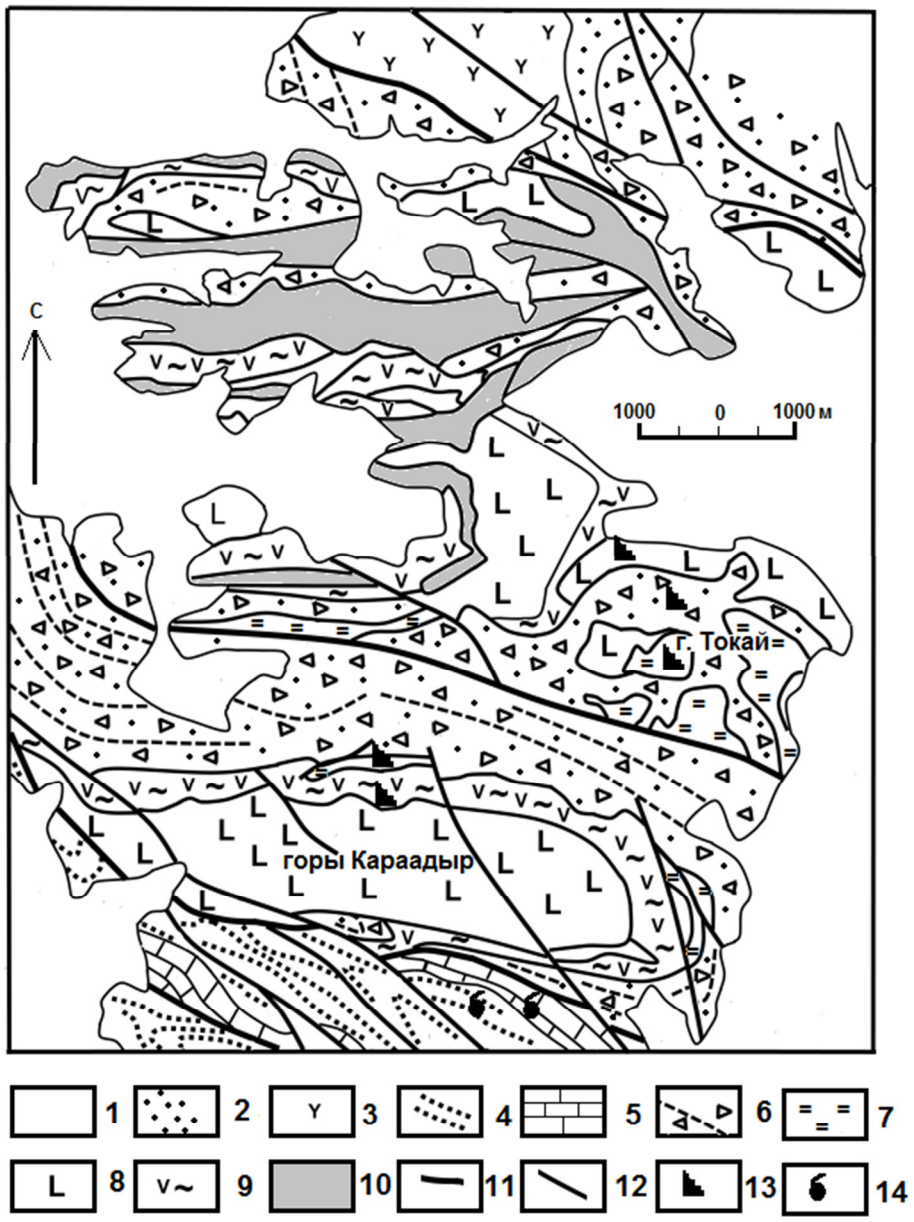

Рис. 4.9. *Геологическая схема гор Токай (координаты тригопункта: 40°40'43"с.ш., 76°57'40" в.д.) и Караадыр (составлена с использованием материалов Р.М. Антонюка, К.Е. Дегтярева)*

1 – кайнозойские отложения; 2-3 – жарсорская свита нижнего девона: 2 – конгломераты, 3 – лавы и туфы среднего и основного состава; 4 – песчаники и алевролиты нижнего силура; 5 – алевролиты, песчаники, линзы известняков и органогенные известняки верхнего ордовика; 6 – верхнеордовикская олистострома с глыбами и оторженцами кембрийских кремней, базальтов и олистолитами красноцветных алевролитов, глинистых яшм и песчаников нижнего ордовика и органогенных известняков; 7 – нерасчлененные толщи силицитов, серых кремней и фтанитов среднего кембрия и нижнего ордрвика (токайская и ушкызылская свиты); 8-9 – карабулакская свита: 8 – базальты и диабазы с телами и дайками диоритов и тоналитов, 9 – чередование базальтов и фтанитов с линзами известняков; 10 – серпентинитовый меланж; 11 – надвиги; 12 – разломы; 13 – конодонты; 14 – макрофауна

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГОР ТОКАЙ И КАРААДЫР

Горы Токай и Караадыр находятся юго-восточнее пос. Егиндыбулак (рис. 4.1(5)). Это один из наиболее детально изученных регионов в пределах Юго-Восточного сегмента Агырек-Арсаланской аккреционной призмы [Объяснительная.., 1981; Дегтярев, 1999].

В горах Караадыр наиболее древние карбонатно-кремнисто-вулканогенные отложения традиционно выделяются в карабулакскую свиту [Объяснительная.., 1981]. Здесь они слагают тектонический покров, запечатанный олистостромой. Покров по крутопадающему на север взбросу надвинут на карбонатно-терригенные отложения акдобакской свиты верхнего ордовика и терригенные отложения альпеисской свиты нижнего силура (рис. 4.9).

В видимом основании разреза карабулакской свиты обнажаются массивные, реже миндалекаменные базальты и долериты, прорванные телами и дайками гранодиорит-порфиров. Общая мощность свиты достигает 700 м.

Структурно выше обнажаются лавы и литокластические туфы среднего состава, серые кремни с линзами известняков, потоки базальтов и завершается разрез чередованием черных и серых кремней, прослаивающие потоки афировых базальтов мощностью до 550 м. В верхах разреза слоистые кремни содержат конодонты позднего кембрия [Дегтярёв, 1999].

Нижняя граница карабулакской свиты достоверно не установлена. В линзах известняков карабулакской свиты содержатся микрофитолиты. Абсолютный возраст базальтов, вмещающих эти известняки, определенный калий-аргоновым методом по пироксенам, равен 1030 ± 100 млн. лет, а диабазов субвулканической фации – 665± 60 млн. лет. Верхний возрастной предел карабулакской свиты датируется 587± 50 млн. лет по времени изменения амфиболов, выделенных из гранодиорит-порфиров, дайки и тела которых обнажаются на южных склонах гряд Токай [Объяснительная.., 1981]. В горах Караадыр из таких же тел К.Е. Дегтяревым [Дегтярев, 2012] был выделен циркон и исследован U-Pb методом. Полученное конкордантное значение возраста 494 ± 2 млн. лет циркона может быть принято возрастом тоналитов в горах Караадыр, что соответствует верхам верхнего кембрия [Ogg et al., 2008].

По-видимому, аналогичные толщи обнажаются к северу от гор Токай. Здесь Т.Ю. Толмачевой [Дегтярев, 2012] в составе карбонатно-кремнисто-базальтовой толщи в слоистых яшмах и фтанитах собраны и определены конодонты позднего кембрия.

Кремнисто-терригенные отложения верхнего кембрия – нижнего ордовика в горах Токай выделяются в одноименную свиту. В основании стратифицированного разреза обнажаются чередующиеся серые и белые кремни с прослоями красных яшм, фтанитов и кремнистых алевролитов. В кремнях известны брахиоподы и конодонты позднего кембрия [Дегтярев, 1999]. Выше согласно наслаиваются зеленые кремнистые алевролиты, туффиты с конодонтами тремадокского яруса, а в

верхах появляются красные кремнистые алевролиты и глинистые яшмы. Еще выше залегает толща красных кремнистых алевролитов, глинистых яшм, алевролитов и песчаников, в линзах туффитов конодонты также тремадокского возраста. Общая мощность разреза достигает 600 м [Дегтярев, 2012], что, по-видимому, значительно превышает истинную мощность.

Особого внимания заслуживает упоминание о нижнеордовикской грубообломочной толщи, обнажающейся в горах Токай и Карабулак [Дегтярев, 2012]. Мощность толщи достигает на отдельных участках 500 м. Она состоит из осадочных брекчий, конглобрекчий и грубозернистых песчаников, содержащих обломки габброидов, кремнистых пород, вулканитов среднего состава, реже присутствует галька серых известняков, что отличает ее от конглобрекчий северных отрогов гор Толпак и Отызбес.

Верхняя возрастная граница олистостромы района гор Токай и Караадыр проводится по подошве известняков акдобакской свиты верхнего ордовика. Основание акдобакской свиты [Объяснительная..., 1981], сложено горизонтом (до 100 м) органогенных известняков, которые согласно залегают на разнозернистых песчаниках и алевролитах верхов разреза олистостромы, что хорошо картируется вдоль южных и юго-западных отрогов гор Караадыр (рис. 4.9). Выше залегает пачка (мощностью не более 150 м) алевролитов, песчаников с линзами известняков сменяющихся фаунистически датированными песчаниками и алевролитами альпеиской свиты нижнего силура [Бандалетов, 1969]. Нижняя возрастная граница олистостромы достоверно не установлена. К.Е Дегтяревым [Дегтярев, 1999] в горах Токай закартирован фрагмент разреза красноцветных песчаников и алевролитов с глыбами кремней и базальтов. В прослоях красных алевролитов определены конодонты позднего тремадока – раннего флоского ярусов. Особенностью фрагментов таких толщ является отсутствие грубообломочных фаций, являющихся неотъемлемым атрибутом олистостром, сопровождающих конседиментационные тектонические покровы кембро-ордовикских толщ.

По-видимому, описанные К.Е. Дегтяревым дарривилские олистостромы представляют собой тектонические блоки фрагментов разрезов глубоководных турбидитных фаций широкого возрастного интервала.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГОР ОТЫЗБЕС

Горы Отызбес (рис. 4.10) располагаются в центральной части Юго-Восточного сектора Агырек-Арсаланской аккреционной призмы [Степанец, 2008], где детально изучены ранее И.Ф. Никитиным и А.М. Жилкайдаровым [Никитин и др., 1995].

Комплексы, слагающие горы Отызбес, представлены серией тектонических покровов, которые разделяются узкими клиньями силурийских песчаников и алевролитов с граптолитами. На северо-востоке обнажается тектонический покров грязно-зеленых, иногда сизоватых афировых пиллоу-базальтов, лейкобазальтов, миндалекаменных базальтов и спилитов, лито- и кристаллокластических туфов базальтового состава. Базальты по цветовой гамме и текстурным особенностям напоминают таковые юго-западного подножья гряды Маялжен, где последние содержат конодонты дарривилского яруса.

На северо-востоке пластина базальтов граничит с олистостромой, возраст которой не установлен, состоящей из грязно-зеленных песчаников, реже алевролитового матрикса, в который погружены разновеликие обломки и глыбы яшм, кремнистых пород, базальтов, реже серых известняков. В одной из олистоплак яшм (обн. 21) обнаружены дапингские конодонты – *Histiodella* sp., *Periodon* sp. [Никитин и др., 1995].

Вдоль юго-западных предгорий Отызбесских гряд обнажается верхнеордовикская олистострома, возраст которой документирован брахиоподами чокпарского горизонта позднего ордовика [Никитин и др., 1995], сменяющейся вверх песчаниками, алевролитами, в низах с раннелландоверийскими граптолитами [Бандалетов, 1969].

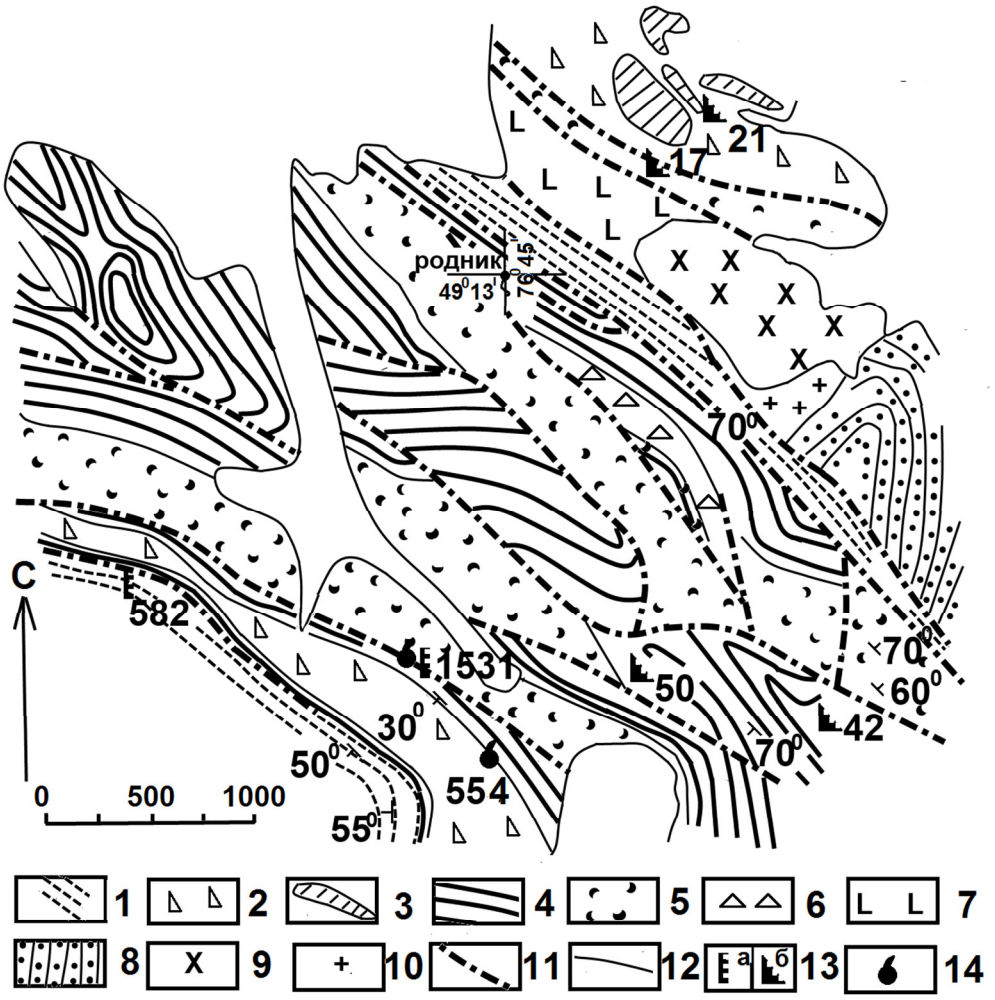

Рис. 4.10. *Геологическая схема северо-восточной части горы Отызбес (по: [Никитин и др., 1995] с изменениями и упрощениями автора)*

1 – нижнесилурийские песчаники; 2– верхнеордовикская олистострома, 3 – крупные отторженцы яшм; 4-6 – ушкызылская свита: 4 – преимущественно красные яшмы, 5 – тонкослоистые кремнистые алевролиты и туфопесчаники, 6 – линзы седиментационных брекчий; 7 – базальты, спилиты, туфы; 8 – верхний кембрий? – нижний ордовик, песчаники и алевролиты; 9 – гранодиориты; 10 – дайки различного состава; 11 – тектонические разрывы; 12 – геологические границы; 13-14 – местонахождения органических остатков: 13а – граптолиты, 13б – конодонты; 14 – кораллы, брахиоподы, трилобиты

Олистострома представляет собой хаотический комплекс, где обломки состоят преимущественно из кремнистых пород, туфосилицитов, радиоляритов, яшм и кремнистых алевролитов. Реже встречаются глыбы афировых базальтов, спилитов, андезитов, диоритов, габбро, серпентинитов, песчаников и известняков. По составу обломков она очень хорошо сопоставляется с тыловой олистостромой Агырекских гряд.

Юго-восточнее родника обнажается довольно мощный покров позднекембрийских – раннеордовикских известковистых песчаников, песчаников и алевролитов.

В юго-западном блоке вскрывается толща тонкослоистых туфосилицитов, радиоляриевых силицитов, реже туфопесчаников с горизонтом своеобразных брекчий, аналогичных по составу брекчиям, вскрывающимся у северных отрогов гор Толпак [Степанец и Гридина, 2011]. Брекчии состоят из угловатых обломков, от мелких зерен и щебня до глыб в диаметре около метра, различных силицитов, базальтов и диабазов. И.Ф. Никитин [Никитин и др., 1995] отмечал, что линзы брекчий, вероятно, представляют собой каналы, выполненные подводнооползневыми отложениями.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕЖДУРЕЧЬЯ САМСЫ – БАКАНАС – АРСАЛАН

История геологических исследований данного района насчитывает не одно десятилетие прошлого столетия. Здесь в разные годы работали такие выдающиеся геологи Казахстана как Н.Г. Маркова [Маркова, 1948], Т.М. Жаутиков, Н.К. Ившин [Жаутиков, Ившин, 1971], Р.А. Копяткевич, С.П. Конева, Б.Б. Назаров [Копяткевич и др., 1974], В.С. Звонцов, Н.Ф. Фрид [Звонцов и Фрид, 1981], а также М.К. Аполлонов [Аполлонов,1983], И.Ф. Никитин, А.М. Жилкайдаров Н.Ф. Фрид [Никитин и др., 1992], А.М. Жилкайдаров [Zhylkaidarov, 1998] и К.Е. Дегтярев [Дегтярев, 1999].

Наиболее древними образованиями сложно построенного пакета тектонических покровов междуречья Самсы-Баканас-Арсалан являются карбонатно-базальтовые отложения, впервые выделенные Т.М. Жаутиковым и соавторами [Жаутиков и др., 1976] в бассейне реки Балкыбек, в 5 км от впадения в р. Баканас, в раннекембрийскую балкыбекскую свиту (рис. 4.11).

Ее стратотипический разрез представлен зеленовато-серыми, с буроватым оттенком, спилитизированными афировыми, реже порфировыми, преимущественно миндалекаменными, иногда с шаровой отдельностью, субщелочными базальтами с маломощными горизонтами андезибазальтов, а также базальтовыми лавобрекчиями, гравийными литокристаллокластическими и известковистыми гравийными литокластическими туфами основного состава. К верхней части разреза приурочены пласты и линзы серых и розовых известняков с археоциатами атдабанского яруса нижнего кембрия. Мощность толщи может достигать 1000 м и более [Жаутиков и др., 1976, Стецюра, 2007].

С юга и севера в бассейне реки Балкыбек покровы балкыбекских вулканитов тектонически контактируют с верхнеордовикской олистостромой.

Ранее описанные Р.А. Копяткевичем [Копяткевич и др., 1974] базальные слои ушкызылских кремней, трансгрессивно налегающие на балкыбекскую свиты к югу от горы Ушкызыл, представленны светло-серыми плохо сортированными кварц-полевошпатовыми известковистыми песчаниками с линзами известняков, в которых встречаются брахиоподы – *Finkelnburgia* sp., *Hesperonomiella* sp. и трилобитами – .*Hystricurus* sp., оказались тектоническим блоком [Никитин и др.. 1992]. Здесь же в базальтах, ранее относимых к нижнекембрийской балкыбекской свите, К.Е. Дегтяревым [Дегтярев, 1999] обнаружены верхнекембрийские конодонты.

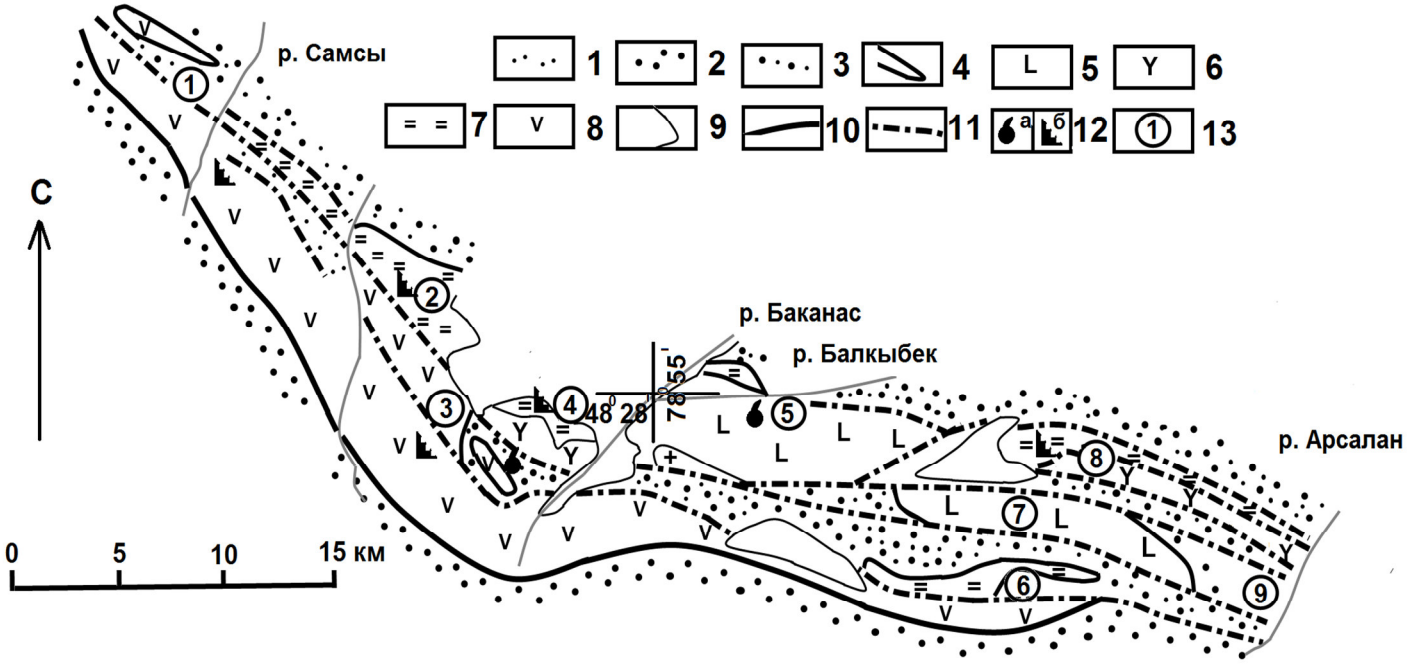

Рис. 4.11. *Геологическая схема междуречья Самсы-Баканас-Арсалан (по: [Никитин и др., 1992] с изменениями и упрощениями автора)*

1 – девонские отложения; 2 – нерасчлененные силурийские и позднеордовикские отложения; 3 – позднеордовикская олистострома; 4 – олистоплаки; 5 – балкыбекская свита; 6 – верхнекембрийские базальты; 7 – ушкызылская свита; 8 – балгашокинская свита; 9 – геологические границы; 10 – Баканаский надвиг; 11 – разрывные нарушения, 12 – местонахождения органических остатков: а – кораллы, брахиоподы, трилобиты, б – конодонтов; 13 – участки: 1 – Каранай, р. Самсы, 2 – ур. Буратиген, 3 – ур. Кызылкайын, 4 – г. Ушкызыл, 5 – р. Балкыбек, 6 – г. Акирек, 7 – мог. Томан, 8 – г. Кызылжал, 9 – р. Арсалан

Структурно выше по периферии балкыбекских покровов обнажается преимущественно яшмовая ушкызылская свита, выделенная впервые Т.М Жаутиковым и Н.К Ившиным [Жаутиков и Ившин, 1971]. В низах обособляются пачки зеленых и серых, иногда почти черных полосчатых кремней, кремнистых туффитов, а в верхах преобладают красные яшмы. В отдельных разрезах присутствуют вулканомиктовые, туфогенные и кремнеобломочные песчаники.

Впервые нижнеордовикская микрофауна в кремнях была обнаружена Р.А. Копяткевичем [Копяткевич и др., 1974], позднее их возраст был охарактеризован ордовикскими радиоляриями [Назаров, 1980]. Впервые послойные сборы конодонтов на нескольких стратиграфических уровнях в ушкызылских кремнях были выполнены Д.Т. Цаем, впоследствии конодонты собирал и изучал А.М. Жилкайдаров [Никитин и др., 1992]. Наиболее полно фаунистически охарактеризованные разрезы ушкызылской свиты гор Ушкызыл и Кызылжал и правобережья р. Арсалан приведены в статье И.Ф. Никитина [Никитин и др., 1992]. Непрерывный разрез силицитов горы Кызылжал охарактеризован конодонтами флоского и дапингского ярусов. Кремни горы Акирек, которые условно можно отнести к ушкызылской свите, содержат конодонты раннего дарривила. Общая мощность разреза кремней ушкызылской свиты не превышает 300 м [Никитин и др., 1992], вероятно, что мощность значительно завышена, поскольку проигнорирована изоклинальная складчатость.

С ушкызылскими кремнями пространственно сопряжены выходы кремнисто-базальтовой балгашокинской свиты, впервые упомянутой в работах авторов [Звонцов и Фрид, 1981, 1982]. Состоит из темно-зеленых, зеленовато-серых афировых вариолитовых пиллоу-базальтов, очень редко их туфов, а также диабазов, слагающих как потоки, так и субвулканические тела и силлы [Никитин и др., 1992]. Вулканиты прослоены пластами и линзами полосчатых яшм, реже яшмовидными алевролитами с конодонтами дарривилского и сандбского ярусов [Tolmacheva et al., 2009]. Мощность балгашокинской свиты достоверно не установлена и, вероятно, не превышает 100 м.

В бассейне реки Арсалан (рис. 4.12) породы балгашокинской свиты слагают совместно с ушкызылскими кремнями серию сложно построенных опрокинутых пакет покровов прослоенных хаотическим комплексом, состоящим из олистоплак и олистолитов яшм, запечатанных в тефроидный, песчанистый или алевролитовый матрикс. Выделяется два типа олистостром [Никитин и др., 1992, стр.65]:
«1.«Сизая олистострома» – хаотическое накопление разнообразных несортированных, по размеру, от галек до глыб, обрывков пластов красных яшм, реже зеленых кремнистых алевролитов. Обломки угловатые, со сглаженными краями, часто караваевидные, заключены в матрикс сизых, мусорных, тефроидных песчаников и алевролитов. В отдельных пластах обломки яшм плотно прижаты друг к другу, так что создается впечатление недезинтегрированной породы….».
2. «Голубая олистострома» постепенно сменяет нижележащую толщу и отличается от нее более тонкозернистым голубовато-зеленым преимущественно алевролитовым и аргиллитовым матриксом. Содержит олистолиты и олистоплаки, возможно, линзы и линзовидные пласты красных кремнистых алевролитов и яшм, часто с прослоями зеленоватых их разновидностей…».

С юго-запада и юга пакет покровов надвинут на терригенные отложения верхнего ордовика и силура. С северовостока покровы граничат с толщей вулканитов и субвулканических тел, предположительно относящихся к кембрию [Никитин и др., 1992].

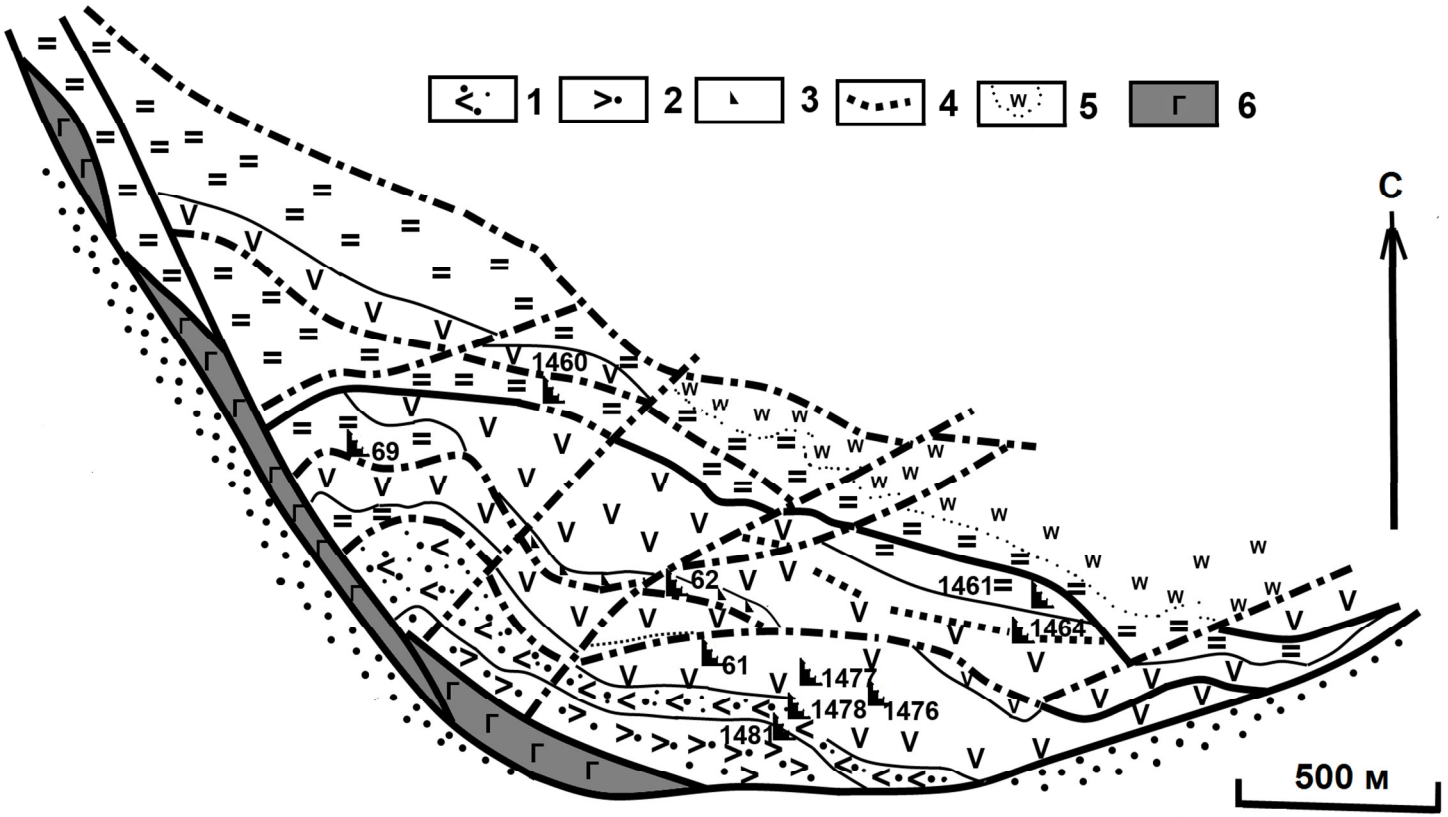

Рис. 4.12. *Геологическая схема правобережья реки Арсалан (по: [Никитин и др., 1992] с изменениями и упрощениями автора)*

1 – сизая олистострома; 2 – голубая олистострома; 3 – сизая олистострома и ушкызылские яшмы в зонах разлома; 4 – пласты полосчатых яшм с конодонтами; 5 – вторичные кварциты по кремням ушкызылской свиты; 6 –габброиды.

Остальные условные обозначения см. на рис.4.11

ОБСУЖДЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ АЛЛОХТОНОВ

В классической схеме строения верхних членов офиолитовых ассоциаций, отвечающих разрезам абиссальных океанических впадин, базальты располагаются стратиграфически ниже кремнистых, карбонатно-кремнистых фаций или частично переслаиваются с ними в верхах [Пейве, 1969]. Этой классической схемы строения верхов разреза офиолитовых ассоциаций придерживались и наши предшественники [Антонюк, 1971; Двойченко и Абаимова, 1986; Новикова и др., 1993], распространяя ее на всю территорию выходов офиолитов Центрального Казахстана и принимая априори все базальты как океанические [Антонюк, 1971]. Примером тому является предлагаемая Р.М. Антонюком [Антонюк, 1971] последовательность – внизу базальты майкаинской свиты, вверху силициты косгомбайской свиты, М З. Новикова и ее коллеги [Новикова и др., 1993] объединяли их в косгомбайскую серию.

Следует отметить, что за стратотип майкаинской свиты ранее Р.М. Антонюком [Антонюк, 1971] был принят разрез кремнисто-вулканогенных отложений, обнажающийся восточнее месторождения Майкаин, находящийся за пределами Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис.4.1). Современные петрогеохимические данные вулканитов майкаинской серии [Степанец и Антонюк, 2009] дают основание сопоставить их с вулканитами дивергентных зон океан-континент, фиксирующих раскрытие окраинного или задугового бассейна с сиалическим типом коры.

Как свидетельствует литологический и палеонтологический анализ кремнистых и кремнисто-вулканогенных толщ изученного района, выполненный Н.М. Гридиной и В.Г. Степанцом [Степанец и др., 1998], эта последовательность не находит подтверждения в структурах аллохтонов гор Агырек.

Первым и бесспорным примером этому является разрез щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи, обнажающийся в горах Агырек. Яшмы туфогенно-кремнистой пачки, залегающей структурно ниже щелочных базальтоидов, содержат раннеордовикские (флоский ярус) конодонты *P. elegans – O. evae* и среднеордовикские (раннедарривилский ярус) конодонты зоны *M. ozarkodella*. Присутствие конодонтов *Paracordylodus gracilis* Lindström, характерных для верхов тремадока и низов флоского яруса, в аналогичных отложениях района фермы Сарытобе (рис. 4.2) не исключает, что нижняя граница щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи может опуститься до тремадока включительно (рис. 4.13).

Такая же последовательность осадочных и вулканогенных пород описана и в пределах гряды Маялжен (рис. 4.1(4)). Здесь верхнекембрийские-среднеордовикские кремнисто-туфогенные отложения согласно наслаиваются базальтами, прослоенными кремнями, содержащими конодонты дарривилского яруса (рис. 4.13).

Не вызывает сомнения аналогичная последовательность и в междуречье Самсы-Баканас-Арсалан, где кремнисто-терригенные отложения ушкызылской свиты сменяются кремнисто-вулканогенными отложениями балгашокинской свиты [Никитин и др., 1992; Tolmacheva et al., 2009].

Классическая последовательность: базальты, силициты, не находит подтверждения при корреляции возраста косгомбайских силицитов и толщи толеитовых базальтов восточного склона Агырекских гряд. Присутствие в непрерывном конденсированном разрезе косгомбайских силицитов конодонтов зон *P. elegans – M. ozarkodella* свидетельствует, что толеитовые базальты, содержащие кремнисто-туфогенные прослои с конодонтами *O. evae* и более древние [Степанец и др., 1998], синхронны по времени образования низам косгомбайских силицитов, а не подстилают их, как было принято ранее [Новикова и др., 1993].

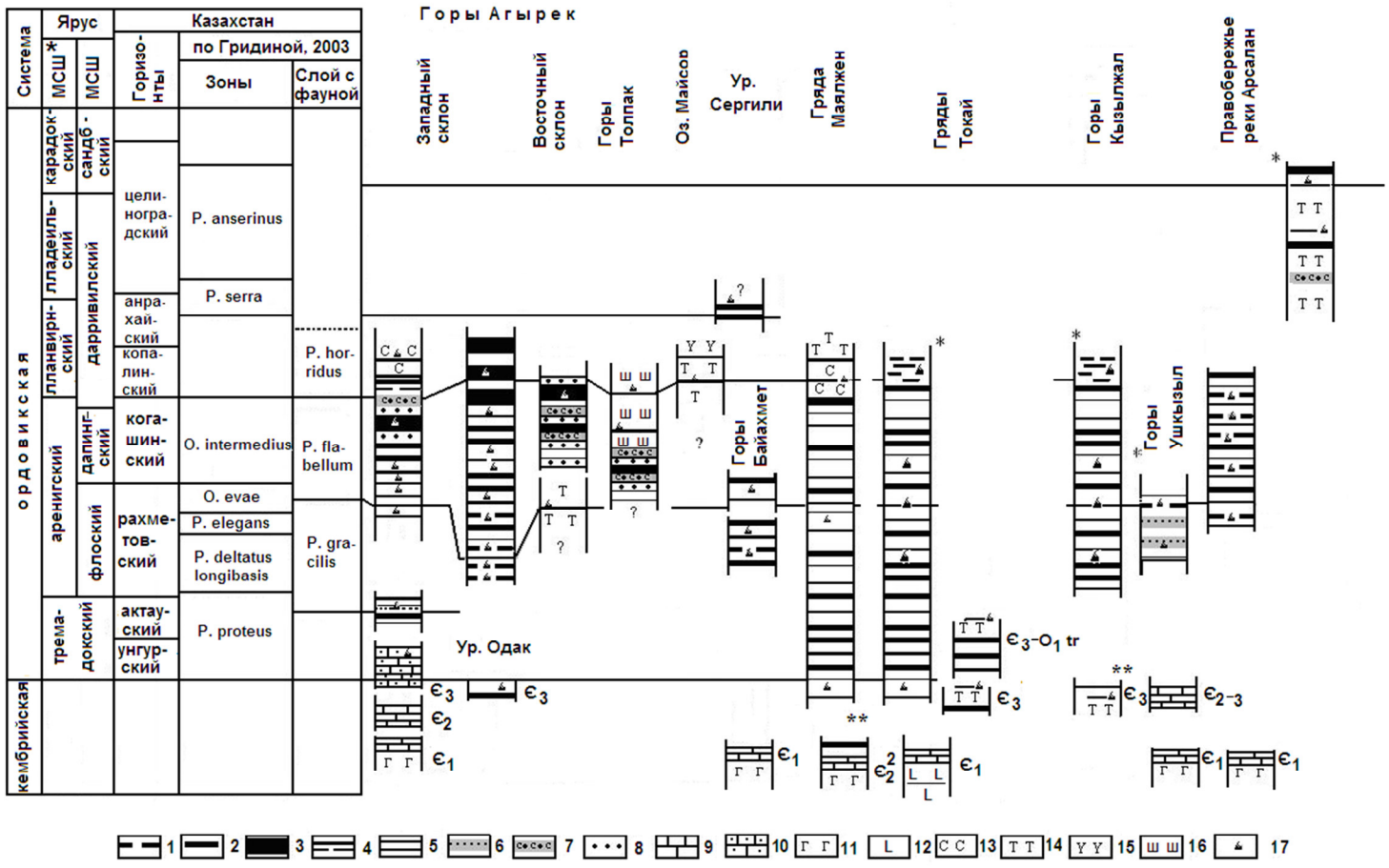

Рис. 4.13. *Схема сопоставления аллохтонных комплексов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы*

***Рис. 4.13**. Схема сопоставления аллохтонных комплексов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы*

1-6 – литологическая характеристика силицитов: 1 – фарфоровидные кремни, 2 – преимущественно красные кремни, 3 – массивные, красноватые радиоляриты, 4 – чередование зеленых и красных радиоляритов, 5 – зеленые кремни, 6 – светло-серые полосчатые мусорные яшмы; 7 – туфопесчаники, туфоалевролиты и туффиты; 8 – переслаивание песчаников и алевролитов с прослоями силицитов; 9 – известняки; 10 – известковистые песчаники и алевролиты; 11 –базальты балкыбекской свиты; 12 –вулканиты карабулакской свиты; 13-16 – островодужные комплексы: 13 – щелочные базальты, 14 – толеитовые базальты, 15 – известково-щелочные и 16 – шошонит-латитовые вулканиты; 17 – конодонты. МСШ – Международная стратиграфическая шкала 2008 г., МСШ – по (Харленд и др., 1984). Сравнительные разрезы, построенные по данным * [Tolmacheva et al. 2009] и **[Дегтярев, 1999]. Черными линиями показаны границы слоев с фауной*

Схема – внизу базальты, а вверху кремнисто-терригенные отложения – вполне приемлема, по-видимому, для разрезов северных отрогов гор Толпак. Здесь толеитовые базальты, отвечающие составу вулканитов задуговых спрединговых бассейнов [Степанец, 1992], аналоги толеитовых базальтов восточного склона Агырекских гряд, надстраиваются кремнисто-терригенными отложениями дарривилского яруса среднего ордовика с горизонтами внутриформационных конглобрекчий [Степанец, 1990], аналогичные брекчии описаны в районе гор Отызбес [Никитин и др., 1995] и Токай [Дегтярев, 1999]. По-видимому, такие комплексы сопровождаются турбидитными фациями.

Возраст косгомбайских силицитов, несмотря на многочисленные находки конодонтов, остается дискуссионным. Косгомбайские силициты в непрерывном разрезе содержат четыре фаунистических уровня от зоны *P. elegans* верхов нижнего ордовика (флоский ярус) до зоны *M. ozarkodella* дарривилского яруса среднего ордовика (рис. 4.13). В урочище Одак в глыбе кремней известны позднекембрийские конодонты: *Phakelodus tenuis* (Müller), *Prooneotodus gallatini* (Müller), *P. rotundatus* (Druce & Jonas), *Eoconodontus (E.) notchpeakensis* (Müller), определения Л. А. Курковской [Рязанцев, 2005]. В районе урочища Сергели (рис. 4.1(3)) в пестроокрашенных силицитах определены позднедарривилские конодонты зоны *P. serra* [Степанец, 1992]. В юго-западной гряде гор Агырек М.З. Новикова [Новикова и др., 1993] предполагает несогласное налегание песчаников еркебидаикского облика с конгломератами в основании на силициты, содержащие конодонты среднего и позднего дапингского яруса (рис. 4.2, обн. 1035), однако фаунистически эта граница осталась неизученной. Нижняя граница еркебидаикской свиты в пределах Шакшанской зоны проводится по основанию дапингского яруса [Tolmacheva et al., 2009], и поднимать верхнюю границу возраста косгомбайских силицитов до сандбского яруса в данном регионе, как предлагали ранее авторы [Якубчук и др., 1989], нет достаточных оснований. К тому же не исключено, что терригенно-кремнистые отложения, обнажающиеся в юго-западной части Агырекских гряд (рис. 4.2), могут быть фрагментом разреза ержанской свиты, широко развитой у озера Сасыксор Восточного Ерментау [Объяснительная…, 1981]. Однако эти предположения требуют дополнительного картирования и детальных послойных сборов конодонтов, в кремнистых породах, обнажающихся в юго-западных грядах гор Агырек.

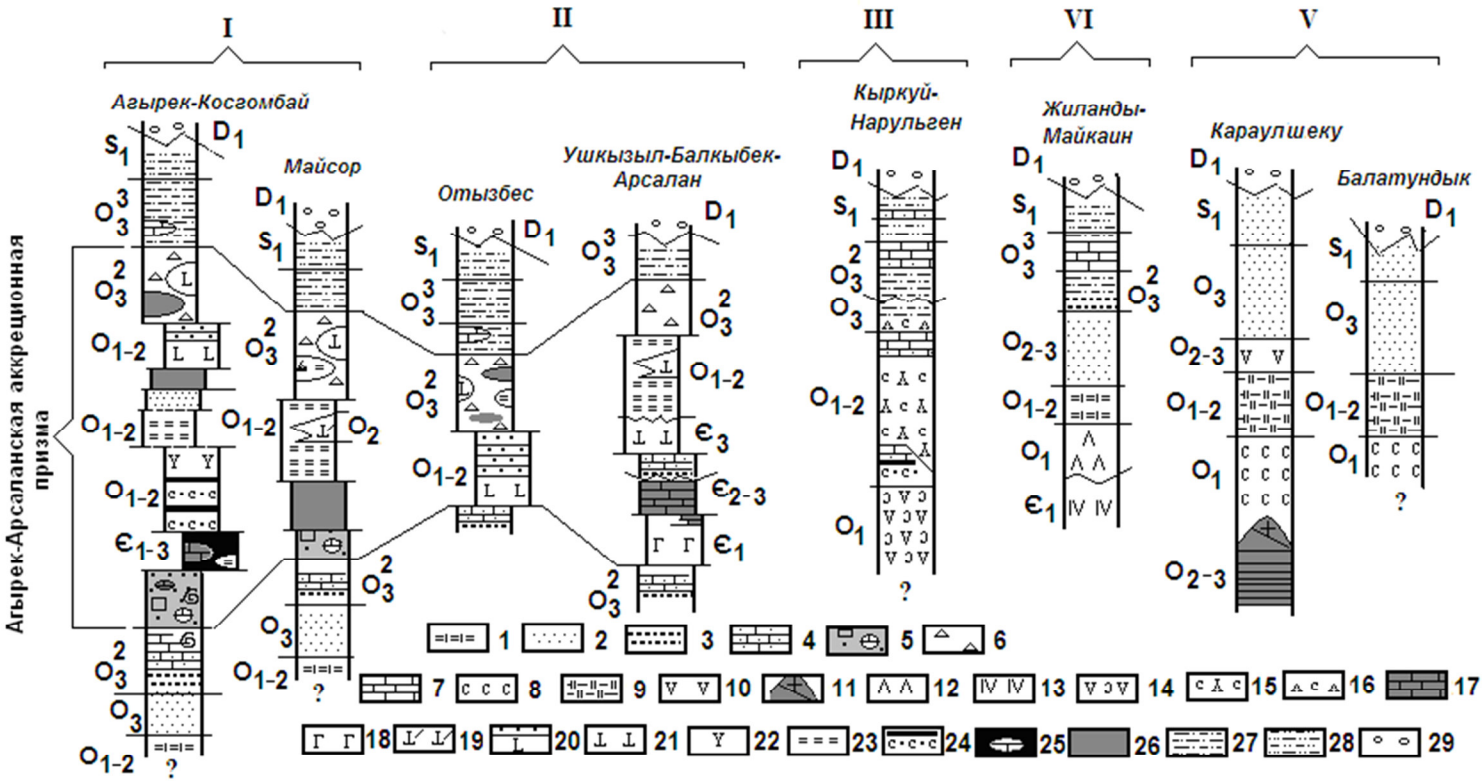

Рис. 4.14. *Схематизированные разрезы нижнепалеозойских образований северо-востока Центрального Казахстана и Юго-Западного Предшынгызья*

Рис. 4.14. *Схематизированные разрезы нижнепалеозойских образований северо-востока Центрального Казахстана и Юго-Западного Предшынгызья*

I-V – структурно-формационные зоны: I – Шакшанская, II – Отызбес-Арсаланская, III – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайская, VI – Ангренсор-Майкаинская, V – Баянаул-Акшатауская.

1-16 – паравтохтонные комплексы: 1 – терригенно-кремнистые, 2 – терригенная зеленоцветная флиш, 3 – алевролиты, песчаники, 4 – известковистые песчаники, 5 – фронтальная олистострома, 6 – тыловая олистострома, 7 – известняки, 8 – спилит-диабазовые комплексы, 9 – туфогенно-кремнисто-терригенные с кислыми пепловыми туфами, 10 – известково-щелочные низкоглиноземистые вулканиты, 11 – надсубдукционные плутонические офиолиты, 12 – щелочные риолиты и базальты, 13 – зеленые туфы, 14 – низкотитанистые, высокоглиноземистые порфировые андезиты и андезибазальты и их агломератовые туфы, 15 – низкотитанистые, умеренноглиноземистые базальты, андезибазальты, андезиты, андезидациты и их туфы, реже бониниты, переслаивающиеся с песчаниками, кремнистыми алевролитами и яшмами, 16 – высокоглиноземистые андезиты и их туфы; 17-26– аллохтонные комплексы: 17 – кембрийские известняки, 18 – щелочные оливиновые базальты, 19 – дифференцированные вулканиты, 20 –толеитовые базальты и туфогенно-кремнистые отложения, 21 – примитивные базальты, 22 – щелочные базальты, 23 – силициты, преимущественно яшмы, 24 – туфогенно-кремнистые отложения; 25-26 – серпентинитовые меланжи: 25 – полимиктовый, 26 – олигомиктовый; 27-29 – неоавтохтонные комплексы: 27– терригенные и терригенно-карбонатные отложения, 28 – пестроцветные алевролиты и песчаники, 29 – континентальные конгломераты

Однозначно определить полный стратиграфический объем косгомбайских силицитов не представляется возможным, и в первую очередь, потому что мы не имеем нижней и верхней стратиграфических границ.

Возраст косгомбайских силицитов, учитывая палеонтологические данные и их стерильно кремнистый, радиоляриевый состав, с определенной долей условности можно принять как верхний кембрий – средний ордовик дарривилский ярус. Позднекембрийский возраст основания разреза косгомбайских силицитов остается довольно сомнительным, поскольку нам не удалось обнаружить тремадокские конодонты в разрезе косгомбайских силицитов. Подобные комплексы конодонтов обнаружены в непрерывном разрезе силицитов бурубайтальской свиты Западного Прибалхашья [Popov, Holmer, 1994], а также и в силицитах найманжальской свиты [Гридина, 2003] Найманжальской аккреционной призмы Центрального Казахстана (см. главу 6).

Мощность косгомбайских силицитов значительно меньше, чем указывают авторы [Объяснительная…, 1981; Новикова и др., 1993], и, вероятно, не превышает 15 м в стратиграфическом отрезке от подошвы слоев с *Paracordylodus gracilis* до кровли слоев *Periodon flabellum*. Соизмеримые мощности силицитов известны для найманжальской свиты горы Токсамбай (рис. 4.1(12)) Найманжальской аккреционной призмы [Гридина, 2003], для бурубайтальской свиты Западного Прибалхашья [Popov & Holmer, 1994] и для силицитов горы Адильбек (рис. 4.1(8)) Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы [Степанец, 1992].

Отсутствие пеплового материала в разрезах резко конденсированных косгомбайских радиоляриевых силицитов указывает на их седиментацию в пределах океанических поднятий или впадин, удаленных от областей активной вулканической деятельности.

Ранее радиоляриевые силициты, до признания их неотъемлемой частью офиолитовой триады [Пейве, 1969], относи-

лись к кремнистой глубоководной формации палеозоид Центрального Казахстана [Борукаев, 1956].

Сегодня толщи силицитов датированы конодонтами позднего кембрия – среднего ордовика, им синхронны туфогенно-осадочные и вулканогенно-осадочные толщи островодужного происхождения, также ассоциирующие с офиолитовыми меланжами надсубдукционного типа [Степанец, 1992].

Несмотря на четко выраженное структурирование аллохтонных комплексов агырекской олистостромы (см. рис. 4.14), остается неясным, какие типы базальтов и серпентинитовых меланжей ранее составляли единые офиолитовые комплексы.

Например, полимиктовый серпентинитовый меланж гор Агырек не содержит будины щелочных базальтоидов, аллохтоны которых он подстилает. Нет таковых и в составе олигомиктового серпентинитового меланжа, это дает основание предположить, что тектонические покровы туфогенно-кремнистой толщи, ассоциирующей со щелочными базальтоидами, полностью утратили пространственную связь с материнским ложем, на котором они были сформированы. Однако не исключено, что они могли надстраивать карбонатные и карбонатно-терригенные отложения верхнего кембрия и тремадока (см. рис. 4.13).

Резко отличным составом включений от полимиктового серпентинитового меланжа характеризуется олигомиктовый серпентинитовый меланж агырекской тыловой олистостромы, в нем присутствуют продукты дезинтеграции энсиматической островной дуги, толеитовых и известково-щелочных габброидов, диабазов и бонинитов [Степанец, 1992]. Однако меланж не содержит будин диабазов аналогичных толеитовым базальтам, аллохтоны и олистолиты которых встречаются в составе агырекской тыловой олистостромы, т.е. корни этих аллохтонов также неизвестны в пределах покровно-складчатых структур северо-востока Центрального Казахстана.

Нет однозначного ответа и на один из фундаментальных вопросов стратиграфии верхних членов офиолитовых ассоциаций северо-востока Центрального Казахстана, а именно, какие толщи вулканитов подстилали косгомбайские силициты и имеют ли эти вулканиты океаническое происхождение. Нижняя граница силицитов повсеместно сорвана и нигде не удается установить тип фундамента этих отложений.

Исходя из современных представлений о тектономагматической эволюции островодужных систем, можно предположить, что основной объем протерозойской и вендско-кембрийской океанической коры Центрально-Казахстанского сегмента Палеоазийского океана был поглощен зонами субдукции. Вероятнее всего, только незначительная часть океанических осадков могла быть соскоблена с погружающихся океанических плит и вовлечена в аккреционные призмы.

Интересным представляется то, что в подошвах туфогенно-кремнистых аллохтонов, вскрывающихся в составе верхнекатской олистостромы Агырек-Арсаланской аккреционной призм, как правило, обнажаются блоки нижнекембрийской карбонатно-базальтовой балкыбекской свиты (рис. 4.13).

Например, на западном склоне Агырекских гряд (рис. 4.1(1), рис. 4.3), на северном склоне Байахметских гряд (рис. 4.1(3), рис. 4.13). Такую же позицию занимают блоки нижнекембрийских базальтов в горах Маялжен (рис. 4.1(4), рис. 4.13) и Ушкызыл (рис. 4.1(7), рис. 4.13) Юго-Западного Предшынгызья. Следовательно, мы имеем полное сходство разрезов нижнекембрийских карбонатно-базальтовых аллохтонов балкыбекской свиты и туфогенно-кремнистых толщ Агырек-Арсаланской аккреционной призмы. Однако возраст и состав аллохтонов ордовикских комплексов постоянно меняется.

Формационную аналогию с фрагментами разрезов тектонических покровов агырекской олистостромы имеют аллохтоны ранне-среднеордовикских вул-

каногенных и кремнисто-туфогенно-терригенных отложений гор Отызбес (рис. 4.1(6)). Здесь, как и в горах Агырек, тектонические покровы запечатаны верхнекатской олистостромой, возраст которой надежно документирован брахиоподами чокпарского горизонта позднего ката [Никитин и др., 1995], сменяющейся вверх песчаниками, алевролитами, в низах с раннелландоверийскими граптолитами [Бандалетов, 1969]. По характеру строения, составу матрикса и обломочного материала она идентична агырекской тыловой олистостроме.

Тектонические покровы дифференцированных афировых пиллоу-базальтов, лейкократовые и миндалекаменные базальты, спилиты и их туфы по вещественному составу идентичны таковым из разреза толщи толеитовых базальтов восточного склона Агырекских гряд.

Ранее эти отложения сопоставлялись с разрезами кувской свиты [Никитин и др., 1995] левобережья р. Балатундык (рис. 4.1(11)). Последние являются составной частью Баянаул-Акшатауской зоны [Антонюк и др., 1995], где флишоидные отложения накапливались на протяжении верхнего ордовика и нижнего силура (рис. 4.14), а их разрезы не содержат олистостром, сопровождающих доскладчатые тектонические покровы, формирующиеся, как правило, после накопления терригенного флиша. Учитывая позднеордовикское время формирования олистостром гор Отызбес, данную систему конседиментационных тектонических покровов целесообразно относить к структурам Агырек-Арсаланской аккреционной призмы. Этому выводу не противоречит и присутствие в горах Отызбес террейна позднекембрийских-раннеордовикских алевролитов и песчаников [Никитин и др., 1995], аналогичные отложения встречаются у подножья юго-западного склона Агырекских гряд.

Таблица.1. Палеомагнитные направления ордовикских отложений Агырек-Арсаланской аккреционной призмы

Горы Агырек (50.8^0 с.ш., 74.8^0 в.д.)

Объ.	Возр.	Аз,^{0}	Угол^0	Т-чистка, 500^{0}С					Круги				пш,^{0}
		ПД		n	Dec, $_0$	Inc,^{c}	K	α_{95},^{0}	n	Dec, $_0$	Inc,^{c}	α_{95},0	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
АК	O_2	65	80	33	138	43	25	16	-	=	-	-	-
(тест обжига +круги)									29	110	-3	15	-1.5
АЕ	O_3	70	57	30	137	59	-	-	30	98	11	8	5.5
Доскладчатый J_{nt} , метод раздельных компонент										122	22	-	12
АН	O_3	268	120	17	203	-53	-	14	-	122	10	14	5
Среднее (АЕ+АН)				2	172	4	1	-	-	110	10	20	5
Среднее (АК+АЕ+АН)				5	148	35	3	-		109	2	12	1
Гряда Маялжен (50.06^{0}с.ш., 76.35^{0}в.д.)													
ИМ	O_2	-	-	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
					184	1	13	13					0.5
ИО	O_3	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
					174	3	23	10	-	-	-	-	1.5
Среднее (ИМ+ИО)					179	2		5	-	-	-	-	1
Гал	O_3	260	80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Галька осадочных пород				22	243	-40	40	5					
Галька кислых вулканитов				11	250	14	8	18					
					235	-63	8	18					

Примечание. Палеомагнитные исследования были выполнены ИФЗ (Москва) в рамках проекта «геодинамическая карта Центрального Казахстана», результаты этих исследований опубликованы [Турманидзе и др., 1991; Степанец, 1992; Куренков и др., 2002; Печерский, Диденко, 2008]. АК – аллохтон щелочных базальтов дарривила и АЕ – паравтохтонные терригенные отложения катского яруса западного склона Агырекских гряд;

АН – неоавтохтонные карбонатно-терригенные отложения севернее горы Косгомбай; ИМ – аллохтон базальтов дарривила юго-западного подножья гряды Маялжен и ИО – неоавтохтонные отложения ката северо-восточного склона гряды Маялжен.

В пределах Баянаул-Акшатауской зоны на нижнеордовикском стратиграфическом уровне располагается диабаз-спилитовый караулшекинский комплекс, залегающий, в основании средне-верхнеордовикской вулканогенно-туфогенно-кремнистой акозекской свиты, чьи разрезы являются возрастными и формационными аналогами кувской свиты левобережья Балатундык. Их отложения сопоставляются с фациями преддуговых бассейнов [Степанец, 1992], что хорошо согласуется с присутствием в фундаменте паравтохтона урочища Караулшеку расслоенных мафит-ультрамафитов, чьи верлиты и лерцолиты содержат высокотитанистые и высокожелезистые хромшпинелиды [Степанец, 1992], характерные для перидотитов преддуговых бассейнов [Azer & Stern, 2007].

Аналогами агырекской олистостромы являются и тектонические покровы, обнажающиеся в междуречье Самсы-Баканас-Арсалан [Никитин и др., 1995; Никитин, 2002] Юго-Восточного сегмента Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис. 4.1(7)). Здесь широко распространены блоки средне- и верхнекембрийских известняков, покровы нижнекембрийских балкыбекских базальтов, фрагменты которых известны в составе полимиктового меланжа и фронтальной агырекской олистостромы.

В междуречье Самсы-Баканас-Арсалан наиболее широко распространены олистоплаки пестроцветных ушкызылских кремней и туфоалевролитов раннего и среднего ордовика и высокожелезистых балгашокинских базальтов среднего и позднего ордовика [Tolmacheva et al., 2009].

Если петрологическая корреляция раннекембрийских базальтов карбонатно-базальтовой балкыбекской свиты этих двух районов не вызывает сомнения, то аналоги балгашокинских базальтов в пределах Северо-Западного сегмента неизвестны, вероятней всего это обусловлено слабой петрогеохимической изученностью этих регионов.

Верхнекатские паравтохтонные и неоавтохтонные отложения, в которые заключены аллохтонные комплексы Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, в двух пунктах охарактеризованы палеомагнитными данными (рис. 4.1).

В горах Агырек и Косгомбай паравтохтонные и неоавтохтонные верхнекатские отложения имеют значение пш=5.5^{0}ю.ш., а для верхнекатских отложений гряды Маялжен известно значение пш=1^{0}ю.ш. (табл. 1), эти данные дают основание обосновать приэкваториальную, субмеридиональную ориентировку Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, простирающуюся более чем на 1000 км. Этому не противоречат и палеомагнитные данные [Антонюк и др., 1995; Collins et al., 2003] среднеордовикских осадочно-вулканогенных отложений Кен-дыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса тектонически сопряженного с Агырек-Арсаланской аккреционной призмой (рис. 4.1).

Палеомагнитные направления остаточной намагниченности для среднеордовикских аллохтонов и верхнеордовикских автохтонов и неоавтохтонов гор Агырек и гряды Маялжен значимо не отличаются, следовательно, во время надвигания базальтовых покровов заметных относительных вращений между ними и подстилающими и перекрывающими отложениями не происходило [Печерский и Диденко, 1995]. Все это свидетельствует, что разновозрастные ордовикские комплексы принадлежали одному палеобассейну, в нашем случае, задуговому. В нижнем палеозое этот палеобассейн, по-видимому, находился в тропиках.

О нахождении палеобассейна в нижнем палеозое в южных широтах свидетельствуют и палеогеографические ареа-

лы расселения фауны Центрального Казахстана:

1) позднекембрийские, ранне- и среднеордовикские комплексы конодонтов кремнисто-вулканогенных толщ Центрального Казахстана надежно сопоставляются с зональной конодонтовой шкалой Балтоскандии [Tolmacheva et al., 2001, 2009; Гридина, 2003].

2) в междуречье Оленты-Шидерты и на востоке Шынгызского хребта встречаются ордовикские брахиоподы, которые близки по составу Южно-Уральским [Popov & Tolmacheva, 1995; Fortey &Co-cks, 2003], а позднекембрийские и тремадокские трилобиты близки Балтийским комплексам [Fortey & Cocks, 2003].

3) позднеордовикские кораллы, трилобиты и брахиоподы северо-востока Центрального Казахстана, Шынгыза и Предшынгызья несут черты большого сходства с фауной Южного Китая и Австралии, и только некоторые группы позднеордовикского бентоса встречаются также в Балтии и Северном Китае [Fortey & Cocks, 2003].

Присутствие кораллов слоев с *Holorhynchus giganteus* в отложениях, подстилающих и перекрывающих тектонические пластины, а также в составе олистостромовых фаций и серпентинитовых меланжей свидетельствует о кратковременности процесса пакетирования и «запечатывания» тектонических покровов в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы. Такие тектонические процессы, вероятнее всего, могли протекать при закрытии задугового бассейна.

Составы тектонических покровов отражают разрезы различных структурно-формационных зон нижнепалеозойского бассейна, магматические процессы в пределах которых притекали в приэкваториальной области Палеоазийского океана.

Меланжированные перидотиты и тектонически совмещенные с ними нижнекембрийские карбонатно-базальтовые, нижнеордовикские базальтовые, нижне-среднеордовикские щелочнобазальт-туфогенно-кремнистые и кремнистые толщи, «запечатанные» катской олистостромой, не принадлежали ранее единой нижнепалеозойской офиолитовой ассоциации. Присутствие в составе серпентинитового меланжа будин габброидов, амфиболитов, диабазов, бонинитов, базальтов, реже диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов указывает, что в процессе транспортировки была разрушена раннеордовикская энсиматическая островная дуга.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Ниже на примере вулканогенных террейнов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы будет более подробно рассмотрен петрогеохимический состав надсубдукционных офиолитов, обладающих петрологическими признаками офиолитов спрединговых задуговых бассейнов и островных дуг.

Балкыбекский раннекембрийский карбонатно-базальтовый комплекс

Вещественный состав и тектоническое положение

Все известные в настоящее время географические пункты нахождения террейнов карбонатно-базальтового балкыбекского комплекса отображены на рисунке 4.13.

Наиболее полный разрез комплекса сохранился в районе р. Балкыбек [Степанова, 2006], где основание представлено афировыми и порфировыми миндалекаменными плагиоклазовыми и пироксеновыми базальтами, а верхняя часть разреза представлена известняками с остатками фауны археоциат, хиолитов и водорослей атдабан-ботомского ярусов нижнего кем-

брия [Жаутиков и др., 1976]. Аналогичные образования известны юго-восточнее пос. Кайнар, в горах Мизек и в верховье реки Карасу [Никитин и др., 1992].

В горах Агырек встречаются редкие террейны миндалекаменных базальтов с линзами известняков ботомского яруса [Ившин, 1978]. Последние совместно с блоками диабазов являются составной частью полимиктового серпентинитового меланжа. Реже известны мелкие глыбы глаукофановых сланцев по ним [Объяснительная..,1981].

Петрогеохимия

При петрогеохимическом сопоставлении вулканитов балкыбекской свиты были использованы данные табл. 4.1(1-5). Также были проанализированы ранее опубликованные данные М.М. Стецюры [Стецюра, 2006], К.Е. Дегтярева [Дегтярев, 2012] и материалы И.В. Глухана (табл. 4.1(60-63)), которые включались в расчет средних содержаний элементов в горных породах Центрального Казахстана [Глухан и Серых, 2003].

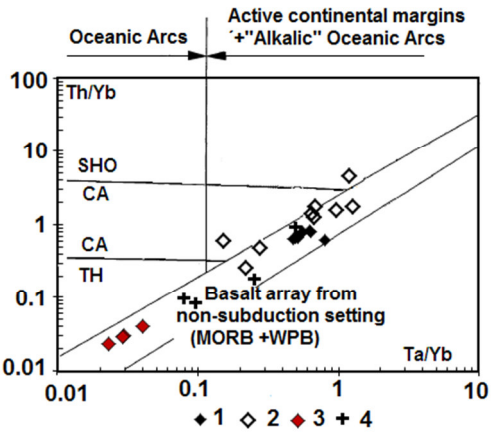

Рис.4.15. *Диаграмма Th/Yb-Ta/Yb [Pearce, 1983] для вулканитов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (по: [Дегтярев, 2012])*

Базальты:1 – балкыбекские ($Є_1$), 2 – базальты ($Є_3$), 3 – балгашокинские (O_{2-3}), 4 – карабулакские ($Є_{1-3}$)

Вулканиты карбонатно-базальтовой балкыбекской свиты представлены low-Al/high-Ti корунд-нормативными базальтами. По отношениям некогерентных элементов Th/Yb, Ta/Yb (рис. 4.15), а также отношениям Th/Yb, Nb/Yb они находят аналогию с внутриплитными базальтами. Однако базальты балкибекской свиты обеднены Sr, MgO, Cr и Ni, что отличает их от OIB Полинезийского [Dupuy et al., 1989], Канарского [Carracedo et al., 2001] и Исландского плюмов [Fitton, 2007]. Их спектры распределения REE не находят аналогии и с вулканитами островов Гавайско-Императорского хребта (рис. 4.16). На бинарных мультиплицированных диаграммах С.П. Верма (рис.4.17) их фигуративные точки вообще ложатся в поля континентальных базальтов, что хорошо согласуется и с высокими концентрациями Pb, Li и U, свидетельствующими о контаминации коровым материалом магмы базальтов балкыбекской свиты.

Низкие концентрации Sr и высокие Y, как и их отношения в базальтах балкыбекской свиты, близки базальтам магматических комплексов Южных Анд [Kilian, 1997].

Надежным типоморфным признаком магм надсубдукционного происхождения являются отношения Ba/Yb, Nb/Yb (рис. 4.18), Rb/Cs, Ce/Pb, Th/La, Nb/U (рис. 4.19), что вполне согласуется с крайне непостоянными содержаниями MgO, Ni, Cr и высокими концентрациями Na_2O в базальтах балкыбекской свиты.

Характер распределения и отношений Th, Nb, Hf в базальтах балкыбекской свиты довольно резко отличается от базальтов Западно-Филиппинского бассейна (рис. 4.20), которые изменяются от NMORB – EMORB до OIB, отражая тем самым неоднородность в конвектирующей верхней мантии. Тогда как балкыбекские базальты характеризуются однородностью состава плюма, что характерно для базальтов континентальных рифтов.

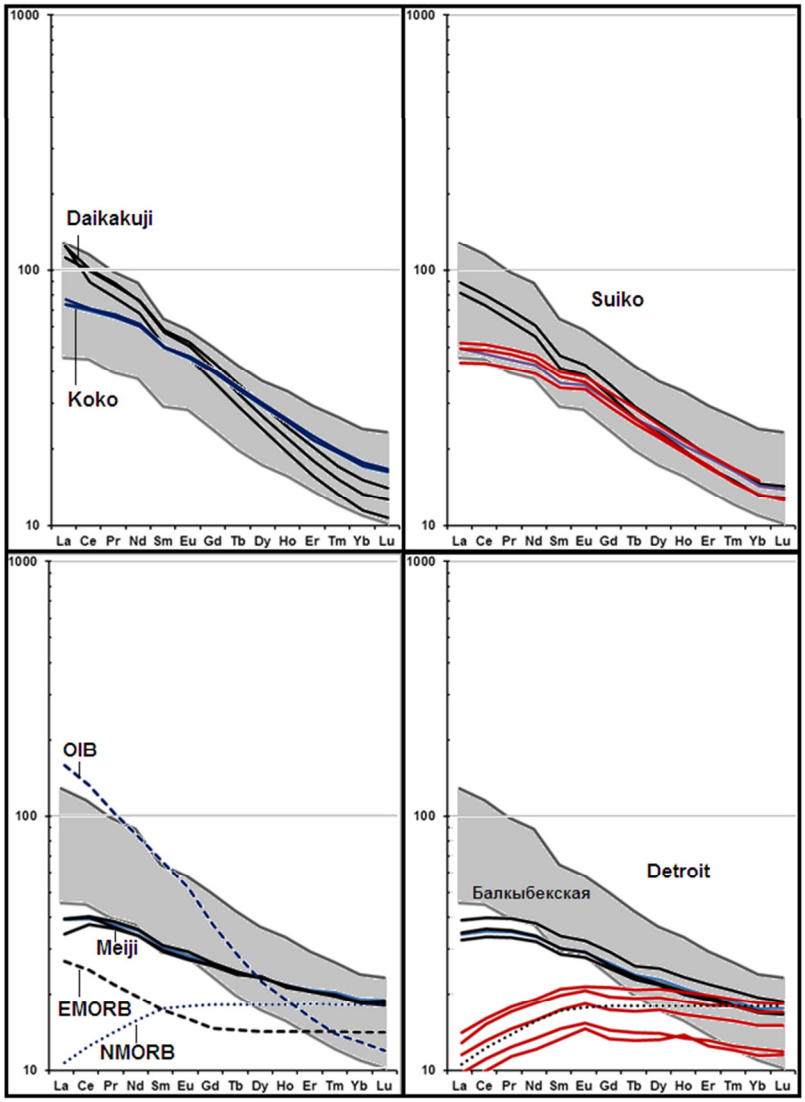

Рис.4.16. *Спайдерграммы REE вулканитов балкыбекской свиты и вулканитов островов Гавайско-Императорского хребта [Regelous et al., 2003]*

Редкоземельные элементы OIB, EMORB, NMORB (по: [Sun, McDonough, 1989])

Межэлементные отношения Ba/Nb <5, Zr/Nb>7, La/Nb<1.0 (рис. 4.21) базальтов балкыбекской свиты коррелируются с данными внутриплитных базальтов в рамках конечного мантийного компонента EMII–обогащенная мантия 2 [Hofmann, 1997].

EMII имеет более низкие Nb/U и Ce/Pb отношения, чем в других OIB, что обусловлено влиянием континентальной коры. U и Pb переносятся надсубдукционным флюидов, отделяющимся от океанической плиты, в отличие от Nb и Ce, содержания которых определены степенью рециклинга океанической коры и переносятся только обогащенным расплавом. Компонент EMII рассматривается как индикатор континентальной коры, включая и океанические осадки.

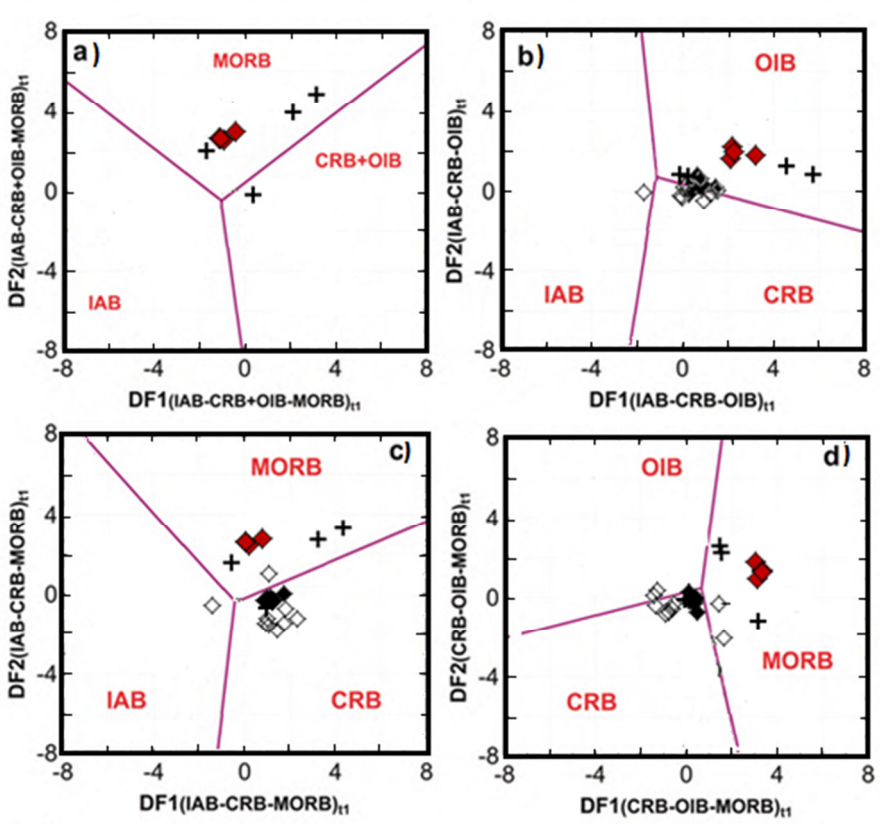

Рис. 4.17. *Бинарные диаграммы [Verma, 2010], построенные по мультиплицированным элементам – примесям (La, Sm, Yb, Nb, Th)*

Условные обозначения см. на рис. 4.15

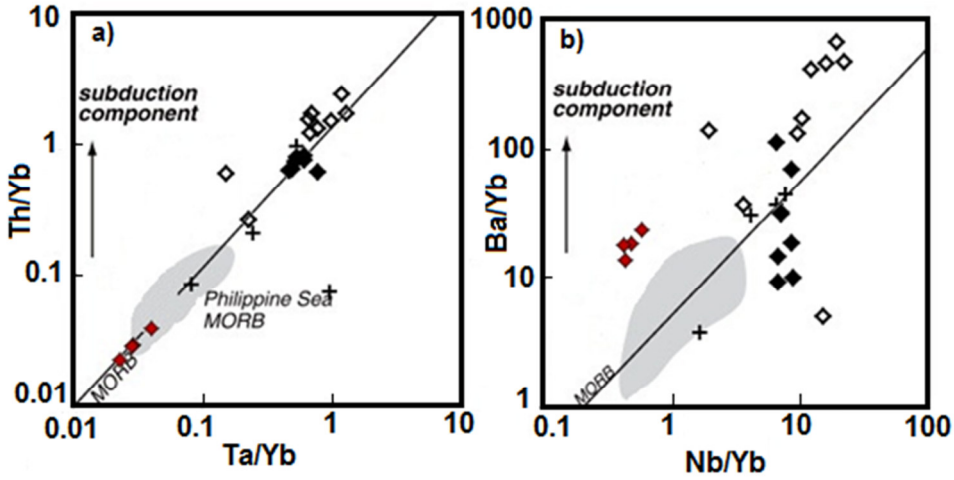

Рис. 4.18. *Бинарные диаграммы a) Th/Yb-Ta/Yb, b) Ba/Yb-Nb/Yb[Pearce et al.,2005]*

Условные обозначения см. на рис. 4.15

Карабулакский кембрийский карбонатно-кремнисто-вулканогенный комплекс

Вещественный состав и тектоническое положение

В горах Токай, Караадыр и Карабулак вскрываются кембрийские карбонатно-кремнисто-вулканогенные террейны, выделяемые ранее в карабулакскую свиту [Объяснительная …, 1981]. В их разрезах, по сравнению с вулканитами балкыбекских террейнов, увеличивается роль кремнистого материала, а наряду с толеитовыми базальтами появляются трахибазальты и щелочные базальты, андезиты и дациты, которые ассоциируют с серпентинитовым меланжем, содержащим высокотитанистые перидотиты и габброиды со щелочным уклоном.

Петрогеохимия

При анализе были использованы данные таблицы 2(40-53) и опубликованные ранее материалы К.Е. Дегтярева [Дегтярев, 2012].

Вулканиты карабулакского террейна принадлежат различным петрохимическим сериям, что отличает их от базальтов балкыбекской свиты.

High-Ti недосыщенные кремнеземом нефелин- и оливин-нормативные щелочные базальты, с явно выраженной глиноземистой специализацией, и high-Ti/low-Al оливин-нормативные толеитовые базальты имеют близкие геохимические характеристики с базальтами срединно-океанических хребтов и внутриплитными базальтами (рис. 4.15, 17, 18). Базальты с внутриплитными характеристиками наряду с высокими концентрациями Nb (41 г/т) также обогащены Li (13 г/т), Pb (5,2 г/т), U (3 г/т), что свидетельствует о контаминации их магмы коровым материалом.

Отношения Rb/Cs, Ce/Pb, Th/La к Nb/U (рис. 4.19) не увязываются с их океанической природой. Это очевидно для глиноземистых базальтов, которые по характеру накопления Sr, Ce, Sm отвечают базальтам островных дуг и обогащеным базальтам задуговых бассейнов, и только high-Ti/low-Al базальты находят аналогию с EMORB (рис. 4.22).

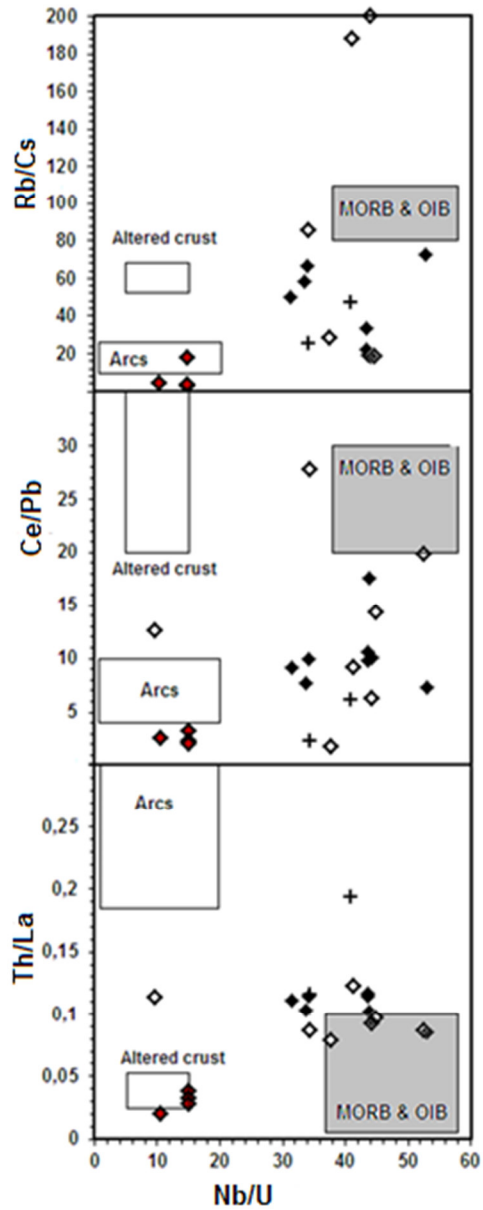

Рис. 4.19. *Бинарные диаграммы Rb/Cs, Ce/Pb, Th/La-Nb/U [Klein&Karsten, 1995]*

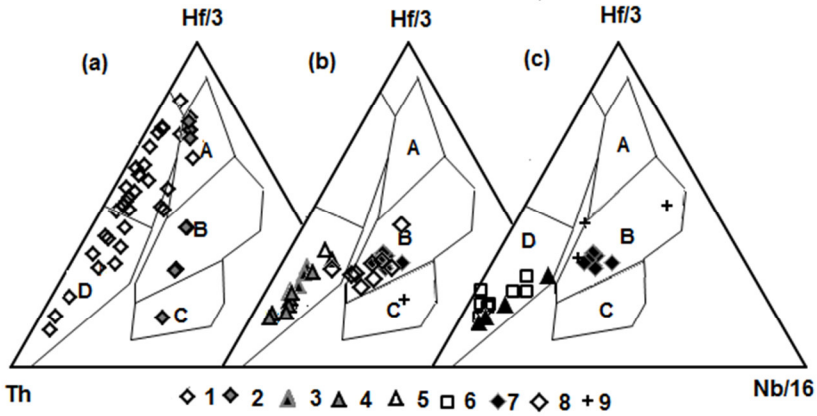

Рис. 4.20. *Диаграмма Th-Nb/16-Hf/3 [Wood, 1980] для вулканитов*
а) 1 – Идзу-Бонин-Марианской энсиматической дуги и 2 – Западно-Филиппинского бассейна (по:[Pearce et al., 1999]); b) Центрально-Шынгызской зоны: 3 – канчингизского комплекса (Є$_2$), 4 – карагутуйской свиты (Є$_3$), 5 – сарышокинской свиты (О$_1$), 6 – абаевской свиты (О$_{2-3}$); c) Агырек-Арсаланской призмы:7 – балкыбекская (Є$_1$), 8 – Є3, 9 – карабулакская (Є) (по: [Дегтярев, 2012]). Поля: A – NMORB, B – EMORB, C – WPB, D – CAB и активных континентальных окраин

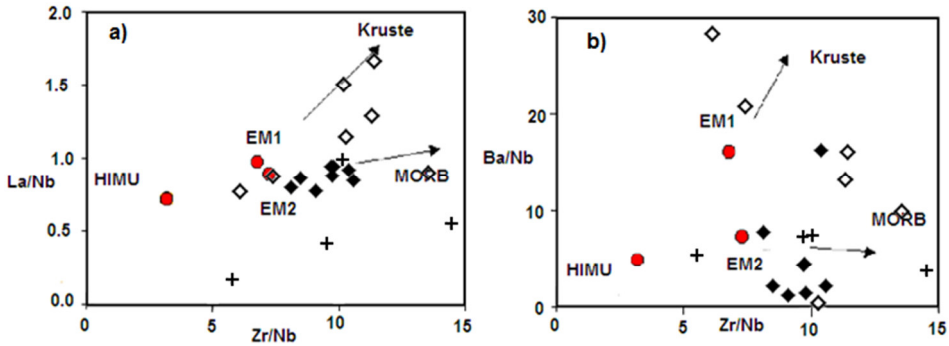

Рис.4.21. *Бинарные диаграммы La/Nb-Zr/Nb, Ba/Nb-Zr/Nb [Hofmann, 1997]*
Условные обозначения смотри на рис. 4.15

Резкое уменьшение концентраций MgO, Cr, Ni и одновременное увеличение Na_2O в вулканитах карабулакской свиты указывают на вовлечение их магматического резервуара в область влияния зоны субдукции.

Это очевидно и при рассмотрении спайдерграмм базальтов (рис. 4.23), нормированных к NMORB [Sun & McDonough, 1989], где отчетливо видны флюктуации Ba, Sc, Nb, Ta при крайне стабильно высоких содержаниях Pb как в глиноземистых базальтах (рис. 4.23(a)), так и в high-Ti/low-Al базальтах с полюмовыми характеристиками (рис. 4.23 (b)).

Последние, по-видимому, являются петрогеохимическими аналогами базальтов балкыбекской свиты и по отношениям La/Nb, Ba/Nb Zr/Nb (рис. 4.21) могут быть производными EMII.

Тогда как межэлементные отношения глиноземистых вулканитов, отвечающих базальтам задуговых бассейнов, чьи спектры распределения REE аналогичны базальтам Филиппинского задугового бассейна (рис. 4.24), не коррелируются с данными внутриплитных базальтов в рамках конечных мантийных компонентов EMI, EMII и HIMU (рис. 4.21).

Кызылжалский верхнекембрийский кремнисто-вулканогенный комплекс

Вещественный состав и тектоническое положение

Верхнекембрийские вулканиты детально изучены в окрестностях хребта Кызылжал и ручья Арсалан [Дегтярев, 2012]. Здесь они слагают как олистолиты, так и крупные глыбы в составе олистостромы. По составу они отвечают трахибазальтам, трахиандезибазальтам, реже встречаются базальты и фонотефриты.

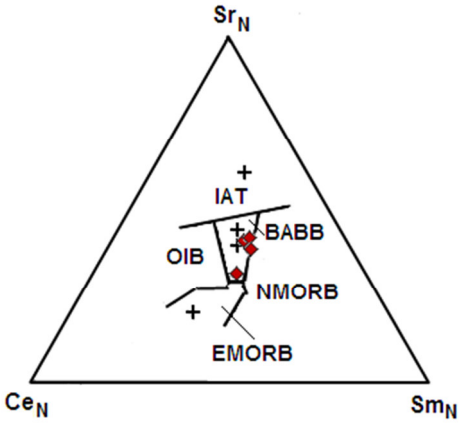

Рис. 4.22. *Дискриминационная диаграмма CeN-SrN-SmN [Ikede,1990]*

Условные обозначения смотри на рис. 4.15

Петрогеохимия

При выявлении петрогеохимических особенностей вулканитов кызыжалской свиты были использованы ранее опубликованные материалы К.Е. Дегтярева [Дегтярев, 2012]. High-Ti/low-Al дифференцированные вулканиты крайне обеднены элементами группы железа (Cr<71 г/т, Ni <76 г/т, Co< 46 г/т) и магния, но резко обогащены Na_2O (>2.66 мас. %).

Многоэлементные спайдерграммы вулканитов кызылжалской свиты отчетливо фиксируют их фракционирование от EMORB до OIB, однако по отношению к таковым они резко обогащены Ba, Pb (рис. 4.25(a)).

На бинарных диаграммах отношений Th/Yb, Ta/Yb (рис. 4.15) и Th/Yb, Nb/Yb (рис. 4.25(b)) ряд их фигуративных точек ложатся в область надсубдукционных комплексов и сопоставляются с вулканитами активных континентальных окраин, на это указывают и отношения La/Yb, Th/Yb [Condie, 1989].

Влияние надсубдукционной компоненты отчетливо демонстрируют и более поздние бинарные диаграммы. Дж.А. Пирса [Pearce et al., 2005] отношений Th/Yb, Ta/Yb и Ba/Yb, Nb/Yb (рис. 4.18).

Отношения Nb/Zr, Ba/Zr (рис. 4.26) вулканитов кызылжалской свиты также не подтверждают их океаническую природу. Это очевидно и при рассмотрении их положения на мультиплицированных бинарных диаграммах (рис. 4.17), где они, как и балкыбекские базальты, располагаются в области континентальных базальтов.

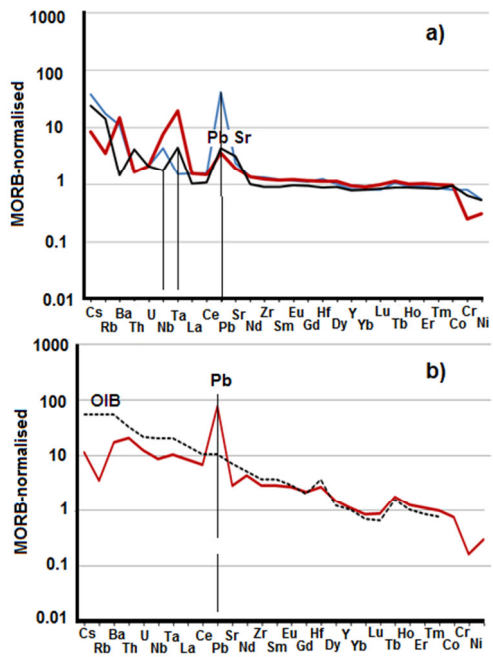

Рис. 4.23. *Спайдерграммы вулканитов карабулакской свиты (по: [Дегтярев, 2012])*

a) глиноземистые базальты; b) high-Ti/low-Al базальты

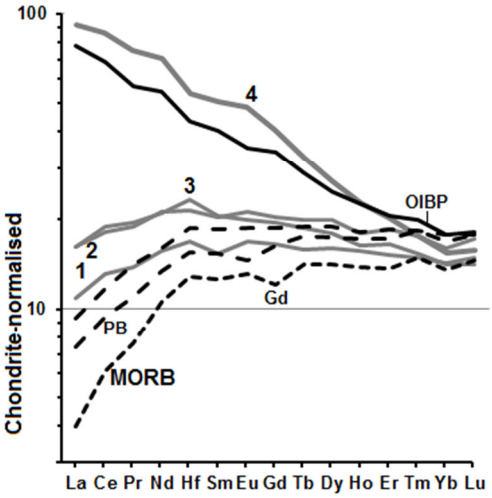

Рис. 4.24. *Спайдерграммы REE вулканитов карабулакской свиты (по: [Дегтярев,2012]) и Филиппинского бассейна*

1-4 – карабулакская свита:1-3 – глиноземистые базальты, 4 –полюмовые базальты, PB – базальты и OIBP – плюмовые базальты Филлипинского задугового бассейна (по: [Pearce et al., 1999])

Интересным представляется и рассмотрение поведения Hf и Sm в вулканитах кызылжалской свиты.

По содержанию Hf они условно подразделяются на low-Hf (<3.9 г/т), med-Hf (>5.3 г/т) и high-Hf (>7.5 г/т).

Low-Hf трахибазальты по спектрам распределения REE отчетливо отличаются от EMORB и OIB (рис. 4.27(a)).

Med-Hf трахиандезибазальты по спектрам распределения REE приближаются к OIB, однако при этом они отличаются от них Hf-Sm минимумом (серые линии на рис. 4.27(b)).

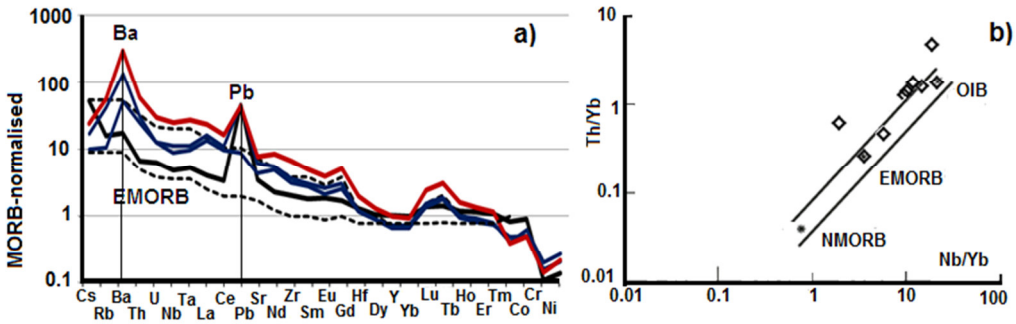

Рис. 4.25. *Спайдерграммы (a) и бинарная (b) диаграмма Th/Yb-Nb/Yb [Metcalf & Shervais, 2008] для вулканитов кызылжалской свиты (по: [Дегтярев, 2012])*

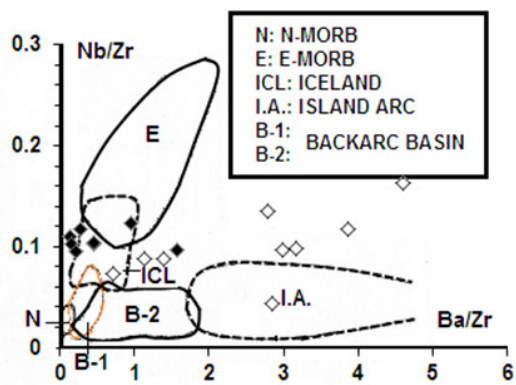

Рис. 4.26. *Бинарная диаграмма Ba/Zr-Nb/Zr [Ishizuka et al., 1990]*

Условные обозначения см. на рис. 4.15

High-Hf фонотефрит и трахиандезибазальт при сходстве накопления REE с OIB имеют четко выраженную тенденцию к обогащению тяжелыми REE (рис. 4.27(b)).

По-видимому, в состав кызылжалской свиты включены вулканиты, отражающие состав как минимум трех различных мантийных резервуаров.

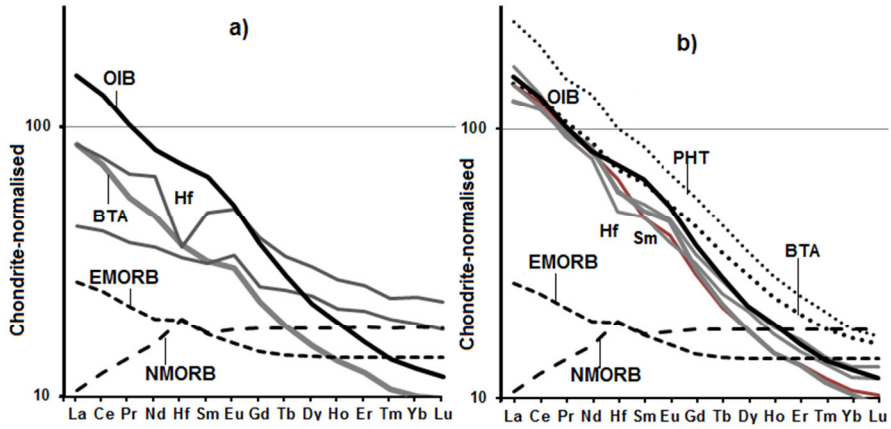

Рис. 4.27. *Спайдерграммы REE вулканитов кызылжалской свиты (по: [Дегтярев,2012])*

PHT – фонотефрит; BTA – трахиандезибазальт

Осадочно-вулканогенный комплекс флоского яруса нижнего ордовика

Вещественный состав и тектоническое положение

Террейны данного комплекса встречаются в горах Агырек, у северных отрогов гор Толпак (рис. 4.1(1)) и в горах Отызбес (рис. 4.1(6)) и сложены они преимущественно базальтами. Массивные лавы прослоены туфопесчаниками, кремнистыми алевротуффитами. Миндалекаменные базальты содержат линзы известняков, а в пиллоу-базальтах встречаются редкие будины сургучно-красных яшм с конодонтами флоского яруса [Новикова и др., 1993].

Несколько обособленную группу составляют немногочисленные будины диабазов и бонинитов из серпентинитового меланжа района Агырекских гряд и горы Косгомбай, прослаивающего выше упомянутые террейны.

Петрогеохимия

Флоские базальты (табл. 4.1(8-17)) отвечают оливин-нормативным med-Ti/low-K толеитам с повышенной щелочностью натрового типа и характеризуются высокими содержаниями суммарного железа с крайне непостоянными концентрациями Cr, Ni, умеренно повышенными концентрациями Nb и высокими содержаниями Pb.

На диаграмме Ti/Cr-Ni (рис. 4.28(a)) фигуративные точки флоских базальтов хорошо аппроксимируются единым трендом. Такое направление тренда характерно для базальтов задуговых бассейнов (BABB) юго-западной части Тихого океана [Сондерс и Тарни, 1987].

На задуговую природу флоских базальтов указывают отношения Cr-Y (рис. 4.28(b)). Это очевидно и при анализе спайдерграмм, где отчетливо видны их отклонения по Mg, Ni, Cr, K, Sr и Rb от NMORB [Степанец, 1992].

Будины из серпентинитового меланжа (табл. 4.2(28-30)) представлены high-Fe и low-Fe диабазами. High-Fe диабазы med-K/Mg отвечают как CAB, так и обогащенным базальтам задуговых бассейнов (ABABB). Low-Fe диабазы образуют своеобразную группу пород, характеризующуюся повышенными концентрациями SiO_2, высокими MgO, CaO, низкими содержаниями TiO_2 и Al_2O_3, что сближает их с high-Ca бонинитами офиолитов преддуговых бассейнов [Cameron et al., 1979].

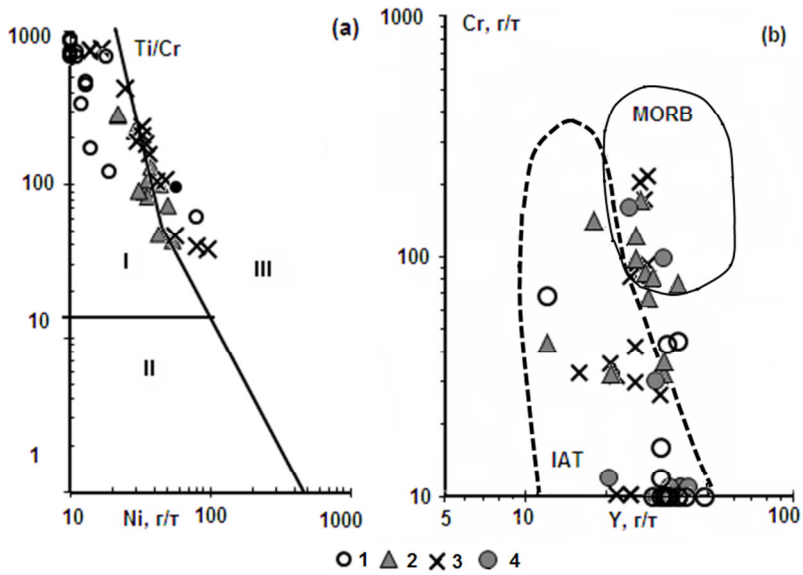

Рис. 4.28. *Диаграммы (a) Ti/Cr-Ni [Beccaluva et al., 1983], (b) Cr-Y [Pearce et al., 1984] вулканитов северо-западного сектора Агырек-Арсаланской аккреционной призмы*

Поля составов пород: I – умереннотитанистые островодужные серии, II – низкотитанистые островодужные серии III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, океанических островов, задуговых бассейнов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов, IAT – островодужные толеиты (поле последних включает также известково-щелочные и щелочные базальты океанических островов); OIB – базальты океанических островов.

1 – кварцевые диабазы террейна Центральный Толпак; 2 – флоские базальты восточного склона Агырекских гряд; 3 – даррившлские базальтоиды оз. Майсор; 4 – даррившлские базальты западного склона Агырекских гряд

Офиолиты террейна Центральный Толпак флоского яруса нижнего ордовика

Вещественный состав и тектоническое положение

Террейн Центральный Толпак вскрывается у северо-западных отрогов гор Толпак (рис. 4.1(1)). В его основании обнажается разрез (более 750 м) чередующихся серпентинизированных гарцбургитов, дунитов и вебстеритов, которые постепенно сменятся верлитами, клинопироксенитами, дунитами, с тонкими параллельными прослоями кумулатов алюмохромита и хромпикотита, гарцбургитами, габброноритами, цирконсодержащими (477-480 млн. лет) габброноритами [Степанец, 1992]. Выше наслаиваются габбронориты, роговообманковые, диопсидовые и оливиновые габбро, которые на отдельных участках прослоены горизонтами анортозитов, клинопироксенитов и вебстеритов, общей мощностью до 600 м.

В верхах мафитовой зоны кварцевые диориты, трондъемиты и микродиориты сменяют гипабиссальные габброиды. Микродиориты и кварцевые диабазы слагают кровлю плутонических офиолитов и образуют своеобразный расслоенный комплекс.

Петрогеохимия

Микродиориты и кварцевые диабазы по петрогеохимическому составу отвечают low-K/Mg, med-Ti породам с повышенной щелочностью натрового типа, крайне низкими концентрациями P_2O_5 и

умеренно повышенными концентрациями Nb и высокими – Y (табл. 4.1(43-51))

На их принадлежность к островодужным толеитам указывают низкие концентрации Ti, Cr, Ni (рис. 4.28(a)) и отношения Cr к Y (рис. 4.28(b)). На диаграмме Sr/Y-Y (рис. 4.29) фигуративные точки кварцевых диабазов образуют хорошо аппроксимированную линию, локализующуюся вдоль тренда фракционирования вулканитов Южно-Сандвичевых островов (SSIA). От деплетированных вулканитов SSIA [Pearce et al., 1995] кварцевые диабазы отличаются более высокими отношениями Nb/Zr n=0.04-0.07 и уровнем содержания Nb.

Кварцевые диабазы, габброиды и перидотиты террейна Центральный Толпак имеют одинаковый уровень содержания Nb, а габброиды и перидотиты содержат низкоглиноземистый клинопироксен, хромшпинели перидотитов обладают высокой хромистостью [Степанец, 1992, 2010], что в совокупности указывает на их надсубдукционную природу.

Толпакский туфогенно-кремнисто-вулканогенный комплекс дапингского - дарривилского ярусов среднего ордовика

Вещественный состав и тектоническое положение

Туфогенно-кремнисто-вулканогенный комплекс является составной частью Толпакского террейна [Степанец, 1990]. Его ядерная часть обнажается на вершине горы Толпак (рис. 4.1(3)), которая сложена фаунистически недатированными пестроцветными пепловыми витрокластическими туфами дацитового состава и туффитами с примесью пеплового материала кислого состава, мощностью до 300 м.

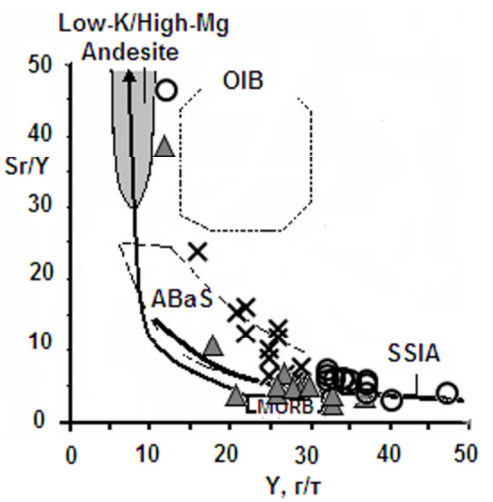

Рис. 4.29. *Диаграмма Sr/Y-Y [Kilian, 1997]*

ABaS – поле составов вулканитов Лау-Тонга-Кермадек островодужной системы (по:[Hergt &Farley, 1994]); SSIA – тренд фракционирования вулканитов Южно-Сандвичевых островов (по: [Pearce et al., 1995]).

Остальные условные обозначения см. на рис. 4.28

Крылья антиформы сложены миндалекаменными порфировыми пиллоу-лавами трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов, реже встречаются массивные афировые трахиандезиты. Вулканиты прослоены яшмами, содержащими конодонты дапингского и дарривилского ярусов [Новикова и др., 1993]. Общая мощность толщи не более 200 м. Вулканиты прорваны лакколитом субщелочных габбро-диабазов, габбро и сиенитов.

Толпакский террейн тектонически налегает на различные гипсометрические уровни серпентинитового меланжа, содержащего блоки диабазов комплекса параллельных даек, а у северных отрогов гор Толпак на тектонические покровы флоских базальтов, аналогичные базальты описаны в горах Агырек, и терригенно-туфогенно-кремнистую толщу дарривилского яруса среднего ордовика.

Петрогеохимия

Вулканиты толпакского комплекса характеризуются повышенным суммар-

ным содержанием щелочей при постоянном преобладании Na_2O над K_2O и высокими концентрациями P_2O_5 (табл. 4.2(9-27)) и отвечают дифференцированным породам известково-щелочной, высококалиевой и шошонитовой серий. В целом вулканиты толпакского комплекса характеризуются умеренными концентрациями TiO_2<0.92 мас. % и низкой магнезиальностью (Mg# =22.5-51.5).

Результаты спектрального анализа, выполненные М.З. Новиковой [Новикова и др., 1993], свидетельствуют, что вулканиты толпакского комплекса обогащены HFSE, что не характерно для вулканитов островодужных комплексов, производных деплетированной мантии. Высокие отношения K_2O/TiO_2=1.0-5.6, концентрации Nb (4.8 г/т) и высокие концентрации Pb (7.3 г/т) свидетельствуют о контаминации исходных магм вулканитов сиалическим коровым материалом.

Диабазы, обнажающиеся в подошве Толпакского террейна, относятся к примитивным med-K/Ti породам, содержащим низкие концентрации P_2O_5 (табл. 2(34-38)). По характеру распределения основных петрогенных окислов они отвечают составу островодужных толеитов, т.е. не являются подводящими каналами для вулканитов вышезалегающего Толпакского террейна.

Майсорский кремнисто-базальтовый комплекс дарривилского яруса среднего ордовика

Вещественный состав и тектоническое положение

Кремнисто-базальтовый комплекс является составной частью Майсорского серпентинитового меланжа (рис. 4.1(3)), который совместно с силицитами флоского и дарривилского ярусов запечатан верхнекатской олистостромой. В тектонических блоках обнажаются афировые, реже олигофировые и порфировые базальты. Их пиллоу-базальты и лавобрекчии редко прослоены туффитами и яшмами, последние содержат конодонты дарривилского яруса. Продукты кислого вулканизма в составе меланжа не обнаружены [Степанец, 1992].

Пиллоу-базальты по текстурно-структурным особенностям и минеральному составу подразделяются на долерито-базальты и лейкобазальты, последние резко преобладают. Лейкобазальты афировые апоинтерсертальные и вариолитовые. Долерито-базальты преимущественно порфировые плагиоклаз-пироксеновые миндалекаменные разности, реже известны массивные спилитовые, интерсертальные, апоинтерсертальные, вариолитовые; центральные части шаров раскристаллизованы до долеритов. Мелкие миндалины выполнены хлоритом, эпидотом, реже кальцитом и кварцем. Акцессории – магнетит, ильменит и лейкоксен.

Петрогеохимия

По петрогеохимическому составу долерито-базальты подразделяются на low-K, med-K и high-K лейкобазальты (таб. 4.1(29-42)). Они образуют последовательный ряд от толеитов (Al_2O_3<17.0 мас. %) до толеитов с известково-щелочными характеристиками.

Low-K долерито-базальты по содержанию хрома подразделяются на high-Cr (Cr <210 г/т) и low-Cr (Cr <50 г/т). Общим для них являются высокие концентрации Y, умеренные концентрации Nb и высокие отношения Nb/Y n<0.22, что в два раза выше, чем в NMORB [Sun & McDonough, 1989].

Low-K/high-Cr долерито-базальты по характеру распределения Zr, Ti, Sr находят аналогию с MORB (рис. 4.28), а по спектру элементов-примесей приближаются к толеитам островодужных комплексов. Low-K/Cr долерито-базальты, чьи фигуративные точки ложатся в поле IAB (рис. 4.28(b)), отличаются от low-K/high-Cr незначительным повышением Rb, P и резко пониженными концентрациями Mg, Ni, Cr, что характерно для BABB (рис. 4.28(a), 4.29) юго-западной

части Тихоокеанского региона [Hergt & Farley, 1994]. Однако они отличаются от последних более высоким уровнем накопления Nb (таб. 4.1(29-42)), что указывает на обогащенную природу родоначальной магмы, по сравнению с BABB внутриокеанических островодужных систем производных DMM [Nicholson et al., 2000].

High-K лейкобазальты обогащены SiO_2, Na_2O, K_2O, P_2O_5, CaO, $FeO_{общ}$, резко обогащены Rb, но обеднены Y и Zr, Ni и Cr (табл. 4.1(35, 36, 38)). Низкие значения компонента D1=105-130 [Дмитриев и др., 1999] и высокие отношения K_2O/TiO_2 =3.4-4.1 типичны для вулканитов поздних островодужных ассоциаций с внутриплитными геохимическими характеристиками Курильско-Камчатской энсиалической островодужной системы [Churikova et al., 2001].

Кремнисто-щелочнобазальтовый комплекс дарривилского яруса среднего ордовика

Вещественный состав и тектоническое положение

Щелочные базальтоиды, прослоенные силицитами и яшмами, в горах Агырек, Кызылтумсык, образуют террейны (рис. 4.1(1)). Они повсеместно тектонически сопряжены с туфогенно-кремнисто-терригенными отложениями, содержащими конодонты тремадокского и начала дарривилского ярусов нижнего и среднего ордовика соответственно, а у северо-западного подножья Агырекских гряд согласно залегают на них [Степанец, 1992, 2008г].

Щелочные базальтоиды по минеральному составу подразделяются на лейкократовые (плагиоклазовые) и меланократовые (авгито-плагиоклазовые) породы. Преобладают афировые, массивные лейкократовые апоинтерсертальные и интерсертальные, реже отмечаются порфировые, миндалекаменные меланократовые интерсертальные вулканиты. Для пород обеих групп характерно большое количество титанистого магнетита и титаномагнетита.

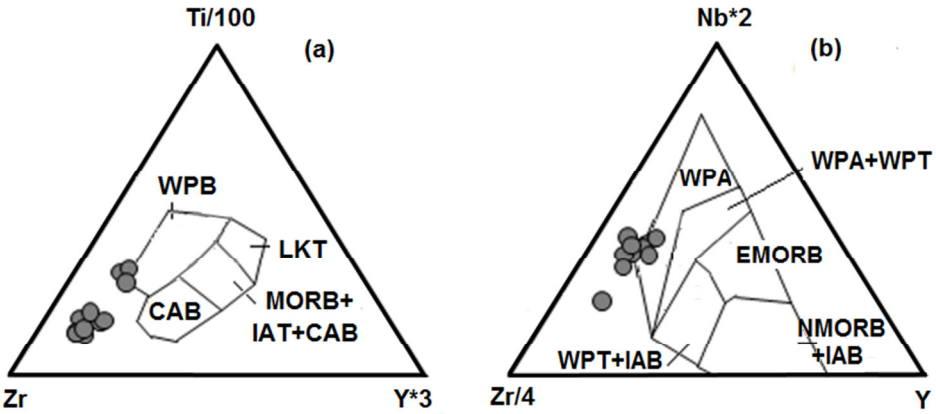

Рис. 4.30. *Диаграммы(a) Zr-Y*3-Ti/100 [Pearce & Cann, 1973], b) Zr/4-Nb*2-Y [Meschede, 1986] для дарривилский вулканитов западного склона Агырекских гряд*

Поля :WPA – внутриплитные щелочные базальты, WPT – внутриплитные толеитовые базальты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, WPB – внутриплитные базальты, LKT – низкокалиевые толеиты, CAB – известково-щелочные базальты, IAB – базальты островных дуг, IAT – островодужные толеиты

Петрогеохимия

По петрохимическому составу (табл. 4.1(18-28)) щелочные базальты подразделяются на две группы: high-Ti меланократовые с Mg#=29.2-49.0 и med-Ti лейкократовые с Mg#=23.0-32.6. Лейкократовые по содержанию основных петрогенных компонентов отвечают корунд-нормативным ультракалиевым фонотефритам (полевошпатовым). Меланократовые отвечают корунд-нормативным тефритам (базальтоидным) и кварц-нормативным трахибазальтам.

Характер накопления элементов с HFSE даррувилских high-Zr щелочных базальтов в общих чертах соответствует составам вулканитов с внутриплитными геохимическими характеристиками, однако их фигуративные точки образуют самостоятельные поля (рис. 4.30(a,b), 4.31(b)). Крайне высокие концентрации Nb, Zr, Ti, P, Y дают основание сопоставить их с вулканитами суперплюмов. При этом следует отметить, что они не находят полной аналогии с вулканитами суперплюмов известных в пределах современных океанов [Dupuy et al., 198; Tatsumi, 1998] и континентальных рифтов [Jung, 2003].

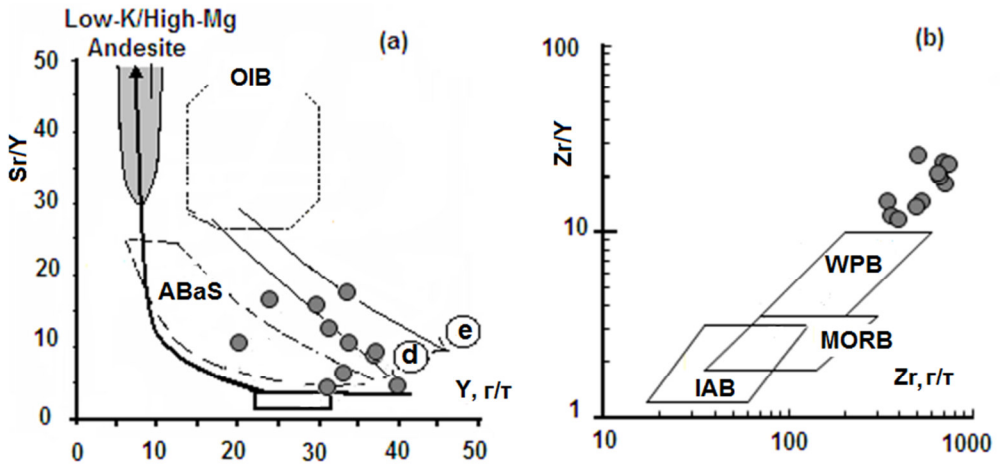

Рис. 4.31. *Диаграммы отношений (a) Sr/Y-Y [Kilian, 1997], (d) Zr/Y-Zr [Pearce & Norry, 1979]*

Тренды фракционирования четвертичных вулканитов южных Анд (по: [Kilian, 1997]): d – low-K базальтов, e – high-K базальтов.

Остальные условные обозначения см. на рис. 4.31

На диаграмме Sr/Y-Y (рис. 4.31(a)) фигуративные точки суперплюмовых high-Zr щелочных базальтов гор Агырек резко сдвинуты относительно OIB в область надсубдукционных комплексов. Следует отметить, что аналогичные характеристики по Sr и Y, а также по K, Na, P, Nb, Sr, Y, Zr и Rb Mg, Ni, Cr имеют базальты суперплюма Анива острова Сахалин [Tatsumi, 1998].

Крайне низкие концентрации Ni, Cr, Sr, Mg и высокие Ba [Якубчук, 1991], K, Rb суперплюмовых high-Zr щелочных базальтов можно объяснить перемещением мантийного плюма в зону субдукции. Этот вывод согласуется и с величиной дискриминанты D1<210 [Дмитриев и др., 1999], что значительно ниже предельной величины плюмовых океанических ассоциаций.

Широкие диапазоны межэлементных отношений: Nb/Y =1.2-2.7, Zr/Y =12-26, Rb/Nb =0.63-2.5, Rb/Sr =0.097-0.343, Sr/Zr =0.26-1.30, Sr/Nb =2.9-13,7, K/Nb =385-960 и Zr/Nb =8.3-13.6 щелочных базальтов не коррелируются с данными внутриплитных базальтов в рамках конечных мантийных компонентов. Широкие пре-

делы межэлементных отношений обусловлены смешением компонентов ТМ (переходная мантия)+EMI и присутствием незначительной доли компонента EMII, что, вероятнее всего, характерно для магматических процессов, протекающих в надсубдукционной обстановке. Также это не исключает, что в магматические процессы, протекающие над зоной субдукции, был вовлечен материал нижней части мантии континентальной литосферы.

Маялженский кремнисто-вулканогенный комплес дарривилского яруса среднего ордовика

Вещественный состав и тектоническое положение

В составе Маялженского террейна (рис. 4.1(4)) выделяются две толщи; существенно силицитовая содержит конодонты верхнего кембрия и флоского яруса нижнего ордовика, а в силицитах кремнисто-вулканогенной толщи известны конодонты дарривилского яруса среднего ордовика. Кремнисто-вулканогенная толща обнажается у подошвы северо-западного склона гряды Маялжен, где снизу вверх наслаиваются: щелочные базальты, базальты, трахиандезиты, реже базальтовые андезиты, прослоенные кремнистыми алевролитами и силицитами. Яшмы, прослаивающие щелочные базальты, содержат конодонты дарривилского яруса. Мощность маялженской кремнисто-вулканогенной толщи не превышает 100 м.

Маялженский террейн запечатан сизой верхнекатской олистостромой, аналогичной той, что была описана в бассейне реки Арсалан И.Ф. Никитиным [Никитин и др., 1992].

Петрогеохимия

По петрохимическому составу (табл. 4.2(1-8)) базальты подразделяются на high-K/Ti оливин-нормативные щелочные базальты, low-K/P/med-Ti и low-K/P/Ti кварц-нормативные толеиты, а трахиандезиты отвечают кварцево-нормати-вным толеитам с известково-щелочным уклоном по [Irvine & Baragar, 1971]. При этом high-K/Ti щелочные базальты сопоставляются с внутриплитными базальтами. Особо следует отметить, что они по петрохимическому составу близки дарривилским high-Zr щелочным базальтам района гор Арырек. Все остальные вулканиты аналогичны островодужным толеитам также района гор Агырек.

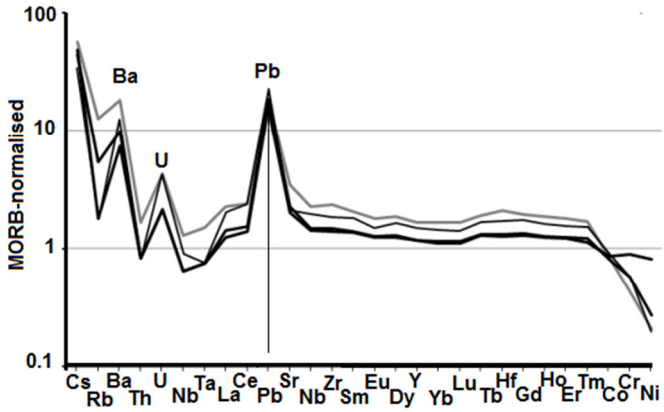

Рис. 4.32. *Спайдерграммы для вулканитов балгашокинской свиты (по: [Дегтярев, 2012])*

Балгашокинский яшмово-базальтовый комплекс дарривилского - сандбского ярусов среднего и верхнего ордовика

Вещественный состав и тектоническое положение

Балгашокинский яшмово-базальтовый комплекс слагает систему террейнов на правом берегу реки Арсалан, реже породы комплекса встречаются на левом берегу реки Самсы. Толща мощностью не более 300 м состоит преимущественно из зеленых афировых миндалекаменных пиллоу-базальтов, очень редко из туфов, еще реже отмечаются тефроиды и туффиты кислого состава, а также из диабазов, образующих, как потоки, так и субвулканические тела и силлы. В яшмах балгашокинских террейнов встречаются конодонты дарривилского и сандбского ярусов [Tolmacheva et al., 2009]. Тектонические покровы запечатаны «сизой» и «голубой» олистостромами верхнего ордовика [Никитин и др., 1992].

Петрогеохимия

Геохимический состав вулканитов балгашокинской свиты наиболее детально изучен К.Е. Дегтяревым [Дегтярев, 2012].

Пиллоу-базальты балгашокинской свиты относятся к high-Fe/low-Al толеитам натрового типа с пониженными концентрациями MgO и повышенными K_2O, что отличает их от NMORB [Никитин и др., 1992]. При этом отношения HFSE Th/Yb, Ta/Yb (рис. 4.15, 4.18(а)) и мультиплицированные элементы – примеси (La, Sm, Yb, Nb, Th) указывают на их океаническую природу (рис. 4.17).

Однако обогащение вулканитов балгашокинской свиты некогерентными элементами Cs, Ba, U, La, Ce, также Pb на фоне Nb-Ta и Cr-Ni минимумов указывают на их надсубдукционную природу (рис. 4.32). Это согласуется с резким обогащением их REE и четко выраженным Eu минимумом, что также не свойственно для NMORB (рис. 4.33). Характерно, что спектор их обогащения редкоземельными элементами значительно выше, чем спектр базальтов Филипинского задугового бассейна.

На бинарной диаграмме отношений Ce/Nb-Nb/Nb (рис. 4.34) их фигуративные точки локализуются в поле бассейна Лау, образование которого генетически связано с рифтогенными процессами, протекающими в окраинном бассейне. Природа фундамента бассейна Лау интерпретируется неоднозначно [Геология…, 1987]. Наряду с представлениями об океаническом типе фундаменте также существует мнение [Katz, 1997], что структура бассейна образовалась в процессе обрушения квазиконтинентальной коры.

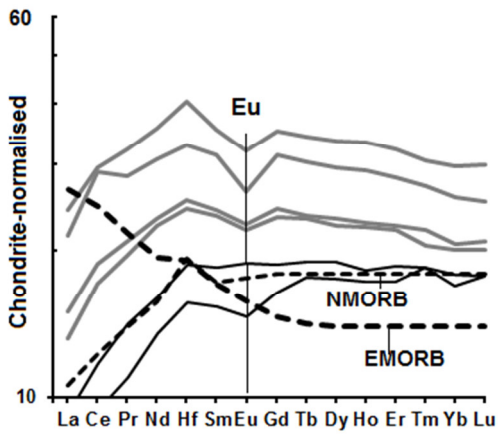

Рис. 4.33. *Спайдерграммы REE вулканитов балгашокинской свиты правобережья ручья Арсалан (по: [Дегтярев, 2012])*

Серыми линиями показаны спектры вулканитов балгашокинской свиты, а черными тонкими линиями показаны спектры базальтов Филиппинского задугового бассейна (по: [Pearce et al., 1999])

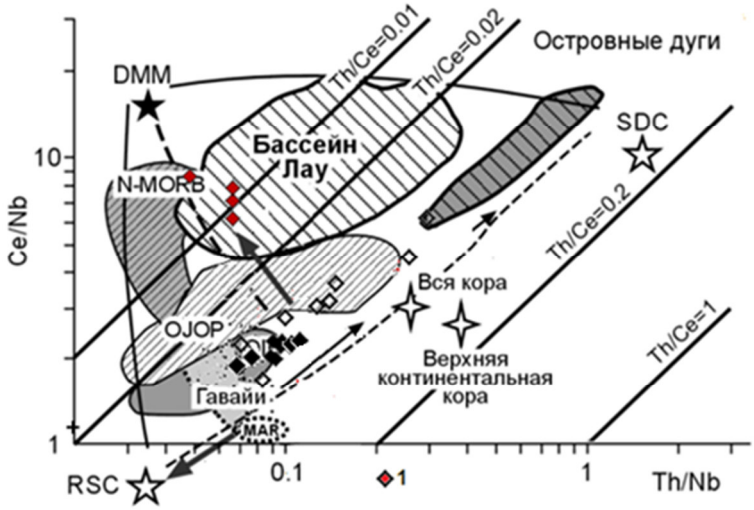

Рис. 4.34. *Бинарная диаграмма Ce/Nb-Th/Nb [Saunders et al., 1988]*

Сплошными линиями показано простое смешение деплетированной мантии (DMM), остаточных компонентов слэба (RSC) и компонентов, полученных при плавлении субдуцирующего слэба (SDC). Штриховой линией и тонкими стрелками показано простое отделение расплава и образование DMM, RSC и SDC (по:[Saunders et al., 1988]). Жирные стрелки — пути смешения компонентов RSC, DMM и PM (примитивная мантия). Данные по океаническим плато, Науру, Онтонг-Джава (OJOP) и бассейну Лау взяты (по: [Floyd, 1989], [Hemmond et al., 1993] и [Ewart et al., 1994] соответственно).

Данные для Срединно-Атлантического хребта (MAR) и островных дуг (по: [Saunders et al., 1988, 1991] соответственно). Данные для PM, NMORB, EMORB и OIB взяты из работ (по:[Sun & McDonough, 1989]), для всей коры и верхней континентальной коры (по: [Taylor & McLennan, 1985)]. Поля для Гавайских островов и атоллов Онтонг-Джава построены, по базе данных GEOROC. 1 – вулканиты балгашокинской свиты.

Остальные условные обозначения см. на рис. 4.15

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Полимиктовый и олигомиктовый серпентинитовые меланжи района гор Агырек и Кызылтумсык

Вещественный состав

Серпентиниты, слагающие основной объем меланжей, темно-серые, брекчированные, часто рассланцованные, с зеркалами скольжения, нередко до сланцев, хлоритизированы, оталькованы и карбонатизированы. Основная масса сложена лизардитом, хризотилом и хризотил-асбестом. По составу отвечают преимущественно гарцбургитам, содержащим ортопироксен (20 %), клинопироксен (3 %) и шпинель (2 %), реже дунитам. Первичные минералы практически не сохранились, редкие реликты оливина характеризуются низкой железистостью (Fa=10), энстатит замещен баститом. В массивных будинах они характеризуются пойкилитовыми структурами, причем крупные (3 мм) зерна бастита содержат идиоморфные кристаллы (0.2 мм) серпентинизированного оливина. Серпентинитовые меланжи района гор Агырек и Кызылтумсык нередко содержат гранат (5-15 %). Шпинелиды из серпентинитов гор Агы-

рек титанистые и более железистые, чем таковые гор Кызылтумсык и, как правило, образуют ксеноморфные зерна (0.4-0.6 мм).

Габбро-амфиболиты офитовые, неравномернокристаллические мелкозернистые, массивные, рассланцованные. Минеральный состав: плагиоклаз (55 %), пироксен (40 %), магнетит (3 %). Неизмененный пироксен сохраняется редко, он замещен бесцветным, светло-зеленым уралитом (cNg=10-120, Ng-Np= 0.016 +0.002), травяно-зеленой роговой обманкой с ясно выраженным плеохроизмом (cNg=18-200; Ng-Np=0.024, 2V=780 (-)). Игольчатый, шестоватый бледно-зеленый актинолит (cNg=10-150, Ng-Np=0.020) замещает роговую обманку, по ней нередко развит бледно-зеленый хлорит. Плагиоклаз – деанортитизированный олигоклаз (An 22-30). Он пелитизирован, соссюритизирован, альбитизирован, калишпатизирован, карбонатизирован. Амфиболиты бластомилонитовые содержат клинопироксен (30 %), амфибол (60 %), плагиоклаз (10 %) и изредка встречается глаукофан. Последний распространен в мелкозернистой милонитизированной массе амфибола и замещает по краям обломки зерен роговой обманки, иногда проникая внутрь зерен по трещинам.

Габброиды темно-серые, массивные, полосчатые, часто брекчированы, катаклазированы, но с хорошо сохранившимися габбровой, офитовой, субофитовой, панидиоморфнозернистой структурами с небольшим идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к клинопироксену. В них интенсивно развит актинолит, эпидот, прожилки пренита, кварца, вплоть до пород, нацело сложенных этими минералами в сочетании с гранатом и сфеном. В таких случаях развиты гранобластовые структуры, гнейсовидные и сланцеватые текстуры. Акцессории представлены хромшпинелью, титаномагнетитом, сфеном и апатитом. Редко встречаются феррогаббро-диабазы с содержанием магнетита и лейкоксена до 10 %.

Петрогеохимия

Серпентиниты по химическому составу четко разделяются на две группы, что обусловлено модальным содержанием граната, но в целом они отвечают метаморфическим перидотитам. Безгранатовые серпентиниты обеднены легкоплавкими компонентами (Ca, Al, Ti и щелочами), их содержания не превышают 3 %. Величина отношения MgO/ (MgO +$FeO_{общ}$) относительно постоянная (0.83-0.85), железистость (100*$Fe2^{+}$ / (Fe^{2+} +Mg)) изменяется от 9.2 до 11.5, что указывает на невысокую степень фракционирования родоначальной магмы. Гранатсодержащие серпентиниты обогащены Al_2O_3 (5.6-8.05 мас. %), $FeO_{общ}$ (9.4-13.2 мас. %) и TiO_2<1.45 мас. % при низких устойчивых концентрациях CaO (0.5 мас. %), редко его концентрации достигают 2.66 мас. % в карбонатизированных разновидностях. Для обеих групп пород характерны повышенные концентрации P_2O_5<0.15 мас. %, что определяет их петрохимическую специализацию.

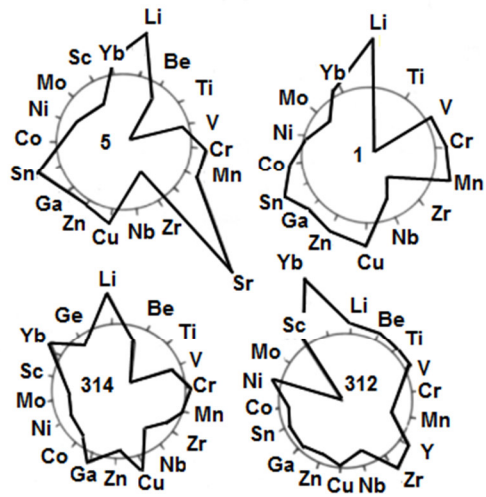

Рис.4.35. *Круговые диаграммы содержаний элементов-примесей, нормированных относительно кларковых содержаний перидотитов (по: [Инструкция…, 1983])*

5 – карбонатизированные серпентиниты; 1 – серпентиниты; 314 – гранатсодержащие гарцбургиты; 312 – high-Ti габбро

Следует отметить, что среди серпентинитов района гор Кызылтумсык и Косгомбай присутствуют и низкофосфористые разновидности, в которых концентрации P_2O_5 не превышают 0.01 мас. %.

Серпентиниты обеднены литофильными элементами (Be, Ti, V, Zr, Nb); Y отсутствует, но они обогащены Li, Cr, в них также повышено содержание халькофильных (Cu, Zr, Ga, Sn, реже Co) и понижены концентрации сидерофильных (Co, Ni, Mo) элементов, что наглядно демонстрируют круговые диаграммы (рис. 4.35). Содержание Pt значительно ниже кларка (0.088-0.096 г/т) ультраосновных пород. В карбонатизированных серпентинитах повышены концентрации Sr, K, что связано, по-видимому, с глубинным метасоматозом перидотитов [Балашов, 1985].

Геохимическая роза гранатсодержащих серпентинитов отличается низкими содержаниями литофильных элементов, халькофильная группа нестабильна, понижены концентрации Zn, а Sn отсутствует, поведение элементов сидерофильной группы аналогично таковым в безгранатовых серпентинитах (рис. 4.35). Гарцбургиты содержат низкожелезистый оливин (Fa9.7-10.4). Cr-шпинелиды хромитовых дунитов отвечают high-Cr# (0.75-0.58 %) и умереннотитанистым (TiO_2 <0.29 мас. %) феррихромпикотитам.

Габброиды характеризуются высокой степенью фракционирования, выражающейся в смене составов в пределах отдельных будин. По характеру распределения основных петрогенных компонентов габброиды можно подразделить на две группы: low-K (K_2O<0.20 мас. %) и med-K (K_2O<0.92 мас. %). Для обеих групп характерны высокие содержания >18.02 мас. % Al_2O_3, который в low-K достигает 21.13 мас. %. Габброиды первой группы несколько обогащены >0.23 мас. % TiO_2, они более железисты (Fe# <34.2 %), но менее магнезиальны <8.47 мас. % MgO, чем med-K. В low-K габброидах закономерно с ростом глинозема увеличиваются концентрации Ti и коэффициент железистости, которые достигают максимума в high-Al (Al_2O_3 =21.13 мас. %) соответственно 0.92 и 49.6. В составе med-K группы выделяются low-Al (Al_2O_3=15.85 мас. %) габброиды с относительно повышенными концентрациями P_2O_5 (0.07 мас. %). Габброиды первой группы (low-K) отвечают умеренно низкотитанистым толеитам островодужных серий, а второй группы (med-K) – низкотитанистым островодужным сериям с известково-щелочным уклоном. Будины габброидов, габбро-диабазов и диабазов из серпентинитовых меланжей не комплементарны по петрогеохимическому составу.

Спилит-офиолиты северных отрогов гор Толпак

Вещественный состав

Породы ультрамафитовой зоны. Гарцбургитовые серпентиниты имеют порфировидный облик, обусловленный крупными (1-2 мм) зернами ортопироксена (15-20 %), клинопироксена (5 %), погруженными в мелкозернистую серпентиновую массу.

Первичные минералы не сохранились, оливин замещен серпентином, ортопироксен – энстатит; образует зерна двух генераций. Преобладают крупные, вытянутые вдоль спайности кристаллы, реже изометричной формы с врастками клинопироксена.

Реже отмечается энстатит второй генерации, образующий мелкие ксеноморфные зерна, вытянутые перпендикулярно к трещинам спайности. Состав ортопироксенов обеих генераций близок между собой. Клинопироксен слагает ксеноморфные зерна, нередко карбонатизированные. Серпентин основной массы отвечает лизардиту, серпофит-, клинохризотил-лизардиту, хризотилу, хризотил-асбесту, баститу.

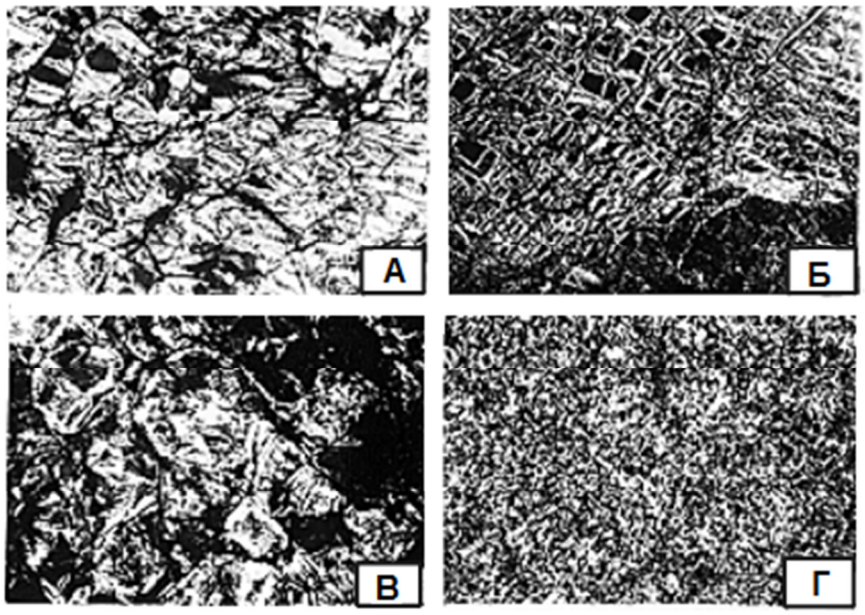

Рис. 4.36. *Микроструктуры перидотитов спилит-офиолитов северных отрогов гор Толпак*

А – аподунитовый лизардитовый серпентинит ленточной структуры, шл. 290-2, ник.+, увел. 36; Б – апогарцбургитовый серпофит-лизардитовый серпентинит четырехугольно-петельчатой структуры, шл. 306, ник.+, увел. 27; В – аподунитовый серпентин реликтовой полигонально-зернистой крупнопетельчатой структуры, шл. 131-5, ник.+, увел. 36; Г – аподунитовый антигоритовый серпентин перекрестно-пластинчатой структуры, шл. 290-6, ник. +, увел. 36

Дунитовые серпентиниты по составу подразделяются на лизардитовые и клинохризотил-лизардитовые и характеризуются ленточной и петельчатой структурами (рис. 4.36(Б)). Акцессорные минералы в гарцбургитах и дунитах представлены ксеноморфными зернами шпинели до 5 % и вторичным магнетитом.

Вебстериты крупно-, среднезернистые полнокристаллические, состоят преимущественно (70-80 %) из крупных (до 1 мм) кристаллов бронзита с примесью диопсида и бесцветного актинолит-тремолита и шпинели. Диопсид нередко образует вростки в бронзите.

Породы переходной зоны. Верлиты и оливиновые клинопироксениты коричневато-серые, темно-зеленые массивные, но чаще полосчатые. Минеральный состав постоянен, хотя количественные соотношения между минералами варьируют. Они состоят из оливина (10-60 %), клинопироксена (30-80 %), ортопироксена (5 %) и акцессориев (1-3 %). Оливин на 80-90 % серпентинизирован, серпентин сложен петельчатым лизардитом, нередко сохраняются округлые очертания зерен оливина, но в основном он заполняет пространство между зернами клинопироксена. Последний образует зерна таблитчатой формы, размером 0.2-0.3 мм, но чаще всего крупные (2-10 мм), трещиноватые; трещины выполнены серпентином. По составу отвечают диопсиду, реже эндиопсиду. Ортопироксен образует ксеноморфные слегка буроватые зерна (cNg=0-90), замещенные баститом. Акцессории представлены шпинелью, образующей идиоморфные октаэдрические зерна (до 0.8 мм).

Дунитовые серпентиниты красновато-коричневые массивные, содержат до 3

% клинопироксена. По составу преобладают антигоритовые с перекрестно-пластинчатой структурой, реже лизардитовые разности (рис. 4.36(Г)). В наименее серпентинизированных дунитах отмечается реликтовая полигонально-крупно-петельчатая структура (рис. 4.36(В)), указывающая на их кумулятивную природу. Акцессории хромшпинели образуют идиоморфные зерна.

Диопсидиты светлые, светло-зеленые, средне-, крупнозернистые, гипидиоморфнозернистые. Они имеют диаллаговую отдельность, по оптическим характеристикам обладают низкой железистостью (Fs=6), замещены бурой роговой обманкой, нередко по ним развиты бесцветные листоватые агрегаты тремолита.

Габбро-нориты, керсутитовые габбро–пегматоидные, крупно- и гигантозернистые, состоят из плагиоклаза (50-60 %), клинопироксена (30-40 %), ортопироксена (10-40 %), роговой обманки (5 %), оливина (5 %), акцессории не превышают 3 %. Лабрадор (An 53-62) интенсивно серицитизирован, пренитизирован, встречается в виде крупных зерен, выполняющих интерстиции между кристаллами пироксена. Клинопироксен – салит, а в оливинсодержащих разностях отвечает диопсиду, образует призматические кристаллы с тонкой диаллаговой отдельностью. Он чаще всего замещен уралитом, реже актинолитом. Бронзит также образует кристаллы призматического и таблитчатого габитуса, замещенные баститом. Оливин (Fa 26) сохраняется только в ядрах зерен размером до 0.2 мм в центральных частях петель серпентина. Акцессории, в основном, представлены магнетитом и шпинелью. Из искусственного шлиха выделен циркон. Циркон практически прозрачен, светло-оранжевый и бесцветный, имеет правильные кристаллографические формы; габитус изометричный, гиацинтовый, копьевидный, при-зматический.

Породы мафитовой зоны. Габброиды серые, темно-серые, мелко-, средне- и крупнозернистые, полосчатые, массивные, состоят из плагиоклаза (40-50 %), орто- и клинопироксена (0-45 %), роговой обманки (5-10 %) и акцессориев (3 %). Плагиоклаз слабо зональный битовнит-лабрадор, битовнит с изменяющимся содержанием An 71-87 вверх по разрезу. Клинопироксен призматический, в краях ксеноморфен к плагиоклазу, зональный, с диаллаговой отдельностью, по составу салит и авгит. Ортопироксен – кумулат, реже интеркумулат, по составу отвечает бронзиту, замещен серпентином и хлоритом. Роговая обманка представлена коричневой разновидностью, цементирующей плагиоклаз-пироксеновый кумулат, частично замещающей клинопироксен. Микроструктуры: гранобластовые, мозаичные, пятнистые, трахитоидные. Габброиды нередко родингитизированы. В них плагиоклаз замещен тонкозернистым агрегатом гроссуляра, хлорита, эпидота. Внутренние части плагиоклаза замещены гроссуляром, а внешние оторочки выполнены хлоритом.

Вебстериты – зеленовато-серые, иногда с коричневатым оттенком среднезернистые, равномернозернистые породы. Основную массу слагает бронзит (75 %), 20 % приходится на энстатит-диопсид, который нередко образует вростки в ортопироксене. Оливин (5 %) всегда ксеноморфен, замещен серпентином.

Клинопироксениты имеют светло-зеленую окраску, средне-, мелкозернистые; сложены диопсидом, близким по составу диопсиду габброноритов. Постоянно отмечается ортопироксен (10 %), замещенный серпентином. Плагиоклаз (15-29 %) по составу отвечает лабрадору (An 54). В небольших количествах отмечается бурая роговая обманка.

Диориты светло-серые, пятнистые, средне-, мелкозернистые, гипидиоморфно-зернистые, местами порфировидные. Они сложены альбитизированным плагиоклазом (70 %), зеленовато-серой роговой обманкой (25 %), часто замещенной актинолитом, хлоритом, эпидотом, а также кварцем (3-5 %) и магнетитом (2 %). Кварцевые диориты и трондъемиты отличаются друг от друга содержанием кварца (от 10 до 25 % соответственно) и цветным числом. Структура пород гипидиоморф-

нозернистая, в разновидностях с высоким содержанием кварца, как правило, гранофировая. Плагиоклаз – зональный андезин-олигоклаз (An 15-45), обычно либо альбитизирован, либо соссюритизирован. В ассоциации с альбитизированным плагиоклазом широко развит эпидот. Роговая обманка образует длиннопризматические, зеленовато-серые кристаллы. Они сохраняются редко и обычно замещены грязно-зеленым игольчатым актинолитом либо хлоритом. Реже отмечаются кристаллы хлоритизированного биотита. Кварц слагает ксеноморфные зерна, распределены они неравномерно. В разновидностях, содержащих более 25 % кварца, развиты симплектитовые сростки с альбитом. Акцессории представлены титаномагнетитом, ассоциирующим с роговой обманкой, сфеном и апатитом.

Кварцевые диабазы – массивные, пятнистые, такситовые с диабазовой и лепидобластовой структурой. Альбит (An 9) образует узкие вытянутые лейсты, реже - таблитчатый. С появлением в интерстициях более 5 % кварца диабазы переходят в микродиориты. Плагиоклаз в них полностью представлен альбитом, клинопироксен замещен волокнистым амфиболом. В отдельных шлифах отмечаются длиннопризматические зерна роговой обманки, замещенные агрегатом хлорита, и вторичного магнетита.

Петрогеохимия

Серпентиниты ультрамафитовой зоны обеднены легкоплавкими компонентами, что дает основание рассматривать их как истощенные перидотиты. Отношение $MgO/(MgO+FeO_{общ})$ в них изменяется от 0.71 до 0.82, что в среднем ниже, чем в метаморфизованных перидотитах (0.85-0.86), но совпадает с таковыми отношениями ультраосновных кумулатов (0.70-0.80) [Колман, 1979]. Отношение MgO/SiO_2 в перидотитах стабильно меньше единицы (0.83-0.95), что также не характерно для метаморфических перидотитов.

Судя по высокому содержанию нормативного ортопироксена (23-36 %), высокой хромистости шпинели (60 %) и низкой концентрации фосфора (<0.01 мас %, лишь в одной пробе отмечено до 0.05), серпентиниты отвечают низкофосфористым надсубдукционным гарцбургитам с Fe#=10.8-13.4. В пойкилитовых гарцбургитах и кумулятивных дунитах отношение $MgO/(MgO+FeO_{общ})$ составляет соответственно 0.71, 0.71-0.73 при их Al_2O_3 =0.75-2.28 мас. %.

Перидотиты переходной зоны характеризуются, по отношению к породам ультрамафитовой зоны, более высокой железистостью (13.5-18.8) и низкими отношениями MgO/SiO_2=0.57-0.88.

Габбро и габбронориты, ассоциирующие с перидотитами, по содержанию основных петрогенных компонентов отвечают low-Ti/Fe (TiO_2<0.23 мас. %, $FeO_{общ}$<7.37 мас. %) толеитам, а high-Al (Al_2O_3>20.1 мас. %) пегматоидные керсутитовые габбро с суммарным содержанием щелочей (<2.52 мас. %) приближаются к составу пород известково-щелочной серии.

Перидотиты недонасыщены когерентными элементами (Cr>965 г/т; Ni=502-1383 г/т; Co=97-156 г/т; V=52-75 г/т), слабо обогащены элементами халькофильной группы (Cu=26-37 г/т, Zn=8-21 г/т, Ge=1.2-1.8 г/т) и Y<6 г/т и имеют относительно пониженные концентрации некогерентных элементов (Nb=5 г/т, Yb<1 г/т), а также Ti<130 г/т. Концентрации фосфора ниже предела чувствительности анализа.

Петрогеохимический состав габброидов мафитовой зоны слабо изменчив. Это low-Ti/Fe (Ti_2O<0.29 мас. %, $FeO_{общ}$ <8.25 мас. %), high-Ca (CaO<15.34 мас. %) магнезиальные (MgO<10.63 мас. %), умеренноглиноземистые (Al_2O_3<17.92 мас. %), низкофосфористые (P_2O_5<0.01 мас. %) толеиты по [Irvine & Baragar, 1971].

Кварцевые диориты характеризуются повышенными концентрациями <0.90 мас. % K_2O и =1.45 мас. % TiO_2, распределение микроэлементов аналогично кварцевым диабазам.

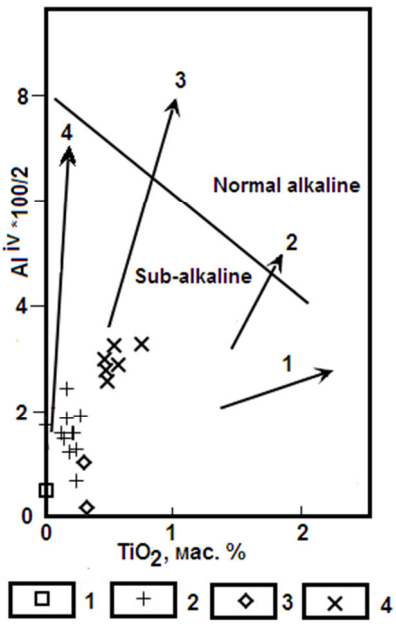

*Рис. **4.37.** Ковариационная диаграмма Alz=($Al^{iv*100/2}$) -TiO2 клинопироксенов террейна Центральный Толпак. 1-вебстериты ультрамафитовой зоны, 2-верлиты и 3-габброиды переходной зоны, 4-габброиды мафитовой зоны*

Тренды: 1 –перидотитов океанических хребтов, 2 – палеозойских офиолитовых комплексов, 3–островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов (по: [Loucks., 1990]), 4 – перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых спрединговых бассейнов (по: [Степанец, 2012]). Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы (по: [LeBas, 1962])

Петрохимия породообразующих пироксенов, акцессорных и рудных хромшпинелидов

Клинопироксен ($Wo_{45}En_{44,2}Fs_{10,8}$) цирконсодержащих пегматоидных габброноритов относительно клинопироксена ($Wo_{46,2}En_{45,8}Fs_8$) габброидов переходной зоны слабо обогащен Na_2O (0.45-0.88%), Cr_2O_3 (0.23%) и более железистый (Fe#=18.33-19.56), однако это несколько ниже, чем в клинопироксене и ортопироксене вебстеритов ультрамафитовой зоны, крайне обедненных TiO_2.

Уровень железистости клинопироксена ($Wo_{46,6-47,6}$ $En_{45,8-47,5}$ $Fs_{5,1-7,6}$) верлитов основания переходной зоны значительно ниже и изменяется от 9.8 до 14.4. Наиболее высокая Fe#= 19.2-21.9 отмечена в клинопироксенах ($Wo_{48-46.2}$ $En_{41-42.4}$ $Fs_{10-11.4}$) габброидов мафитовой зоны, в которых уровень концентраций Na_2O, Cr_2O_3 ниже предела чувствительности анализа при высоком содержании TiO_2 (0.75%).

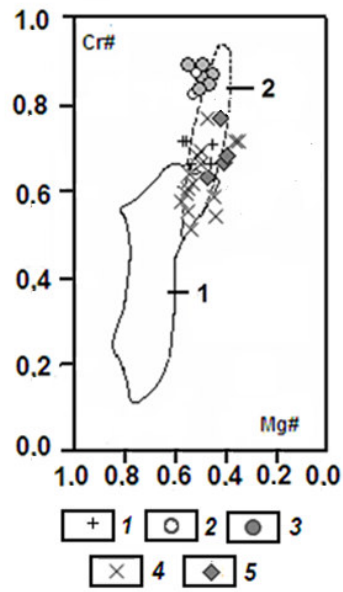

Рис. 4.38. Диаграмма отношений Cr#-Mg# шпинелидов

1 — абиссальные перидотиты (по: [Rampone et al., 1993]); 2 — перидотиты Идзу-Бонин-Марианской островной дуги (по: [Ishii et al., 1992]); 1 — перидотиты и 2 — хромитовые дуниты террейна Центральный Толпак; 3 — хромитовые дуниты террейна Майсор; 4 — перидотиты террейна Северный Толпак; 5 — перидотиты серпентинитового меланжа Агырекских гряд

Клинопироксены габброидов и перидотитов содержат мало Al_2O_3 и TiO_2

(табл. 4.7-4.9), что указывает на их надсубдукционную природу (рис. 4.37), этому не противоречит и последовательность кристаллизации минеральных фаз. В офиолитах надсубдукционных комплексов клинопироксен кристаллизуется раньше плагиоклаза, тогда как в офиолитах срединно-океанических хребтов имеют место обратные соотношения [Пирс и др., 1987].

High-Cr# (0.76-0.81) кумулаты шпинелидов (табл. 4.10) хромитовых дунитов основания переходной зоны обеднены Al_2O_3 (8.80-11.98%), в то время как ксеноморфные зерна шпинелидов гарцбургитов и дунитов ультрамафитовой зоны характеризуются пониженной Cr# (0.56-0.66) и высоким содержанием $Al_2 O_3$ (16.30-22.03%).

Фигуративные точки Cr-шпинелидов на геодинамической диаграмме Cr#-Mg# (рис. 4.38) ложатся в область надсубдукционных комплексов, перекрывая значительную часть диапазона шпинелидов Идзу-Бонин-Марианской островной дуги. Рудные шпинелиды характеризуются высокой Cr# (табл. 4.10).

Серпентинитовый меланж района озера Майсор

Вещественный состав

Серпентинитовый меланж. Серпентиниты темно-серые брекчированные, рассланцованные, в подошве покровов до милонитов. Петельчатый лизардитовый серпентин, слагающий основной объем серпентинитов, нередко замешен листоватым, пластинчатым антигоритом, бледно-зеленым хлоритом, реже – пикролитом волокнисто-призматического сложения. Антигоритовые, антигорит-лизардитовые, лизардит-хлоритовые серпентиниты оталькованы и карбонатизированы. По составу серпентиниты отвечают гарцбургитам, содержащим ортопироксен (20-35 %), хромшпинель (1-2 %), и дунитам, обогащенным хромшпинелью (5-10 %). Реликты ортопироксена округлые, вытянутые, иногда в массе серпентинизированного оливина агрегаты зерен ортопироксена сильно растянуты и достигают 0.8 см по удлинению. Шпинель представлена двумя типами зерен: первые – крупные до 3 мм, ксеноморфные, обычно катаклазированные, растащенные и замещены магнетитом; вторые – мелкие дендритовидные, лапчатые. В дунитовых серпентинитах кумулаты хромшпинели подчеркивают расслоенность, форма зерен округлая, реже квадратная. По составу отвечают феррихромпикотиту.

Верлиты–коричневато-серые, темно-зеленые породы, средне-крупно-зернистые, массивные, но чаще полосчатые. Верлиты сложены клинопироксеном (55 %), ортопироксеном (2-5 %), оливином (45 %), замещенным антигоритом, реже–петельчатым лизардитом. Разности, содержащие петельчатый лизардит, сохраняют округлые очертания зерен оливина. Хромистый диопсид таблитчатый, зерна его крупные (до 2-4 мм), с тонкой диаллаговой отдельностью. Трещины выполнены серпентином и пропитаны магнетитовой пылью. Ортопироксен образует ксеноморфные, слабо буроватые зерна, замещенные баститом. Некоторые антигоритовые разновидности не содержат магнетит и составляют группу немагнитных пород. Акцессории представлены шпинелью, образующей идиоморфные октаэдрические зерна (0.3-0.7 мм).

Клинопироксениты гипидиоморфнозернистые, средне-, крупнозернистые, светло-зеленые, светлые, сложены хромистым диопсидом.

Габброиды темно-серые, серые, средне-, крупнозернистые, полосчатые, брекчированные, содержат клинопироксен (30-45 %), плагиоклаз (40-50 %), ортопироксен (10 %), акцессории (2 %). Диопсид образует призматические кристаллы с тонкой диаллаговой отдельностью, замещен уралитом, реже актинолитом. Лабрадор (An 60-62), серицитизирован, пренитизирован, слагает крупные кристаллы, выполняющие интерстиции между диопсидом. Бронзит таблитчатого,

призматического габитуса, замещен баститом. Акцессории представлены магнетитом и шпинелью.

Габбро интенсивно родингитизированы, участками нацело–до родингитов; последние массивные, скрытокристаллические, аморфные. По составу выделяются: плагиоклаз-скаполитовые, гроссуляровые, гроссуляр-везувиановые, переходы между этими разновидностями постепенные. Плагиоклазовые и плагиоклаз-скаполитовые разновидности белые, светло-серые, гроссуляровые бледно-зеленые, зеленые, везувиановые сиреневые и фиолетовые.

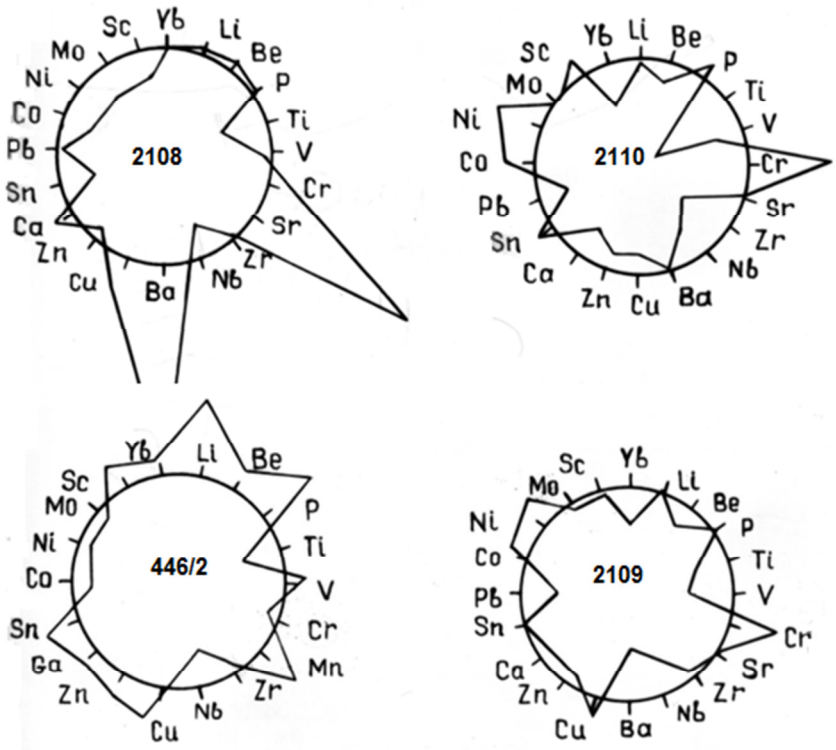

Рис. 4.39. *Содержания элементов-примесей ультрамафитов, нормированных относительно кларковых содержаний перидотитов (по: [Инструкция…, 1983])*

2108 – серпентиниты; 2110 – пироксениты; 446/2 – верлиты; 2109 – габбро

Петрогеохимия

Офиолиты Майсора характеризуются феннеровским типом дифференциации основных петрогенных компонентов. Дунитовые и гарцбургитовые серпентиниты по распределению основных петрогенных компонентов близки друг к другу.

По содержанию легкоплавких компонентов они отвечают истощенным перидотитам. Суммарные содержания Al, Ca и щелочей не превышают 2 мас. %. Среднее отношение $MgO/(MgO+FeO_{общ})$ составляет 0.83, что несколько ниже, чем в метаморфических перидотитах [Колман, 1979], железистость колеблется от 8.78 до 10.80 и очень редко достигает 11.94, колебания отношений Al_2O_3/MgO =0.01-0.03 и CaO/Al_2O_3=0.5-0.8 не дифференцированы.

Концентрации TiO_2 ультрамафитов Майсора значительно выше, чем в петрологических аналогах островодужных офиолитов. Высокая хромистость (Cr# =0.77-0.82) хромшпинели перидотитов

указывает на их образование в рифтах спредингового задугового бассейна. Высокие концентрации TiO_2 ультрамафитов не противоречат этому [Пирс и др., 1987]. По содержанию P_2O_5 (0.009 мас. %) все они низкофосфористые породы. Геохимическая специализация серпентинитов Майсора определяется отсутствием Y. Они обеднены Ti (0.19 г/т), V (38 г/т), Nb (5.2 г/т); содержания Yb (0.8 г/т), Li, (13 г/т) Be (0.12 г/т), Zr (11 г/т) приближаются к кларковым (рис. 4.39). Серпентиниты недонасыщены элементами сидерофильной (Co (117 г/т), Ni (1020 г/т), Cr (2410 г/т), Mo (1.1 г/т)) группы.

Перидотиты слоистого разреза, в отличие от истощенных перидотитов матрикса серпентинитового меланжа, обогащены легкоплавкими компонентами. Верлиты пересыщены CaO (9.29-12.26 мас. %), но несколько недонасыщены Al_2O_3 (1.9-3.07 мас. %). Гарцбургиты, наоборот, обеднены Ca (CaO=0.50 мас. %) и несколько пересыщены Al (Al_2O_3=1.46-4.6 мас. %), что связано, по-видимому, с присутствием в них хромшпинели. Te и другие обладают высокой железистостью.

Верлиты незначительно обогащены элементами халькофильной группы (Cu (22 г/т), Zn (41 г/т), Pb (1.3 г/т)), содержания литофильных и сидерофильных элементов крайне непостоянны, так Li, P ниже чувствительности анализа, а Ti (80 г/т), Zr (15 г/т), Nb (5.6 г/т), Mo (1.4 г/т) и элементы группы железа понижены (рис. 4.39). Тогда как в пироксенитах их концентрации повышены, остальные элементы ниже кларка или приближаются к нему. Важно отметить, что все перидотиты, независимо от их положения в разрезе, лишены иттрия, что определяет геохимическую специализацию кумулятивных перидотитов, фракционирующих по феннеровскому типу [Степанец, 1992].

Клинопироксениты верлитов, пироксенитов и габбро расслоенной части массива Майсор ложатся на тренд клинопироксенов хромитсодержащих перидотитов задуговых бассейнов (рис. 4.40).

Расслоенные габброиды отвечают low-Ti/Fe породам бонинит-марианитовой серии с крайне низкими концентрациями <0.016 мас. % P_2O_5 при крайне высоком отношении CaO/Al_2O_3=1.89-0.70 и высоких концентрациях Cr (684 г/т), Ni (473 г/т), Nb (7 г/т), V (61 г/т), Cu (107 г/т), что не исключают и составы клинопироксенов, пересчитанные на атомные отношения (рис. 4.41).

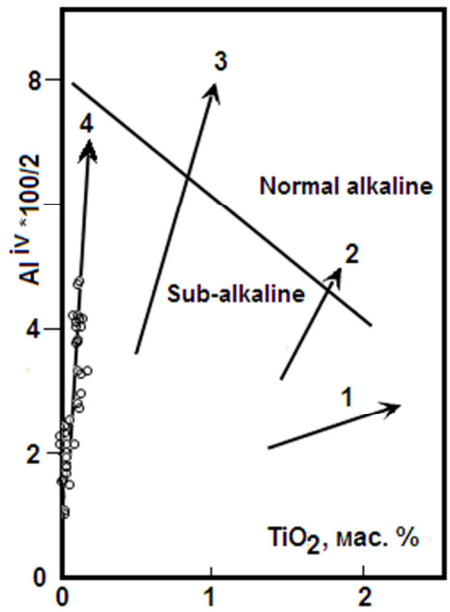

Рис. 4.40. *Ковариационная диаграмма $Alz=(Ali^{v*100/2})$ - TiO_2 клинопироксенов верлитов и пироксенитов серпентинитового меланжа района озера Майсор (по: [Степанец, 1992])*

Тренды: 1 –перидотитов океанических хребтов, 2 – палеозойских офиолитовых комплексов, 3–островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов (по: [Loucks., 1990]), 4 – перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых спрединговых бассейнов (по: [Степанец, 2012)]. Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы (по: [LeBas, 1962])

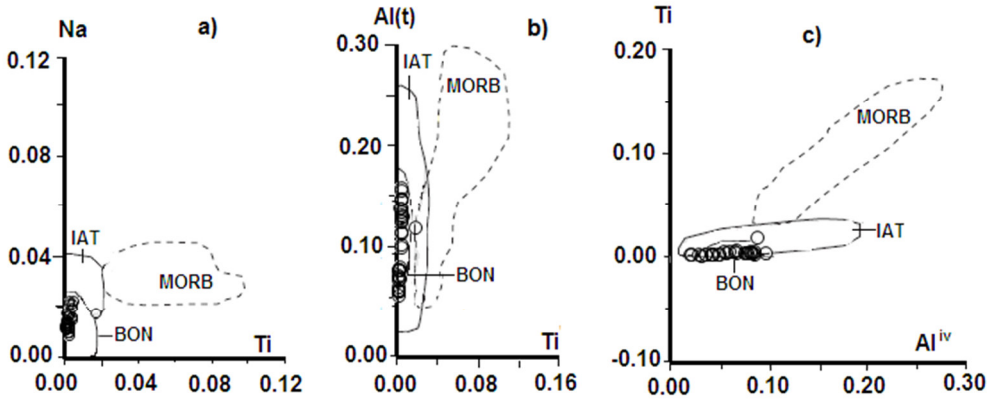

Рис. 4.41. *Ковариационные диаграммы клинопироксенов расслоенной части массива Майсор (по: [Степанец, 1992])*

Поля: IAT– островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов (по: [Beccaluva et al., 1989]); а- Na - Ti (атомные отношения); б- Al(t) - Ti (атомные отношения); в – Ti - Aliv (атомные отношения)

ОБСУЖДЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Результаты петрогеохимических исследований показали, что раннекембрийские вулканиты Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, ранее сопоставляемые с базальтами второго океанического слоя [Антонюк, 1974 и многие др.], океанических островов [Хераскова, 1986; Дегтярев и др., 2008] и континентальных рифтов [Степанец, 1992], имеют петрологическое сходство с внутриплитными вулканитами, характеризующимися общими геохимическими признаками базальтов производных компонента EMII. Большинство исследователей [Zindler & Hart, 1986] рассматривают компонент EMII как индикатор континентальной коры, включая и океанические осадки [Hofmann, 1997].

Высокие концентрации HFSE, REE и, прежде всего, Th, U, Pb [Hofmann et al., 1986] базальтов балкыбекской свиты и верхнего кембрия не исключают их образование в пределах континентального сегмента задугового бассейна или значительного влияния континентальных блоков предыдущего цикла континентального рифтогенеза. На образование базальтов нижнего и верхнего кембрия над зоной субдукции указывают высокие значения отношений Pb, Th, Nb, Zr, флюктуации когерентных элементов (Cr, Ni, Co) и магния.

Высокая доля сиалического компонента в составе дарривилских high-Zr щелочных базальтов указывает на значительный объем отслоившейся нижней части мантии континентальной литосферы, вовлеченной в конвективный поток [McKenzie & O`Nion, 1983]. Предполагается, что такие отслоения могут происходить в результате воздействия флюидов, отделяющихся от пододвигаемой океанической плиты в зону субдукции [Tatsumoto et al., 1992].

Наиболее вероятной геодинамической моделью образования нижнекембрийских базальтов балкыбекской свиты и верхнего кембрия, дарривилских high-Zr щелочных базальтов, по-видимому, является магматическая деятельность, протекавшая под влиянием Палеозийского холодного суперплюма [Maruyama, 1994], происхождение которого увязывается с продолжительными процессами субдукции океанической плиты под суперконтинент Гондвана. Эти процессы способствовали образованию интенсивно обводненной верхней мантии.

Важную роль в таких магматических системах играет морская вода, поставля-

емая в зону субдукции океанической плитой. Высокий уровень концентраций галогенов в морской воде может вызвать вторичную дифференциацию мантийного вещества [Степанец, 2008а], которая способствует резкому снижению когерентных элементов, магния и повышению натрия в базальтах задуговых бассейнов, что четко прослеживается в изученных кембрийско-ордовикских вулканитах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы. Такие вулканиты также имеют геохимические черты сходства как с внутриплитными, так и с островодужными базальтами, что выражается Sr и Ta-Nb минимумами на фоне высоких концентраций LILE, HFSE и REE.

Результаты петрогеохимических исследований ордовикских базальтов кремнисто-вулканогенных комплексов, чьи террейны широко развиты в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, показали, что они также не являются аналогами MORB, а повышенные концентрации HFSE, LILE, Nb минимум и резко выраженные колебания Ni, Cr, Co и Mg сближают их с BABB и IAB.

Относительно повышенный уровень содержания Nb, а также невысокий уровень концентраций Y, Zr, Sr и петрохимическая специализация ордовикских вулканитов указывают на их сходство с вулканитами котловины Сикоку и Марианского хребтов Филиппинского моря, [Soto et al., 2002; Pearce et al., 2005].

В пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы в настоящее время неизвестны примеры описания островодужных вулканитов производных DMM, столь характерных для внутриокеанических островодужных систем [Hergt & Farley, 1994; Pearce et al., 1995], что исключает их сопоставление с внутриокеаническими островодужными комплексами Лау-Тонга-Кермадекского архипелага и Южных Сандвичевых островов.

Широкий спектр магматических серий, относительно разновозрастных осадочно-вулканогенных террейнов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, свидетельствует об их перемещении из различных магматических центров задугового сиалического спредингового бассейна. Высокий уровень содержания Pb во флоских базальтах гор Агырек и в субщелочных вулканитах гор Толпак указывает на сиалическую природу задугового бассейна, а повышенные концентрации Nb свидетельствуют о переходном типе (между деплетированной и обогащенной) мантии, вовлеченной в магматические процессы.

Серпентинитовые меланжи, повсеместно ассоциирующие с ордовикскими вулканогенными комплексами в пределах Северо-Западного сектора Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, содержат перидотиты, габброиды и пироксениты с low-Al клинопироксеном, рудные хромиты и шпинелевые перидотиты с широкими вариациями хромистости (Cr# =0.52-0.82), что также указывает на их надсубдукционную природу.

Cr-шпинелиды перидотитов серпентинитовых меланжей данной зоны характеризуются широкими вариациями содержания Cr_2O_3, Al_2O_3. Основной тип изоморфизма данной группы Cr-шпинелидов является Al^{3+}/Cr^{3+} при низких и близких к постоянным концентрациям Ti^{4+} и Fe^{3+}.

Гарцбургиты, верлиты и дуниты, содержащие Cr-шпинелиды с крайне низкими концентрациями TiO_2, отвечают высокодеплетированным мантийным перидотитам. Ассоциирующие с ними хромистые дуниты основания кумулятивного разреза соответствуют деплетированным мантийным перидотитам, что резко отличает их от таковых срединно-океанических хребтов. Хромистые дуниты серпентинитового меланжа района гор Агырек относятся к умеренодеплетированным мантийным перидотитам (рис.4. 42).

Надсубдукционная природа перидотитов и габброидов Северо-Западного сегмента подтверждается составом низкоглинозёмистых и низкотитанистых клинопироксенов (рис. 4.43).

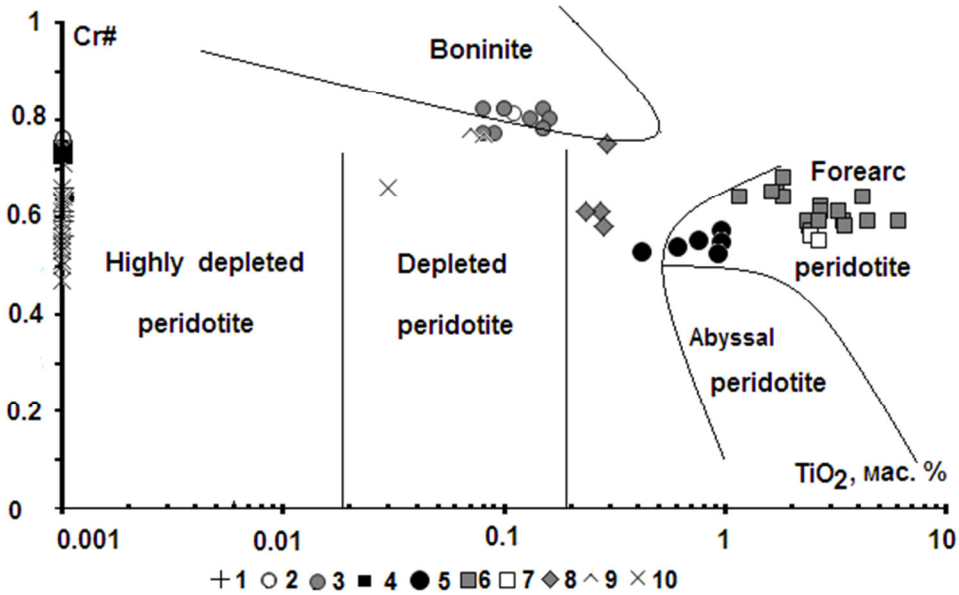

Рис. 4.42. *Диаграмма отношения Cr# к TiO2 для Cr-шпинели перидотитов (по: [Степанец, 1992])*

Поля выделены (по: [Dick, Bullen, 1984; Jan, Windley, 1990; Arai, 1992]); 1 – перидотиты и 2 – хромитовые дуниты террейна Центральный Толпак; 3 – хромитовые дуниты террейна Майсор; 4 – гарцбургиты, 5 –дуниты, 6 – лерцолиты и 7– верлиты паравтохтона Караулшеку; 8 – перидотиты серпентинитового меланжа Агырекских гряд; 9 – хромистые дуниты и 10 – перидотиты террейна Кызылтумсык

Перидотиты и габброиды Центрального Толпака, учитывая петрохимические составы клинопироксенов (рис. 4.43(a)), формировались в островодужной обстановке в результате высокоскоростной субдукции [Степанец и др., 2013]. Габброиды, перидотиты с горизонтами рудных хромитов массива Майсор образовывались в пределах задугового бассейна, что отчетливо демонстрируют ковариантные диаграммы клинопироксенов (рис.4. 43(b)).

Присутствие в составе серпентинитового меланжа гор Агырек офиолитовых брекчий, состоящих из обломков серпентина, биотита, хлорита, хромшпинели и амфибола, указывает, что в процессе дезинтеграции были разрушены породы субщелочного мафит-ультрамафитового комплекса, последние, как известно (см. глава 13), встречаются в пределах Ерейментау-Ниязского кристаллического массива.

Одним из спорных вопросов строения офиолитов Казахстана является отнесение тел диабазов и кератофиров, встречающихся в составе серпентинитовых меланжей, к комплексу параллельных даек. Детальным картированием установлено, что тела диабазов, имеющие признаки комплекса параллельных даек [Антонюк и др., 1977; Проблемы тектоники, 1981], обычно слагают блоки или глыбы в составе серпентинитового меланжа [Степанец, 1988]. Ненарушенные разрезы офиолитов, в которых дайки имели бы активные контакты с вмещающими их породами, известны в пределах паравтохтонов Караулшеку и Базарбай, однако они не представляют собой классический тип комплекса параллельных даек. В этих разрезах простирание тел low-Fe долеритов согласуется с простиранием слоистости габброидов, что характеризует их как силлы, а комплекс этих пород следует рассматривать как «силл в силле» [Степа-

нец, 1988, 1992; Якубчук, Степанец и Герман, 1988].

Особо следует остановиться на проблеме выделения меланократового фундамента в структурах Центрально-Казахстанского супертеррейна. В субслоистой модели строения офиолитов перидотиты ультрабазитовых комплексов трактуются как меланократовый фундамент, на котором накапливаются вулканогенные и терригенные толщи [Coleman, 1977], т.е. в такой схеме строения офиолитовой триады перидотиты являются более ранними образованиями, чем «инициальные» базальты [Ультраосновные породы..., 1988].

В Казахстане меланократовый фундамент впервые был описан Р.М. Антонюком [Антонюк, 1974] в горах Толпак, впоследствии это понятие широко использовалось многими геологами [Якубчук, 1991; Новикова и др., 1993; Дегтярев, 1999; Магретова, 2001; Куренков и др., 2002].

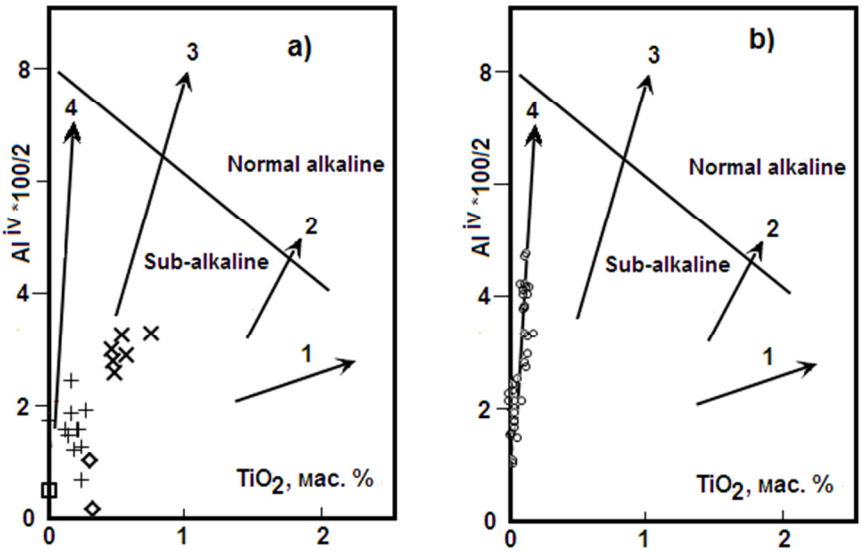

Рис. 4.43. *Ковариационная диаграмма Alz=($Al^{iv*100/2}$) - TiO2 клинопироксенов перидотитов и габброидов массивов: a) Центральный Толпак, b) Майсор*

Тренды: 1 –перидотитов океанических хребтов, 2 – палеозойских офиолитовых комплексов, 3–островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов (по: [Loucks., 1990]), 4 – перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых спрединговых бассейнов (по: [Степанец, 2012]); линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы (по: [LeBas, 1962]).

Остальные условные обозначения см. на рис. 4.37, 4.40

Сегодня вполне очевидно, что офиолиты формируются в различных геодинамических обстановках [Miyashiro, 1975; Добрецов, 1980], на стадии океанического рифтогенеза и над зонами субдукции: в задуговых спрединговых, преддуговых бассейнах и в фундаменте островных дуг [Миясиро и др., 1985; Сондерс и др., 1987; Пирс и др., 1987; Высоцкий и др., 1998, 1999 и многие др.].

В этой связи возникает вопрос: для каких геодинамических обстановок можно использовать понятие «меланократовый фундамент», поскольку мафит-ультрамафиты нередко в крупных аллохтонах и паравтохтонах офиолитов Центрального Казахстана картируются структурно ниже базальтоидных или осадочных комплексов.

Надсубдукционные офиолиты, как известно, отражают тектономагматические процессы, протекающие в активных зонах взаимодействия океан-океан и океан-континент. В таких зонах мафит-ультрамафиты оказываются моложе вмещающей их надсубдукционной плиты или синхронны вновь сформированным вулканоплутоническим рифтогенным комплексам, т.е. в таких структурах термин «меланократовый фундамент» теряет свой первоначальный смысл, который предполагает, что перидотиты и ассоциирующие с ними габбро формировались до излияния «инициальных» базальтов.

Этому противоречат и цифры абсолютного возраста габброидов (477-480 млн. лет) массива Центрального Толпака, где ранее Р.М. Антонюком [Антонюк, 1974] был описан протерозойский «меланократовый фундамент».

Эти цифры не согласуются с выводами [Антонюк, 1974; Хераскова, 1997; Дегтярев, Рязанцев, 2005; Антонюк и др., 2009 и др.] о том, что серпентинитовые меланжи Агырек-Арсаланской аккреционной призмы представляли собой ранее океанический меланократовый фундамент, на котором накапливались вендско-раннекембрийские океанические базальты.

Возраст плагиогранитов, который берется за основу доказательства возраста меланократового фундамента [Атнонюк, 1975; Дегтярев, 2012], по сути своей отражает время образования лейкократовых пород надсубдукционных офиолитов [Степанец, 2008].

Возраст других мафит-ультрамафитовых комплексов, составляющих основу серпентинитовых меланжей Агырек-Арсаланской призмы, остается дискуссионным, поскольку существует много неясностей при интерпретации данных абсолютного возраста, выполненных калий-аргоновым методом [Ляпичев и др., 1981], цифры которого значительно расходятся.

Очевидно, что в настоящий момент мы достоверно можем определить лишь время тектонического внедрения серпентинитовых меланжей в покровно-складчатые структуры Центрального Казахстана, которое фиксируется временем формирования олистостромовых комплексов [Степанец, 1992].

Закрытие Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна и образование Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, судя по времени образования олистостром, происходило в течение второй половины катского яруса верхнего ордовик на протяжении 2.5 млн. лет.

На основе анализа конодонтов в выше описанных кремнистых непрерывных разрезах нижнего и среднего ордовика (флоский – даррривилский ярусы) Н.М. Гридиной выделены три комплекса, последовательно сменяющих друг друга, слоев с фауной. Ниже приведено описание слоев с фауной и сопоставление их с конодонтовой шкалой Балтоскандии [Дубинина, 1990; Lofgren, 1977] и Международной стратиграфической шкалой [Bergström et al., 2008].

1. Слои *с Paracordylodus gracilis* сопоставляются с верхами латорпского горизонта Балтоскандии, последовательно включая зоны Prioniodus elegans и Oepikodus evae, и соответствуют верхам рахметовского горизонта Казахстана, верхам флоского яруса нижнего ордовика Международной стратиграфической шкалы (МСШ, рис. 4.13).

2. Слои с *Periodon flabellum* сопоставляются с волховским и низами кундаского горизонтов Балтоскандии и соответствуют когашикскому горизонту Казахстана, дапингскому ярусу среднего ордовика (МСШ, рис. 4.6).

3. Слои *с Paroistodus horridus* сопоставляются с верхами кундаского и азериским горизонтами Балтоскандии (соответственно зонами-подзонами *Microzarkodina ozarkodella* и *Eoplacognathus suecicus*), соответствуют копалинскому и низам анрахайского горизонтов, низам даррривилского яруса среднего ордовика (МСШ, рис. 4.6).

В последние годы появились данные [Percivol, 2012], что за пределами Казахстана близкие ассоциации конодонтов из-

вестны в нижне-среднеордовикских радиоляритах Австралии.

Вопросы детальной биостратиграфии и корреляции кремнистых толщ Казахстана по конодонтам освещены в статьях Н.М. Гридиной [Гридина, 2003; Stepanets & Gridina, 2011], А. Жилкайдарова [Zhylkaidarov, 1998] и Т.Ю. Толмачевой [Толмачева, 1996; Tolmacheva et al., 2001, 2009].

Приложения.

Таблица 4.1. Химический состав (мас. %) и содержание микроэлементов (г/т) в нижнекембрийских базальтах (1-5), флоских базальтах (6-17) и даррывилских щелочных базальтоидах (18-28) Агырекских гряд и даррывилских базальтоидах (29-42) района озера Майсор, флоских спилитах (43-51) террейна Центральный Толпак, (52-56) дифференцированные и нижнекембрийских базальтах (57-60) гор Мизек

№ пр.	2106	2107	2107а	1015	32	22	25	27	27а	28	31б
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	44.22	37.00	36.83	42.06	42.06	50.96	52.27	49.46	49.08	51.24	52.23
TiO_2	2.5	1.90	1.85	2.00	2.00	1.45	0.65	1.50	1.55	1.22	1.35
Al_2O_3	13.20	13.20	13.20	13.84	13.84	14.91	16.09	14.34	14.65	14.60	14.84
Fe_2O_3	7.5	2.64	2.90	6.89	10.13	5.25	5.26	4.41	4.78	4.62	3.59
FeO	5.23	4.17	3.94	2.92		5.73	5.58	7.53	7.61	6.53	6.80
MnO	0.15	0.11	0.11	0.13	0.13	0.16	0.15	0.18	0.16	0.15	0.18
MgO	4.54	1.86	1.86	4.64	4.64	4.74	4.06	5.33	5.29	5.89	4.32
CaO	7.68	17.43	17.53	10.83	10.93	8.35	8.14	8.50	8.30	6.84	6.84
Na_2O	3.20	3.70	4.05	2.76	2.76	4.74	4.74	5.54	4.70	4.78	5.40
K_2O	0.10	0.80	0.90	0.78	0.78	0.31	0.18	0.11	0.10	0.38	0.38
P_2O_5	0.46	0.47	0.47	0.49	0.49	0.13	0.08	0.13	0.14	0.12	0.14
П.п.п	10.38	16.39	16.27	12.57	12.57	2.42	1.81	2.57	2.65	3.23	2.43
Сум.	99.16	99.69	100.07	100.1	100.33	99.15	99.01	98.60	99.01	98.65	98.50
CO_2	4.05	13.73	13.72	8.14	0,20	0.33	0.20	0.20	0.25	0.99	0.25
Sобщ	-	-	-	-	-	0.005	0.005	0.03	0.033	0.008	0.013
Li(г/т)						<10	<10	<10	<10	<10	<10
Rb	11	24	23			<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	23	22	22	15		29	12	21	33	27	33
Zr	120	160	156	120		66	50	72		72	66
Nb	18	18	17	20		5.4	5	6		6.4	5
Cr	35	240	243	200		66	43	32		170	36
Ni	34	120	124	150		38	34	22		54	29
Sr	98	260	257	300		130	460	78		180	120
Q	9.41	12.13	8.11	14.63	-	-	-	-	-	-	-
Ab	45.38	28.31	32.88	25.99	54.96	67.29	70.58	57.28	65.95	65.92	68.78
Ort	0.77	5.54	6.18	5.68	6.24	2.18	1.29	0.76	0.69	2.65	2.70
Nph	-	-	-	-	2.56	-	-	7.39	1.14	-	-
Cor	3.58	5.63	4.90	7.01	-	-	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	-	22.65	15.06	12.32	19.78	15.33	7.21	12.24
Hy	24.02	9.83	9.82	20.40	-	3.20	8.44	-	-	11.72	3.88
Ol	-	-	-	-	8.06	8.35	4.90	10.98	12.80	7.19	7.82
Iml	3.29	2.27	2.19	2.53	2.76	1.77	0.79	1.85	1.92	1.48	1.65
Mt	1.22	0,60	0.60	0.90	0.97	0.99	0.97	1.10	1.14	1.00	0.95
Ap	1.10	1.03	1.00	1.13	1.22	0.28	0.17	0.28	0.32	0.26	0.32
Zr	0.02	0.02	0.02	0.02	-	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01
Cht	0.01	0.03	0.03	0.03	-		0.01	-	-	0.02	0.01
Pyr	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.04	0.04	0.01	0.01
Cal	11.19	33.06	33.3	21.21	0.58	0.84	0.52	0.53	0.65	2.52	0.64

П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Na_2CO_3	-	1.54	1.24	0.47	-	-	-	-	-	-.	-
D.i.	55.6	46.0	47.2	46.3	63.8	69.5	71.9	65.4	67.8	68.6	72.5
El.t.	1251	1430	1436	1318	1244	1164	1142	1195	1196	1162	1134
H_2O	0.39	0.15	0.14	0.29	0.09	0.61	0.72	0.46	0.46	0.66	0.77

Примечание. Нормативные минералы, индекс дифференциации(D.i.), температура ликвидуса (E.l. t.) и содержание H_2O рассчитаны по http://www.neiu.edu/~kbartels/norm3.xls.; знак дефиса (-) означает содержание ниже предела чувствительности метода, пустая клетка – нет данных.

Таблица 4.1 (продолжение 1)

№ пр.	31в	31г	31д	31е	20	21	4	6	6а	7	-1	-2
П.№	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO_2	50.21	51.38	48.72	50.36	51.63	52.13	48.63	50.22	49.90	43.70	49.60	48.60
TiO_2	1.35	1.37	1.47	1.41	1.11	1.22	2.05	2.12	2.15	3.20	2.04	1.98
Al_2O_3	14.44	14.16	14.65	14.66	14.72	15.05	15.32	15.68	15.62	13.52	16.20	15.50
Fe_2O_3	4.5	4.26	5.42	4.7	4.33	4.03	4.14	4.94	5.25	6.17	4.78	6.00
FeO	6.33	6.76	6.72	6.85	5.79	6.20	4.29	3.70	3.91	4.06	3.71	2.61
MnO	0.19	0.18	0.17	0.20	0.16	0.17	0.13	0.10	0.09	0.14	0.12	0.13
MgO	5.03	5.56	5.49	5.74	5.07	4.70	2.01	2.20	2.31	5.18	2.06	1.34
CaO	9.64	7.67	8.49	8.35	7.83	7.36	6.84	5.29	5.18	9.12	5.39	6.70
Na_2O	4.36	4.78	3.82	4.14	5.24	5.40	2.56	3.12	3.30	2.86	1.06	3.58
K_2O	0.18	0.13	0.13	0.22	0.42	0.34	6.24	6.08	5.60	2.58	8.52	5.42
P_2O_5	0.13	0.12	0.14	0.13	0.12	0.13	1.08	1.12	1.10	0.94	1.05	1.04
П.п.п	2.73	2.43	3.09	2.27	2.66	2.55	5.65	4.28	4.39	7.35	4.66	6.05
Сум.	99.09	98.80	98.31	99.03	99.08	99.28	98.94	98.85	98.80	98.82	99.19	98.95
CO_2	0.29	0.20	0.20	0.20	0.73	0.51	3.37	2.05	1.93	4.39	2.33	4.05
Sобщ	0.005	0.005	0.011	0.005	0.005	0.055	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Li(г/т)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	35	15	<10
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	72	75	65	30	75	47
Y	26	37	26	28	18	30	20	37	37	24	30	40
Zr	66	74	72	59	62	66	520	540	510	350	710	730
Nb	6.4	5.4	6.6	5	5	5	54	56	55	35	30	65
Cr	96	76	120	84	140	80	12	11	11	160	10	11
Ni	36	36	50	44	43	31	36	32	30	140	29	23
Sr	103	130	130	130	190	150	210	350	340	400	160	190
Q	-	-	-	-	-	-	0.09	-	-	1.86	1.29	0.29
Ab	65.11	66.38	64.88	64.58	67.96	69.83	30.36	36.10	38.44	38.82	15.58	34.93
Ort	1.31	0.96	0.97	1.59	2.90	2.36	42.43	41.26	38.31	18.52	58.78	36.79
Nph	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cor.	-	-	-	-	-	-	8.33	5.05	4.79	11.48	5.76	9.99
Di	19.70	14.61	14.62	14.09	13.44	12.33	-	-	-	-	-	-
Hy	1.32	6.87	8.48	8.97	0.54	1.92	11.58	7.41	7.79	20.44	11.67	10.10
Ol	8.85	7.68	7.68	7.13	10.78	9.56	-	3.23	3.56	-	-	-
Ilm	1.67	1.69	1.86	1.74	1.34	1,47	2.42	2.49	2.54	3.99	2.39	3.32
Mt	1.00	1.01	1.14	1.06	0.91	0.92	0.73	0.74	0.79	0.92	0.73	0.73
Ap	0.28	0.26	0.33	0.28	0.25	0.29	2.30	2.38	2.37	2.12	2.24	2.22
Zr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.06	0.06	0.06	0.09	0.09

П.№	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Cht	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.0 1	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Pyr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-
Cal	0.75	0.52	0.52	0.53	1.84	1.30	8.33	5.05	4.79	11.48	5.76	9.99
D.i.	66.4	67.3	65.9	66.2	70.9	72.2	72.9	77.4	76.8	59.1	74.7	72.0
El.t.	1175	1152	1189	1175	1153	1145	1206	1174	1177	1288	1189	1207
H_2O	0.56	0.67	0.48	0.55	0.69	0.73	0.56	0.65	0.63	0.28	0.59	0.59

Таблица 4.1 (продолжение 2)

№ пр.	-3	-4	-5	-6	-7	34-1	34-2	34-3	34-5	34-6	34-9
П.№	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO_2	50.80	50.30	46.00	49.50	48.40	49.40	51.40	48.00	50.70	53.70	52.60
TiO_2	2.10	2.16	3.70	3.02	3.3	1.40	1.62	1.32	1.86	1.32	1.08
Al_2O_3	16.20	16.90	15.30	14.05	15.20	13.65	15.70	17.00	14.75	15.20	16.20
Fe_2O_3	5.30	7.28	5.10	5.8	7.83	4.70	5.77	6.94	8.27	6.86	12.19
FeO	4.32	2.81	3.42	1.58	3.31	6.67	2.73	3.57	4.35	4.18	1.99
MnO	0.13	0.10	0.13	0.13	0.14	0.18	0.14	0.14	0.15	0.16	0.13
MgO	2.46	2.16	3.4	2.39	2.57	5.57	2.79	4.54	3.04	4.13	1.88
CaO	4.23	5.44	8.82	9.02	6.50	7.21	7.76	9.87	6.14	5.59	5.49
Na_2O	2.04	3.58	3.16	3.78	3.28	4.54	5.60	4.10	6.32	5.92	4.72
K_2O	6.80	3.30	3.40	2.99	2.70	0.86	1.18	0.28	0.46	0.36	0.33
P_2O_5	1.08	1.12	0.69	0.49	0.77	0.13	0.14	0.12	0.16	0.12	0.37
П.п.п	4.10	4.00	6.93	6.69	5.01	5.12	4.52	3.55	3.76	2.55	2.17
Сум.	99.56	99.15	100.05	99.44	99.01	99.43	99.35	99.43	99.96	100.09	99.15
CO_2	1.23	0.97	4.14	4.49	2.20	2.28	2.15	0.20	2.11	0.22	1.99
Sобщ	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Li(г/т)	15	20	25	20	20	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Rb	70	35	30	40	35	12	15	<10	<10	10	15
Y	33	34	30	32	34	25	29	27	32	28	26
Zr	760	680	370	660	400	68	100	76	110	70	54
Nb	65	50	35	64	48	5	5	5	5	5	5
Cr	10	11	30	98	10	80	90	200	26	170	41
Ni	25	30	60	54	50	42	48	80	25	56	37
Sr	200	610	480	390	360	160	220	180	170	160	310
Q	1.67	2.84	0.85	4.61	5.00	-	-	-	-	-	8.31
Ab	26.32	50.06	44.71	48.92	47.27	60.67	68.60	67.59	70.36	72.30	59.53
Ort	46.75	23.09	23.37	20.15	19.12	6.04	8.02	1.98	4.09	2.49	2.32
Nph	-	-	-	-	-	-	-	-	0.62	-	-
Cor	2.41	1.83	1.17	-	1.52	-	-	-	-	-	2.73
Di	-	-	-	0.53	-	4.62	7.06	14.97	4.36	8.64	-
Hy	13.99	13.67	12.87	9.47	14.66	12.91	2.19	-	-	5.78	18.70
Ol	-	-	-	-	-	6.85	5.81	10.00	11.65	7.39	-
П.№	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
Iml	2.50	2.61	4.61	3.56	4.04	1.70	1.91	1.36	2.21	1.58	1.30
Mt	0.84	0.88	0.74	0.61	0.98	1.03	0.72	0.94	1.08	0.96	1.21
Ap	2.33	2.45	1.48	1.04	1.72	0.30	0.31	0.28	0.34	0.25	0.81

П.№	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
Zr	0.09	0.08	0.05	0.08	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cht	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	-		0.01
Pyr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0-01	0.01	0.02	0.01
Cal	3.08	2.47	10.34	11.0	5.65	5.85	5.33	0.52	5.26	0.56	5.04
D.i.	74.7	76.0	68.9	73.7	71.4	66.7	76.6	71.6	75.1	74.8	70.2
El.t.	1164	1166	1260	1194	1202	1190	1154	1209	1179	1118	1145
H_2O	0.67	0.64	0.36	0.69	0.52	0.58	0.77	0.41	0.62	0.87	0.81

Таблица 4.1 (продолжение 3)

№пр.	213-1	213-2	134-1	213-3	213-4	213-5	213-1	213-2	2113
П.№	35	36	37	38	39	40	41	42	43
SiO_2	53.90	53.60	54.60	53.39	51.30	51.90	53.80	53.70	60.20
TiO_2	1.02	1.16	1.24	1.08	1.32	1.08	1.28	1.24	1.50
Al_2O_3	16.50	16.80	16.00	16.84	15.50	16.50	13.85	14.50	11.25
Fe_2O_3	6.23	6.58	7.69	7.40	3.96	12.4	6.01	6.10	3.55
FeO	4.03	3.94	3.48	3.29	5.31	2.00	7.11	6.67	7.80
MnO	0.21	0.21	0.14	0.17	0.15	0.16	0.16	0.13	0.19
MgO	3.11	3.22	2.97	2.72	6.33	2.14	4.24	3.91	2.61
CaO	3.33	2.57	4.13	2.92	7.11	5.09	4.98	4.59	4.87
Na_2O	4.20	3.98	5.60	4.30	4.20	4.46	5.10	5.40	5.40
K_2O	4.06	4.54	0.95	4.55	0.33	0.36	0.28	0.36	0.05
P_2O_5	0.34	0.39	0.48	0.39	0.13	0.35	0.12	0.12	0.096
П.п.п.	2.01	1.99	1.96	2.14	2.93	2.58	1.73	1.94	2.09
Сумма	98.94	98.98	99.24	99.19	98.57	99.02	98.66	98.66	99.56
CO_2	0.44	0.26	3.48	0.20	0.48	0.26	0.35	0.35	0.20
Sобщ.	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Li(г/т)	<10	<10	<10	<10	15	12	<10	<10	<10
Rb	45	50	15	45	<10	35	<10	<10	<10
Y	16	26	22	21	29	22	25	25	35
Zr	52	50	58	60	94	50	70	70	82
Nb	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Cr	32	29	10	35	210	31	10	10	10
Ni	30	33	14	35	96	33	17	14	10
Sr	380	340	350	320	260	270	250	220	200
Q	-	-	14.89	-	-	4.04	1.05	-	13.22
Ab	52.33	47.39	43.30	52.46	66.60	68.47	66.11	69.00	59.16
Ort	27.60	31.06	6.45	29.64	2.31	2.69	1.99	2.52	0.34
Nph	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cor	0.70	1.63	5.52	0.84	-	0.75	-	-	-
Di	-	-	-	-	6.67	-	5.79	4.17	11.83
Hy	11.05	12.17	17.55	6.02	18.38	20.08	21.14		11.90
Ol	4.41	3.97	-	7.49	2.01	-	-	20.26	-
lml	1.20	1.38	1.46	1.28	1.62	1.34	1.57	1.51	1.80
Mt	0.88	0.90	0.94	0.91	0.84	1.26	1.19	1.15	1.02
Ap	0.72	0.83	1.02	0.82	0.30	0.79	0.26	0.26	0.21
Zr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
П. №	35	36	37	38	39	40	41	42	43
Cht	-	-	-	0.01	0.03	-	-	-	-
Pyr	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-	-
Cal	1.08	0.65	6.78	0.50	1.23	0.67	0.90	0.89	0.52
П.№	35	36	37	38	39	40	41	42	43
D.i.	79.9	78.5	64.6	82.1	68.9	75.1	69.2	71.5	72.7

П.№	35	36	37	38	39	40	41	42	43
El.t.	1110	1114	1130	1115	1149	1135	1112	1111	998
H_2O	0.93	0.89	1.0	0.88	0.70	0.76	0.91	0.92	1.79

Таблица 4.1 (продолжение 4)

№пр.	2114	2116	2117	2118	2119	2120	2121	2122	2128
П.№	44	45	46	47	48	49	50	51	52
SiO_2	56.70	58.60	57.70	58.60	58.70	60.00	60.40	62.40	43.10
TiO_2	1.25	0.69	0.75	0.71	1.23	1.15	1.14	1.23	2.64
Al_2O_3	14.90	14.95	15.20	15.20	15.60	14.90	15.10	14.50	13.85
Fe_2O_3	4.11	2.94	2.69	2.75	5.79	6.40	6.90	4.60	8.15
FeO	5.79	7.76	8.31	7.85	5.16	3.95	2.85	3.95	7.25
MnO	0.16	0.20	0.23	0.22	0.16	0.14	0.16	0.12	0.15
MgO	2.55	3.25	3.74	3.56	1.69	1.53	2.33	2.04	3.51
CaO	7.82	4.57	3.75	5.02	4.86	4.96	2.86	4.04	7.29
Na_2O	5.80	4.85	4.67	4.53	6.10	5.35	5.50	5.95	2.53
K_2O	0.05	0.05	0.27	0.05	0.05	0.05	0.20	0.05	0.75
P_2O_5	0.09	0.069	0.074	0.066	0.15	0.12	0.11	0.09	0.94
П.п.п.	1.22	2.37	2.84	1.90	1.12	1.69	1.86	0.55	10.30
Сумма	100.44	100.25	100.22	100.46	100.61	100.25	99.41	99.52	100.46
CO_2	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
Sобщ.	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Li(г/т)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	25
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	15
Y	34	32	33	12	47	37	37	40	19
Zr	84	80	100	77	130	120	120	170	76
Nb	6	5.4	6	8.6	5.4	6	6	6	12
Cr	43	12	10	68	<10	<10	10	10	10
Ni	14	12	13	80	11	11	18	10	30
Sr	200	180	190	550	180	210	140	120	96
Q	3.38	10.82	10.61	11.36	6.49	12.98	14.64	14.03	0.05
Ab	69.70	66.54	63.32	65.45	72.98	67.92	65.33	68.38	58.23
Ort	0.34	0.33	1.88	0.33	0.33	0.33	1.39	0.33	5.96
Cor	-	-	0.80	-	-	-	1.01	-	-
Di	12.36	1.56	-	1.58	4.95	4.43	-	3.90	4.94
Hy	9.51	18.34	20.80	18.85	12.08	11.37	14.71	10.57	23.30
lml	0.86	0.81	0.90	0.84	1.43	1.34	1.34	1.41	3.63
Mt	0.51	0.95	0.99	0.94	0.93	0.88	0.83	0.72	1.55
Ap	1.89	0.15	0.17	0.15	0.31	0.25	0.23	0.18	2.34
Zr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Cht	0.01	-	-	0.01	-	-	-	-	-
Cal	0.49	0.49	0.51	0.49	0.48	0.48	0.50	0.48	-
D.i.	73.4	77.7	75.8	77.1	79,8	81.2	81.4	82.7	64.2
El.t.	1090	1033	1045	1041	1046	1010	991	972	1247
H_2O	1.05	1.48	1.39	1.42	1.38	1.68	1.86	2.03	0.28

Таблица 4.1 (продолжение 5)

№пр.	2128-2	2128-3	2128-4	2128-5	3530	3531	3552	3551
П.№	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO_2	42.00	42.90	44.90	38.80	48.58	49.83	49.64	50.20
TiO_2	3.58	2.95	2.64	2.33	2.53	2.20	2.47	2.42

П.№	53	54	55	56	57	58	59	60
Fe_2O_3	10.87	8.87	7.90	8.67	3.33	1.84	3.79	7.74
FeO	5.63	5.63	6.90	5.03	8.31	7.67	7.35	5.51
MnO	0.15	0.14	0.14	0.14	0.09	0.13	0.15	0.15
MgO	3.20	3.46	3.78	4.14	5.96	5.86	5.95	4.76
CaO	5.02	6.99	6.84	11.80	8.58	7.77	7.34	3.73
Na_2O	3.90	2.75	2.40	1.80	2.87	2.16	3.35	3.99
K_2O	1.23	1.00	0.65	0.95	0.53	0.44	0.34	0.1
P_2O_5	0.82	0.86	0.50	0.55	0.30	0.24	0.38	0.23
П.п.п.	8.06	9.75	9.52	13.45	4.73	7.74	4.67	6.04
Сумма	100.56	100.40	100.47	100.16	99.01	98.98	99.38	99.77
Li(г/т)	24	24	25	24	8	14	9	15
Rb	17	17	15	7	16	8	5	5
Y	27	19	21	22				
Zr	120	94	76	100	170	110	170	180
Nb	23	17	14	15	25	18	22	21
Cr	10	10	10	18	100	86	74	150
Ni	26	18	15	22	72	57	48	57
Sr	120	130	96	190				
U					1	1	1	3
Th					3	3	3	2
Pb					4.7	5	4.7	6.4
Q	-		3.60	-	1.61	10.43	2.34	6.04
Ab	64.10	61.69	57.58	44.21	55.19	52.35	59.88	61.70
Ort	9,39	7.78	5.06	7.90	3.93	3.32	2.50	0.77
Nph	0,63	-	-	4.04	-	-	-	-
Cor	1.00	-	-	-	-		-	1.62
Di	-	2.61	4.34	28.28	15.08	9.84	9.33	-
Hy	-	16.48	22.70	-	19.06	19.64	20.84	24.92
Ol	16.55	3.92	-	9.31	-	-	-	-
lml	4.75	3.98	4.00	3.37	-	2.88	3.15	3.13
Mt	1.58	1.42	1.47	1.44	3.27	0.95	1.07	1.25
Ap	1.98	2.11	1.22	1.44	1.14	0.56	0.87	0.55
Zr	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
П. №	53	54	55	56	57	58	59	60
D.i.	74.1	69.5	66.3	56.2	60.7	66.1	64.7	68ю5
El.t.	1289	1255	1219	1303	1184	1128	1167	1142
H_2O	0.18	0.25	0.36	0.16	0.50	0.79	0.58	0.71

Таблица.4.2. Химический состав (мас. %) даррувилских базальтов (1-8) северо-западного склона гряды Маялжен, дапингско-даррувилских шошонит-латитовых вулканитов (9-26) гор Толпак и диабазов, долеритов и бонинитов района гор Косгомбай (27-29), северных отрогов гор Кызылтумсык (30-32) и подножья гор Толпак (33-37), западного склона Агырекских гряд (38-39), кембрийских вулканитов карабулакской свиты гор Токай (40-53)

№пр.	P1/2	P1/5-1	P1/5-2	P1/6	P1/7	P1/8	P1/9	P1/10	109	1076
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	53.05	56.2	55.7	49.81	44.76	47.87	45.82	43.51	47.71	49.23
TiO_2	1.2	1.06	1.02	0.92	0.85	0.86	1.62	2.55	0.92	0.70
Al_2O_3	13.81	16.51	16.81	16.09	14.82	15.86	15.25	15.71	15.90	14.76
Fe_2O_3	10.65	6.80	6.73	11.13	9.69	9.37	11.93	18.42	6.71	4.11
FeO	5.90	1.24	1.14	3.54	1.50	2.31	6.06	8.25	6.55	7.11

П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
MnO	0.15	0.20	0.19	0.16	0.19	0.26	0.16	0.24	0.19	0.16
MgO	5.39	2.61	2.43	4.60	3.44	6.70	5.17	7.06	5.21	6.04
CaO	6.25	4.06	4.13	12.14	11.99	8.87	6.85	3.12	7.57	6.22
Na_2O	2.70	5.00	4.70	0.64	4.44	3.00	4.70	1.30	3.30	3.40
K_2O	0.33	2.96	2.98	0.05	0.11	0.20	0.28	3.26	1.50	2.40
P_2O_5	0.15	0.091	0.099	0.09	0.074	0.079	0.26	0.28	0.47	0.55
П.п.п.	5.43	4.48	4.52	4.17	8.60	6.71	6.84	4.42	3.07	3.86
Сумма	105.01	101.21	100.45	103.34	100.46	102.09	104.94	108.11	99.10	98.54
CO_2	1.80	2.46	2.20	0.10	5.98	2.15	3.47	0.10	0.20	0.88
Sобщ.	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0.02	0.005
Mg#	38.3	38.7	37.6	37.7	37.5	52.7	35.4	33.7	42.4	49.9
Q	11.15	6.05	6.86	9.87	-	-	-	-	-	-
Ab	47.03	50.52	50.28	52.62	61.92	62.39	57.45	28.4	60.32	53.72
Ort	2.32	19.61	20.0	0.35	0.74	1.44	1.97	23.99	10.78	17.04
Cor	1.65	2.62	2.68	-	0.97	-	2.62	4.22	-	-
Di	-	-	-	13.96	-	0.53	-	-	6.98	2.88
Hy	30.02	13.19	12.76	20.29	17.58	27.10	12.11	15.93	4.35	10.36
Ol	-	-	-	-	1.40	0.74	12.88	20.78	13.63	10.63
lml	1.45	1.22	1.19	1.15	1.03	1.06	1.97	3.24	1.14	0.85
Mt	1.45	0.66	0.65	1.31	0.96	1.02	1.58	2.45	1.21	1.03
Ap	0.33	0.18	0.21	0.20	0.17	0.17	0.58	0.64	1.06	1.23
Cal	4.58	5.94	5.37	0.26	15.23	5.55	8.84	0.27	0.52	2.26
D.i.	60.5	76.2	77.1	62.8	62.7	63.8	59.4	52.4	71.1	70.8
El.t.	1162	1085	1083	1201	1276	1223	1295	1350	1216	1183
H_2O	0.70	1.26	1.26	0.43	0.36	0.43	0.23	0.12	0.36	0.55

Таблица 4.2 (продолжение 1)

№пр.	10б	10а	6	14а	14б	1	3-1	09-4	09-1	1075	109-
П.№	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	49.84	50.42	50.69	51.20	51.63	52.06	52.42	53.62	53.49	53.75	54.54
TiO_2	0.80	0.77	0.75	0.85	0.85	0.72	0.82	0.80	0.80	0.88	0.90
Al_2O_3	15.27	15.11	14.16	16.36	16.17	17.70	14.48	13.53	15.27	14.81	15.21
Fe_2O_3	6.28	6.22	5.27	6.66	5.68	4.22	2.74	5.15	4.95	5.45	4.26
FeO	5.94	5.57	5.00	6.38	5.60	6.00	9.01	4.83	6.29	5.83	6.55
MnO	0.17	0.16	0.17	0.19	0.19	0.16	0.22	0.18	0.19	0.15	0.16
MgO	4.54	4.62	2.38	2.14	2.53	3.78	6.84	2.98	3.80	3.40	3.72
CaO	6.11	6.84	9.33	3.32	7.77	5.93	4.37	7.98	6.43	5.36	6.01
П.№	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Na_2O	4.05	3.80	3.35	4.40	5.10	4.18	3.28	3.40	4.60	4.78	2.95
K_2O	2.0	2.95	1.15	4.75	1.35	1.84	1.36	2.40	0.80	2.10	2.70
P_2O_5	0.62	0.57	0.57	0.41	0.41	0.36	0.54	0.46	0.36	0.46	0.41
П.п.п.	3.19	2.57	7.29	2.83	2.95	2.68	2.91	4.44	2.64	2.40	2.19
Сумма	98.81	99.60	100.11	99.49	100.23	99.63	98.99	99.77	99.62	99.37	99.60
CO_2	0.53	0.25	4.93	0.20	0.53	0.20	0.24	2.55	0.25	0.79	0.20
Sобщ.	0.005	0005	0.005	0.005	0.005	0.006	0.005	0.028	0.005	0,005	0.02
Mg#	46.0	42.4	30.4	23.5	29.6	40.7	51.5	36.0	38.7	36.0	39.0
Q	-	-	13.41	-	-	-	3.58	7.10	0.84	-	5.33
Ab	58.98	51.10	44.57	45.40	65.06	66.24	51.63	48.02	65.42	59.69	50.46
Ort	14.01	20.56	7.85	32.45	9.32	12.65	9.73	16.34	5.62	14.44	18.60
Neph				4.78	1.50	-	-	-	-	-	-
Cor	-	-	2.44	-	-	-	1.19	-	-	-	-
Di	3.97	9.81	-	1.16	11.32	1.24	-	4.31	6.96	4.32	4.11
Hy	4.23	-	16.34	-	-	11.70	29.90	15.12	17.76	14.22	18.07

П.№	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Ol	14.04	13.11	-	12.66	8.62	5.14	-	-	-	2.34	-
П.№	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
lml	0.97	0.93	0.89	1.01	1.01	0.85	1.02	0.94	0.97	1.04	1.07
Mt	1.09	1.04	0.90	1.14	0.99	0.90	1.11	0.87	1.01	0.99	0.97
Ap	1.36	1.25	1.24	0.89	0.88	0.77	1.21	0.98	0.79	0.99	0.88
Cal	1.35	0.64	12.36	0.50	1.32	0.51	0.63	6.33	0.64	1.97	0.51
D.i.	73.0	73.2	65.8	82.6	75.9	78.9	64.9	71.5	71.9	74.1	74.4
El.t.	1185	1175	1175	1156	1158	1145	1131	1122	1118	1118	1102
H_2O	0.52	0.55	0.81	0.65	0.65	0.71	0.79	1.00	0.87	0.90	0.96

Таблица 4.2 (продолжение 2)

№пр.	1075	109	1082	1075	1076	590	518	34	661	668	661
П.№	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO_2	54.65	54.74	54.65	57.00	58.15	52.19	52.43	49.62	55.27	58.94	50.31
TiO_2	0.80	0.87	0.90	0.63	0.64	0.69	0.29	1.43	1.45	1.25	0.87
Al_2O_3	14.65	14.64	15.74	14.81	15.77	15.45	10.83	14.66	15.28	15.23	16.55
Fe_2O_3	4.88	6.05	6.22	3.99	2.70	9.46	9.25	12.49	12.94	11.14	11.14
FeO	5.80	5.72	4.86	5.20	5.35						
MnO	0.12	0.15	0.13	0.16	0.11	0.19	0.15	0.18	0.17	0.15	0.15
MgO	3.48	3.35	2.90	3.29	2.91	7.41	11.27	6.87	3.60	2.63	5.97
CaO	5.88	6.01	3.83	4.37	3.74	6.66	11.19	7.69	3.50	2.46	8.68
Na_2O	3.10	3.75	3.25	3.54	3.64	4.26	2.1	3.30	6.40	5.80	3.94
K_2O	3.54	1.70	2.85	3.10	4.24	1.10	0.90	1.45	0.16	0.12	0.50
P_2O_5	0.43	0.48	0.47	0.34	0.36	0.10	0.02	0.12	0.20	0.21	0.09
П.п.п.	2.37	1.98	3.71	2.72	1.77	2.18	1.72	1.74	1.20	1.95	2.12
Сумма	99.70	99.44	99.51	99.15	99.38	99.69	100.15	99.55	100.17	99.88	100.32
CO_2	0.20	0.20	0.20	0.97	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
Sобщ.	0.006	0.008	0.005	0.005	0.010	-	-	-	-		
Mg#	37.8	34.9	33.1	40.0	40.0	60.8	70.7	52.1	35.5	31.9	51.5
Q	2.67	5.25	8.41	8.82	5.46	-	-	-	-	11.71	-
Ab	46.73	56.19	48.03	47.79	48.72	63.12	40.88	56.14	75.09	66.0	67.10
Ort	24.35	11.81	19.97	21.00	28.12	7.68	6.48	10.33	1.08	0.80	3.47
Cor	-	-	1.48	0.55	-	.	.	-	-	1.56	-
Di	6.96	5.43	-	-	0.53	8.86	27.93	11.52	0.98	-	11.32
Hy	15.96	17.67	18.49	17.18	14.50	7.73	19.94	7.39	17.07	16.54	5.12
Ol	-	-	-	-	-	10.63	3.05	11.0	2.07	.	10.30
lml	0.95	1.05	1.09	0.74	0.74	0.83	0.37	1.77	1.73	1.49	1.05
Mt	0.95	1.04	0.99	0.80	0.70	0.80	0.81	1.07	1.07	0.93	0.94
Ap	0.92	1.04	1.03	0.72	0.75	0.21	0.04	0.26	0.42	0.46	0.19
Cal	0.51	0.52	0.51	2.39	0.47	0.24	0.51	0.53	0.49	0.51	0.52
D.i.	73.8	73.3	76.4	77.6	82.3	70.8	47.4	66.5	76.2	78.5	70.6
El.t.	1099	1098	1081	1054	1038	1141	1147	1191	1094	1018	1183
H_2O	0.99	1.00	1.11	1.38	1.44	0.72	0.69	0.48	1.02	1.61	0.51

Таблица 4.2 (продолжение 3)

№пр.	566	577-8	577	577-9	580-5	312	313	2564	2450	1-16	ПС370
П.№	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
SiO_2	52.15	49.51	49.32	49.17	49.46	51.80	44.19	46.48	49.61	43.70	41.60
TiO_2	1.33	1.15	1.00	1.18	1.40	2.26	1.32	1.06	1.14	3.05	3.30
Al_2O_3	15.37	14.48	15.61	14.89	14.97	13.18	13.8	12.72	13.69	15.65	16.70
Fe_2O_3	11.86	11.38	10.43	11.79	12.44	4.19	1.95	4.52	4.01	3.98	2.38
FeO						9.92	9.04	4.66	4.72	8.81	9.84
MnO	0.24	0.17	0.17	0.13	0.27	0.21	0.29	0.19	0.17	0.19	0.20
П.№	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
MgO	5.82	6.89	8.11	7.51	7.48	5.29	8.41	7.81	5.94	5.93	6.28

П.№	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
Na_2O	3.40	3.30	2.20	1.90	3.20	3.80	0.83	1.44	2.86	2.47	2.96
K_2O	1.30	0.60	1.05	0.70	1.11	0.62	0.10	2.05	1.98	1.19	1.77
P_2O_5	0.14	0.10	0.08	0.10	0.12	0.16	0.12	0.50	0.30	0.73	0.62
П.п.п.	2.07	1.98	2.19	1.12	2.54	2.63	3.76	2.90	2.63	5.41	7.08
Сумма	99.90	98.89	100.1	99.47	99.96	99.78	99.78	100.0	99.93	98.73	99.24
CO_2						0.20	0.20				
Mg#	49.3	54.5	60.6	55.8	54.4	40.8	58.2	61.5	56.0	55.9	48.3
Q	0.65	-	-	-	-	2.27	-	-	-	-	-
Ab	58.96	59.25	55.16	53.19	58.27	57.53	48.21	27.24	39.72	57.44	56.82
Ort	9.17	4.36	7.47	5.05	7.95	4.47	0.72	14.95	14.06	8.69	13.26
Neph	-	-	-	-	-	-	-	7.11	5.28	-	3.40
Cor	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	5.37	17.44	14.52	18.24	8.08	6.89	34.61	40.40	32.66	3.81	0.97
Hy	22.91	7.81	14.59	19.34	13.35	23.82	2.61	-	-	3.95	-
Ol	.	8.48	5.95	1.46	9.28	-	10.64	6.96	5.42	19.35	18.61
lml	1.62	1.44	1.23	1.47	1.74	2.82	1.71	1.34	1.41	3.86	4.28
Mt	1.02	0.99	0.90	1.03	1.08	1.32	1.09	0.85	0.79	1.22	1.21
Ap	0.30	0.22	0.17	0.22	0.26	0.35	0.27	1.15	0.67	1.67	1.45
Cal	-	-	-	-	-	0.53	0.55	-	-	-	-
D.i.	68.8	63.6	62.6	58.2	66.2	64.3	48.9	49.3	59.1	66.1	73.5
El.t.	1142	1184	1198	1204	1188	1152	1287	1250	1192	1295	1302
H_2O	0.71	0.50	0.44	0.42	0.48	0.67	0.19	0.27	0.46	0.17	0.16

Таблица 4.2 (продолжение 4)

№пр.	ПС398	4-14б	3	2452	4-115	2640	2620-1	2757	4-18д	СП-2
П.№	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
SiO_2	43.70	49.14	50.83	50.20	50.71	49.63	45.82	51.57	50.43	51.27
TiO_2	2.56	2.58	2.03	3.20	1.65	1.00	1.93	1.74	1.95	1.32
Al_2O_3	17.30	13.29	14.07	13.95	12.45	14.11	16.12	17.77	17.33	15.60
Fe_2O_3	1.66	9.92	2.88	10.42	10.51	2.74	9.21	3.98	6.42	3.42
FeO	10.58	7.40	9.00	2.92	2.86	6.75	2.72	4.20	3.46	5.57
MnO	0.14	0.20	0.18	0.19	0.19	0.17	0.23	0.12	0.15	0.13
MgO	5.76	5.77	6.34	3.20	8.10	8.32	6.65	5.72	3.15	7.13
CaO	3.64	4.87	10.42	6.95	7.10	8.39	6.48	8.26	9.66	6.79
Na_2O	2.86	3.80	2.23	3.43	3.60	3.60	2.68	3.48	4.67	4.56
K_2O	3.31	0.10	0.82	1.37	0.19	0.16	2.63	1.37	0.91	0.44
P_2O_5	0.57	0.24	0.23	0.90	0.17	0.67	0.54	0.20	0.34	0.11
П.п.п.	6.53	2.78	0.91	2.29	2.08	3.24	4.14	1.58	2.54	2.81
Сумма	98.61	100.06	99.94	99.02	99.61	98.78	99.15	99.99	101.01	99.15
CO_2					0.26					0.52
Nb (г/т)		4.7			2	5.7				
Zr		81			81	69.3				
Y		24.7			21.8	16.0				
Yb		2.58			1.5	1.7				
La		17.8			15.7	7				
Mg#	46.0	38.6	49.4	31.7	54.0	61.7	51.8	56.7	37.8	59.5
Q	-	-	2.25	4.17	-	-	-	-	-	-
Ab	46.90	61.19	51.16	55.64	56.47	61.29	54.58	64.35	64.29	67.91
Ort	24.86	0.71	5.83	9.87	1.41	1.17	19.02	9.41	6.27	3.11
Neph	-	-	-	-	-	-	-	-	3,49	-
П.№	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
П.№	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
Cor	3.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	-	2.91	18.36	7.68	13.06	11.8	3.41	7.93	16.21	9.15

П.№	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
Hy	1.77	27.89	18.29	15.42	21.08	15.00	0.22	11.61	-	6.96
Ol	17.51	1.82	-	-	4.29	7.07	18.06	3.51	5.82	10.21
lml	3.33	3.30	2.50	3.99	2.09	1.26	2.42	2.06	2.33	1.61
Mt	1.22	1.62	1.10	1.19	2.09	0.89	1.07	0.71	0.86	0.82
Ap	1.34	0.56	0.51	2.04	1.21	1.52	1.22	0.42	0.74	0.23
Cal	-	-	-	-	0.40	-	-	-	-	-
D.i.	71.8	61.9	59.2	69.7	57.9	62.5	73.6	73.8	74.1	71.0
El.t.	1260	1197	1188	1170	1168	1176	1238	1166	1186	1152
H_2O	0.24	0.45	0.49	0.57	0.57	0.54	0.30	0.58	0.49	0.66

Таблица 4.3. Химический состав серпентинитов района гор Агырек (1-5), Косгомбай (6-8) и Кызылтумсык (9-20)

№ пр.	578	578-1	5	590	591	519	528	563	574-1	115
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	38.95	39.31	37.04	36.51	35.02	39.86	35.32	40.17	40.13	39.06
TiO_2	0.04	0.04	0.05	0.21	1.45	0.04	0.43	0.08	0.04	0.06
Al_2O_3	1.44	0.96	2.25	6.27	6.11	0.88	7.80	1.06	0.94	1.78
Fe_2O_3	9.24	7.72	6.56	10.43	13.18	9.17	11.78	7.98	8.38	7.41
FeO			1.04							0.27
MnO	0.08	0.07	0.19	0.16	0.69	0.02	0.40	0.04	0.02	0.19
MgO	35.90	38.30	33.36	33.06	30.29	36.09	31.20	35.81	36.31	35.91
CaO	0.50	0.50	2.66	0.50	0.57	0.50	0.50	0.50	0.50	0.17
Na_2O	0.18	0.10	0.10	0.18	0.18	0.10	0.10	0.10	0.10	0.06
K_2O	0.18	0.10	0.14	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.14
P_2O_5	0.05	0.07	Н.о.	0.07	0.13	0.01	0.01	0.02	0.01	0.14
П.п.п	12.19	12.80	15.11	12.16	11.90	12.52	11.74	13.41	12.94	13.87
Сумма	98.75	99.97	98.7	99.65	99.62	99.29	99.38	99.27	99.47	99.06
CO_2	0.20	0.20	4.16	0.44	0.35	0.26	0.20	0.20	0.20	Н.о.
Fe#	11.5	9.2	10.5	14.9	18.0	11.4	16.0	10.1	10.4	9.8

Таблица 4.3 (продолжение 1)

№ пр.	167	582	584а	586	587	228	281	302	314	1
П.№	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	37.70	42.09	39.94	39.88	35.94	44.93	40.12	40.12	37.77	40.26
TiO_2	0.05	0.04	0.04	0.04	0.14	0.06	0.02	0.02	0.05	0.02
Al_2O_3	1.59	0.96	0.64	1.28	8.05	0.86	1.00	1.80	5.60	0.9
Fe_2O_3	8.02	5.96	8.72	8.27	7.75	6.05	7.88	5.85	5.96	7.70
FeO	0.12					0.34	0.51	1.80	3.55	1.00
MnO	0.12	0.06	0.06	0.08	0.11	0.19	0.08	0.10	0.16	0.07
MgO	39.30	36.73	37.25	36.50	33.96	31.87	36.40	37.36	33.54	36.70
CaO	0.70	0.50	0.50	0.50	0.50	0.70	0.50	0.50	0.50	0.50
Na_2O	0.05	0.10	0.10	0.10	0.10	0.08	0.10	0.10	0.10	0.10
K_2O	0.08	0.10	0.10	0.10	0.10	0.12	0.10	0.10	0.10	0.10
P_2O_5	0.15	0.05	0.07	0.07	0.07	0.10	Н.о	Н.о.	Н.о.	Н.о.
П.п.п	12.06	12.20	12.31	12.49	12.37	13.30	12.55	12.37	12.06	12.43
Сумма	99.94	98.79	99.73	99.31	99.09	98.6	99.26	100.12	99.39	99.78
П.№	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
CO_2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Fe#	9.3	7.6	10.6	10.3	10.3	9.2	10.5	9.6	13.0	10.8

Таблица 4.4. Химический состав габброидов и плагиогранитов серпентинитового меланжа гор Агырек.

№ пр.	518-	662-2	663-1	665-7	664	665-1	659-2	659-
SiO_2	49.78	43.75	50.37	48.35	47.18	46.29	76.43	61.96
TiO_2	0.45	0.92	0.31	0.23	0.19	0.19	0.17	0.57
Al_2O_3	15.85	21.13	20.04	18.64	18.80	18.02	11.22	14.22
Fe_2O_3	10.19	10.90	7.92	8.71	7.37	8.00	3.53	9.41
MnO	0.16	0.11	0.13	0.14	0.12	0.13	0.04	0.14
MgO	8.18	5.59	4.95	8.47	9.61	10.65	0.64	2.89
CaO	8.42	11.56	8.42	11.35	9.05	9.67	1.62	3.71
Na_2O	2.28	2.14	4.06	1.22	1.96	1.74	5.52	3.80
K_2O	1.66	0.20	0.18	0.10	1.86	1.36	0.28	0.82
P_2O_5	0.07	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.04	0.09
П.п.п	2.90	4.03	3.06	3.11	3.79	3.82	0.90	0.85
Сумма	99.94	100.34	99.47	100.35	99.94	99.88	100.39	98.46
CO_2	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.26	0.20
Fe#	38.6	49.6	44.7	34.2	28.0	27.5	73.6	62.2

Таблица 4.5. Химический состав серпентинитов ультрамафитовой зоны мафит-ультрамафитов спилит-офиолитов Центрального Толпака

№ пр	649	649-1	649-3	649-4	1	291	575-2	575-3	575-4
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	39.30	40.35	40.70	40.75	40.26	40.70	39.50	39.37	38.71
TiO_2	0.016	0.24	0.016	0.016	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04
Al_2O_3	0.54	0.83	0.63	0.85	0.90	1.15	1.04	0.70	0.93
Fe_2O_3	8.25	7.90	8.87	8.32	7.69	7.10	9.49	9.64	10.83
FeO	1.40	1.26	0.57	0.57	1.00	0.99			
MnO	0.14	0.19	0.11	0.16	0.07	0.07	0.02	0.02	0.06
MgO	37.25	36.42	35.69	35.75	36.70	37.24	36.18	36.54	35.68
CaO	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Na_2O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
K_2O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
P_2O_5	0.009	0.009	0.010	0.009	-	-	0.01	0.01	0.01
П.п.п	12.31	12.09	12.24	12.27	12.43	12.55	12.41	12.37	12.18
Сум.	99.92	99.98	99.53	99.39	99.77	100.52	99.39	99.39	99.14
CO_2	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.26	0.20	0.20
Fe-#	11.7	11.4	11.9	11.2	10.8	10.0	11.7	11.8	13.3

Пробы с номерами 7-9 из коллекции М. З. Новиковой, железо в форме $FeO_{общ.}$.

Таблица 4.6. Химический состав дунитов, верлитов, пироксенитов, габбро переходной зоны (1-12), габбро и вебстеритов (296-1) мафитовой зоны (13-19) мафит-ультрамафитов спилит-офиолитов массива Центрального Толпака

№пр	290	290-1	290-2	290-3	290-4	290-5	290-	2	7
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	44.51	28.11	38.21	44.22	46.15	47.29	41.58	53.15	43.05
TiO_2	0.10	0.102	0.024	0.12	0.20	0.23	0.022	0.12	0.064
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Al_2O_3	1.45	3.85	1.35	17.70	10.22	20.50	0.75	2.80	1.40
Fe_2O_3	7.69	11.42	11.45	0.70	1.57	0.40	2.81	1.46	8.26

П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
FeO	3.48	0.88	1.80	4.41	6.44	3.87	7.02	7.96	3.19
MnO	0.15	0.12	0.11	0.11	0.16	0.085	0.13	0.23	0.14
MgO	25.16	29.00	33.72	8.53	15.63	6.45	34.32	23.45	28.26
CaO	9.76	0.50	0.50	18.68	15.61	15.61	0.50	7.97	7.43
Na_2O	0.10	0.12	0.10	0.22	0.35	1.55	0.10	0.12	0.10
K_2O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.40	0.10	0.14	0.10
P_2O_5	-	-	.	-	-	-	-	-	-
П.п.п	5.84	8.18	11.64	3.98	3.03	3.05	11.84	1.51	7.71
Сум.	98.34	82.37	99.00	98.77	99.46	99.43	99.17	98.91	99.70
CO_2	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.22	0.72	0.20	0.20
Fe-#	18.8	17.8	16.8	24.9	22.0	26.9	13.5	18.2	17.4

Таблица 4.6 (продолжение 1)

№пр	8	9	130-11	296	296-1	577-1	577-2	577-3	577-4	577-5
П.№	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	48.02	42.31	49.00	47.58	53.00	48.01	48.45	47.74	47.53	48.12
TiO_2	0.21	0.14	0.20	0.15	0.11	0.27	0.22	0.29	0.22	0.25
Al_2O_3	20.10	2.28	15.25	16.65	3.10	17.92	16.89	15.37	16.41	17.36
Fe_2O_3	0.48	5.43	1.31	1.30	1.26	6.72	6.48	7.91	7.59	6.80
FeO	4.67	5.78	6.03	4.23	7.77					
MnO	0.10	0.16	0.13	0.11	0.19	0.10	0.10	0.11	0.13	0.11
MgO	6.98	30.29	9.82	10.63	24.47	9.01	9.95	10.21	9.24	8.94
CaO	13.62	0.54	15.15	14.94	5.98	15.34	14.33	14.47	14.38	14.99
Na_2O	1.86	0.78	1.26	1.62	0.20	1.70	1.60	1.70	1.25	1.50
K_2O	0.66	0.10	0.1	0.52	0.10	0.10	0.16	0.10	0.40	0.10
P_2O_5	-	-	0.009	Н.о.	Н.о.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
П.п.п	2.91	9.81	0.62	2.58	2.01	1.35	0.20	1.81	2.50	1.31
Сум.	99.61	97.62	98.88	100.31	98.19	100.53	98.39	99.72	99.66	99.49
CO_2	0.35	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
Fe-#	28.8	16.5	19.2	22.2	17.0	27.4	24.8	28.1	29.3	27.8

Таблица 4.7. Химический состав клинопироксенов верлитов Центрального Толпака

№пр.	290			575-14					
SiO_2	53.52	54.40	53.83	53.48	53.69	53.85	53.89	55.96	53.88
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
TiO_2	0.23	0.25	0.25	0.28	0.15	0.20	0.22	0.29	0.23
Al_2O_3	2.57	1.30	2.02	1.49	1.19	1.33	1.72	1.37	1.68
FeO	4.64	3.24	3.69	3.66	4.01	3.99	3.69	2.34	4.38
MgO	15.76	16.77	16.55	16.44	16.19	16.11	16.12	18.25	17.24
CaO	22.28	23.46	22.58	24.68	24.56	24.14	24.24	21.54	22.38
Сумма	99.00	99.42	98.92	100.03	99.79	99.62	99.88	99.75	99.79
Fe#	14.2	9.8	11.1	11.3	12.2	12.2	11.4	6.7	12.4
Wo	46.6	47.6	46.6	49.4	48.9	48.6	48.9	44.2	45.0
En	45.8	47.3	47.5	44.9	44.9	45.1	45.3	52.1	48.2
Fs	7.6	5.1	5.9	5.7	6.2	6.3	5.8	3.7	6.8
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)									
Si	1.97	1.99	1.97	1.96	1.97	1.98	1.97	2.01	1.97
Aliv	0.03	0.01	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	-0.01	0.03
Alvi	0.08	0.04	0.06	0.02	0.02	0.03	0.04	0.07	0.04
Ti	0.006	0.007	0.007	0.008	0.004	0.006	0.006	0.008	0.006
Al	0.11	0.06	0.09	0.06	0.05	0.06	0.07	0.06	0.07

П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe2+	0.63	0.43	0.50	0.49	0.54	0.54	0.49	0.30	0.59
Mg	0.86	0.91	0.90	0.90	0.89	0.88	0.88	0.98	0.94
Ca	0.88	0.91	0.89	0.97	0.97	0.95	0.95	0.83	0.87

Таблица 4.8. Химический состав пироксенов верлитов (1), габброноритов (2,3), керсутитовых габбро (4) Центрального Толпака

№пр.	575-15			290-3			294-4		290-5	
П №	1			2			3		4	
SiO_2	52.79	52.42	53.12	56.61	55.43	54.03	55.35	54.06	54.42	54.83
TiO_2	0.17	0.17	0.13	-	-	-	0.22	0.30	-	-
Al_2O_3	1.20	1.20	1.71	1.40	1.65	2.21	1.48	1.99	0.46	0.77
FeO	4.62	4.39	4.40	11.58	12.31	4.98	13.75	4.92	6.60	6.21
MnO	-	-	-	-	-	-	0.29	-	-	-
MgO	15.39	15.74	15.09	28.70	27.98	15.70	27.69	15.88	15.20	15.28
CaO	24.86	24.86	24.93	1.37	1.54	21.92	0.79	22.29	21.54	21.77
Na_2O	-	-	-	-	0.74	-	-	-	0.88	0.66
Cr_2O_3	-	-	-	-	-	0.28	-	-	0.23	-
Сумма	99.03	98.78	99.38	99.66	99.65	99.86	99.57	99.44	99.33	99.52
Fe#	14.4	13.6	14.2	18.48	19.83	15.12	21.79	14.83	19.56	18.56
Wo	49.7	49.5	50.6	2.7	3.1	46.0	1.6	46.2	45.0	45.5
En	43.0	43.6	42.4	79.3	77.7	45.8	77.0	45.8	44.2	44.4
Fs	7.3	6.9	7.0	18.0	19.2	8.2	21.4	8.0	10.8	10.1
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)										
Si	1.96	1.95	1.96	2.00	1.98	1.98	1.98	1.98	2.01	2.01
Aliv	0.04	0.05	0.04	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	-0.01	-0.01
Alvi	0.02	0.05	0.04	0.06	0.05	0.07	0.05	0.07	0.04	0.05
Ti	0.005	0.005	0.004	-	-	-	0.006	0.008	-	-
Al	0.05	0.05	0.07	0.06	0.07	0.10	0.06	0.09	0.02	0.03
Fe2+	0.64	0.61	0.60	1.46	1.57	0.67	1.77	0.66	0.91	0.85
Mg	0.85	0.87	0.83	1.51	1.49	0.86	1.48	0.87	0.84	0.84
Ca	0.99	0.99	0.99	0.05	0.06	0.86	0.03	0.87	0.85	0.86
Na	-	-	-	-	0.05	0.05	-	-	0.06	0.04
Cr	-	-	-	-	-	0.009	-	-	0.007	-

Таблица 4.9. Химический состав пироксенов габбро мафитовой зоны Центрального Толпака

№пр.	577-1				575-14			
П №	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	53.14	52.22	52.29	52.22	52.32	54.87	54.69	54.40
TiO_2	0.35	0.53	0.56	0.47	0.48	0.30	0.24	0.38
Al_2O_3	1.04	2.30	1.90	2.49	1.71	0.99	1.21	1.11
FeO	6.35	7.16	7.15	7.18	6.80	15.95	15.95	15.36
MgO	15.03	14.95	14.85	14.11	15.23	25.40	26.21	25.97
MnO	-	-	-	-	-	0.12	0.31	0.29
CaO	23.96	22.66	22.99	22.92	22.72	2.37	1.22	1.34
Сумма	99.87	99.82	99.74	99.39	99.26	100.0	99.83	99.85
Fe#	19.2	21.2	21.3	21.9	20.0	26.1	52.8	26.1
Wo	48.0	46.2	46.7	47.2	46.2	4.7	2.4	2.7
En	42.0	42.4	42.0	41.3	43.0	70.5	72.4	71.9
Fs	10.0	11.4	11.3	11.5	10.8	24.8	25.2	25.4
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)								
Si	1.97	1.94	1.94	1.94	1.95	1.99	1.98	1.98
Aliv	0.03	0.06	0.06	0.06	0.05	0.01	0.02	0.02

П №	1	2	3	4	5	6	7	8
Alvi	0.01	0.04	0.03	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03
Ti	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.008	0.007	0.01
Al	0.05	0.1	0.08	0.11	0.08	0.04	0.05	0.05
Fe2+	0.87	0.99	0.99	1.00	0.95	2.10	2.10	2.05
MnO	-	-	-	-	-	0.02	0.04	0.04
Mg	0.83	0.83	0.82	0.78	0.84	1.37	1.41	1.41
Ca	0.95	0.90	0.91	0.91	0.91	0.09	0.05	0.05

Таблица 4.10. Химический состав шпинелидов дунитов, гарцбургитов и хромитовых дунитов Центрального Толпака

№пр.	575-2		575-6		609		1		290-1	
П №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08	0.11
Al_2O_3	20.59	23.03	17.70	18.01	16.30	19.47	20.61	21.93	11.98	11.61
FeO	18.81	18.10	17.19	17.49	22.62	22.93	19.28	19.63	17.57	17,14
Fe_2O_3									0.80	1.5
MgO	12.49	13.58	12.95	12.53	10.53	10.95	12.84	12.60	12.64	12.78
Cr_2O_3	47.75	44.51	51.62	51.64	49.56	46.34	45.83	44.85	56.18	55.99
Сумма.	99.64	99.22	99.46	99.67	99.01	99.69	98.56	99.01	99.10	99.13
Cr#	0.61	0.56	0.66	0.66	0.67	0.61	0.60	0.58	0.76	0.76
Mg#	54.2	52.2	57.3	56.1	45.4	46.0	54.3	53.4	56.19	57.07
Fe#	45.8	42.8	42.7	43.9	54.6	54.0	45.7	46.6	43.81	45.13
Fe^{3+}#									0.010	0.019
Ti									0.016	0.02
Al	6.12	6.77	5.52	5.40	5.06	5.91	6.19	6.53	3.71	3.60
Fe2+	3.94	3.75	3.64	3.70	4.95	4.91	4.09	4.12	3.84	3.75
Fe3+									0.16	0.30
Mg	4.67	5.02	4.89	4.72	4.10	4.18	4.85	4.72	4.93	4.98
Cr	9.47	8.72	10.33	10.32	10.24	9.37	9.18	8.91	11.60	11.58

Таблица 4.10 (продолжение 1)

П №	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Al_2O_3	11.98	11.61	23.39	25.56	14.56	18.66	23.66	22.91	18.22	21.08
FeO	11.37	17.64	21.93	21.64	19.36	19.63	17.71	18.81	19.06	18.90
Fe_2O_3	1.0	1.0	2.77	3.06	1.12	1.28	0.88	0.69	0.99	1.10
MgO	12.64	12.78	10.60	10.93	11.86	11.93	13.55	12.75	12.20	12.59
Cr_2O_3	56.11	55.99	41.23	38.79	53.07	48.47	44.17	44.79	49.08	46.32
Сумма.	99.10	99.02	99.92	99.98	99.97	99.97	99.97	99.95	99.55	99.99
Cr#	0.76	0.76	0.54	0.50	0.71	0.63	0.55	0.57	0.64	0.59
Mg#	56.47	56.36	46.0	47.0	52.0	58.0	55.0	55.0	53.0	54.0
Fe^{3+}#	0.013	0.013	0.033	0.036	0.014	0.016	0.010	0.008	0.012	0.01
Al	3.72	3.61	6.95	7.50	4.46	5.61	6.88	6.72	5.49	6.24
Fe2+	3.80	3.87	4.59	4.48	4.18	4.16	3.63	4.00	4.05	3.94
Fe3+	0.20	0.20	0.52	0.57	0.22	0.24	0.16	0.13	0.19	0.20
Mg	4.93	5.00	3.96	4.03	4.56	4.50	4.95	4.70	4.62	4.68
Cr	11.60	11.61	8.13	7.60	10.83	9.71	8.56	8.76	9.87	9.14

Таблица 4.11. Химический состав серпентинитов района озера Майсор (скважина № 03).

№пр.	-6	-17	-30	-39	-53	-61	-64	-83	-93
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	41.20	39.70	37.30	44.30	36.60	45.20	48.31	34.60	36.00

П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Al_2O_3	0.40	0.55	7.80	1.90	2.00	5.30	5.02	0.75	1.20
Fe_2O_3	7.92	8.37	5.24	5.18	9.26	4.60	0.87	5.58	6.84
FeO	0.25	0.25	2.44	1.97	2.38	2.52	5.43	2.00	1.81
MnO	0.08	0.11	0.19	0.14	0.25	0.14	0.20	0.10	0.11
MgO	35.24	36.08	23.25	26.94	34.01	21.02	20.09	40.90	36.26
CaO	0.50	0.50	13.10	10.62	0.50	15.23	17.86	0.50	0.63
Na_2O	0.10	0.10	0.15	0.38	0.21	0.15	0.10	0.10	0.20
K_2O	0.10	0.10	0.10	0.32	0.10	0.10	0.15	0.10	0.10
P_2O_5	0.009	0.009	0.009	0.009	0.021	0.009	0.017	0.009	0.009
П.п.п.	13.19	13.33	10.65	8.28	12.78	5.66	1.95	14.73	12.22
Сумма	99.01	99.13	100.37	100.14	98.21	100.03	100.14	99.39	95.44
CO_2	0.62	0.70	3.39	0.62	0.48	0.22	0.31	0.48	0.44
Sобщ.	0.013	0.014	0.009	0.02	0.052	0.021	0.021	0.006	0.010
Fe#	10.5	10.8	14.72	12.14	15.02	15.09	14.79	8.79	10.98

Таблица4.11 (продолжение 1)

№пр.	-98	-99	-108	-119	-136	-154	-160	-171	-179
П.№	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	35.40	37.60	35.50	35.00	37.60	38.20	37.30	36.60	38.00
TiO_2	0.024	0.078	0.028	0.74	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al_2O_3	1.10	4.60	0.85	1.00	0.70	0.85	0.60	0.85	1.20
Fe_2O_3	7.49	4.52	6.62	6.99	6.69	6.06	6.72	7.71	6.25
FeO	1.22	3.90	1.33	1.22	1.49	2.15	1.78	2.29	1.89
MnO	0.13	0.23	0.14	0.13	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12
MgO	38.21	30.99	39.15	38.92	38.69	37.22	38.92	38.18	37.62
CaO	0.55	0.55	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.63
Na_2O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.15	0.10	0.10	0.10
K_2O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
P_2O_5	0.009	0.045	0.009	0.009	0.009	0.009	0.009	0.009	0.009
П.п.п.	14.66	12.53	15.00	15.09	13.67	13.84	13.82	13.22	13.53
Сумма	98.99	95.24	99.33	99.80	99.68	99.21	99.98	99.70	99.47
CO_2	0.70	1.32	0.75	0.42	0.20	0.35	0.87	0.35	0.20
Sобщ.	0.11	0.057	0.085	0.071	0.069	0.10	0.10	0.10	0.09
Fe#	10.46	12.61	9.40	9.77	9.82	10.29	10.14	11.94	10.04

Таблица 4.12. Химический состав кумулятивных дунитов (1-2), верлитов (3, 8-9), габброидов (4, 6) и пироксенитов (5, 7) серпентинитового меланжа Майсора

№пр.	466-3а	466-3	466-2	466-1	466г	2109	2110	2384	2312
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	40.32	38.21	44.05	48.20	50.06	42.76	47.19	46.60	40.42
TiO_2	0.04	0.03	0.09	0.11	0.088	0.19	0.17	0.15	0.08
Al_2O_3	1.21	2.75	1.60	12.75	1.21	8.59	2.43	3.07	1.46
Fe_2O_3	7.52	8.50	7.74	0.84	6.84	4.21	5.00	3.83	8.90
FeO	0.40	2.06	2.02	9.06	1.75	2.69	2.77	2.57	2.43
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MnO	0.07	0.14	0.18	0.19	0.17	0.18	0.17	0.13	0.19
MgO	36.96	34.87	27.36	14.32	19.62	19.46	21.68	23.41	30.54

П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
CaO	0.21	0.50	9.29	8.97	19.00	16.20	15.42	12.26	4.36
K_2O	0.10	0.10	0.10	1.50	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
P_2O_5	0.14	0.009	0.009	-	-	0.016	0.026	0.023	0.014
П.п.п.	13.06	12.52	7.83	2.05	2.80	5.27	4.43	6.28	10.41
Сумма	100.13	99.79	100.39	98.18	101.82	99.82	99.57	98.52	99.05
CO_2	0.20	0.52	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.26
Sобщ.	0.006	0.005	-	0.005	0.007	0.006	0.011	0.005	0.009
Fe#	9.82	13.57	15.56	27.78	18.44	15.74	15.84	12.61	16.10

Таблица 4.13. Химический состав клинопироксенов верлитов Майсора

№пр.	03-64					03-40	
SiO_2	52.39	52.38	51.88	51.72	52.49	53.51	53.61
TiO_2	0.12	0.10	0.08	0.12	0.11	0.04	0.04
Al_2O_3	3.51	3.20	3.27	3.73	3.45	1.76	1.70
FeO	3.55	3.57	3.44	3.48	3.51	2.53	2.56
MgO	15.62	15.86	15.70	15.50	15.45	16.63	16.51
MnO	0.09	0.08	0.11	0.07	0.08	0.05	0.07
CaO	23.64	23.42	23.81	23.90	23.77	23.51	23.31
Na_2O	0.27	0.14	0.20	0.20	0.19	0.23	0.28
Cr_2O_3	0.79	0.68	0.74	0.78	0.65	0.74	0.79
Сум.	99.98	99.43	99.23	99.50	99.70	99.00	98.87
Fe-n	11.34	11.25	10.94	11.17	11.25	7.89	8.04
Wo	49.10	48.53	49.27	49.58	49.52	48.35	48.29
En	45.13	45.68	45.18	44.79	44.80	47.57	47.55
Fs	5.77	5.79	5.55	5.63	5.68	4.08	4.16
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)							
Si	1,1916	1,924	1,914	1,903	1,923	1,964	1,97
Aliv	0,084	0,076	0,086	0,097	0,077	0,036	0,03
∑	2	2	2	2	2	2	2
Alvi	0,068	0,064	0,057	0,066	0,073	0,041	0,044
Ti	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,001	0,001
Al	0,152	0,139	0,143	0,163	0,150	0,077	0,074
Fe2+	0,477	0,484	0,480	0,474	0,474	0,343	0,347
Mn	0,012	0,011	0,015	0,010	0,011	0,007	0,009
Mg	0,852	0,869	0,863	0,850	0,844	0,910	0,904
Ca	0,926	0,922	0,941	0,942	0,933	0,925	0,918
Na	0,017	0,009	0,013	0,013	0,012	0,015	0,018
Cr	0,025	0,022	0,024	0,025	0,21	0,24	0,025

Таблица 4.13 (продолжение 1)

№пр.		03-43.4					03-64	03-64
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	53.95	52.92	52.88	53.43	53.79	54.24	51.45	51.80
TiO_2	0.06	0.06	-	0.03	0.007	0.03	0.11	0.10
Al_2O_3	1.75	1.90	1.89	1.92	1.93	1.80	3.64	3.02
FeO	2.65	2.65	2.62	2.60	2.60	2.53	3.48	3.57
MgO	16.83	16.58	16.14	17.51	16.31	16.31	15.57	15.69
MnO	0.07	0.09	0.09	0.09	0.09	0.04	0.09	0.09
CaO	23.09	23.57	23.63	22.70	23.34	23.23	23.56	23.81
Na_2O	0.26	0.21	0.22	0.17	0.20	0.21	0.21	0.18
Cr_2O_3	0.74	0.98	0.94	0.98	0.96	0.98	0.74	0.70
Сум.	99.40	98.96	98.41	99.43	99.23	99.37	98.85	98.96

П.№	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe-n	8.23	8.27	8.33	7.66	8.15	7.99	11.16	11.36
Wo	47.53	48.39	49.08	46.25	48.57	48.50	49.13	49.17
En	48.21	47.35	46.67	49.64	47.24	47.38	45.19	45.06
Fs	4.26	4.26	4.24	4.11	4.19	4.14	5.68	5.77
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)								
Si	1,970	1,949	1,957	1,951	1,969	1,979	1,905	1,917
Aliv	0,030	0,051	0,043	0,049	0,031	0,021	0,095	0,083
∑	2	2	2	2	2	2	2	2
Alvi	0,046	0,32	0,040	0,034	0,053	0,057	0,065	0,500
Ti	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003
Al	0,076	0,083	0,083	0,083	0,084	0,078	0,160	0,133
Fe2+	0,355	0,361	0,361	0,348	0,350	0,338	0,417	0,492
Mn	0,010	0,012	0,013	0,012	0,012	0,005	0,013	0,013
Mg	0,916	0,910	0,891	0,953	0,890	0,887	0,860	0,866
Ca	0,903	0,930	0,937	0,88	0,915	0,908	0,935	0,944
Na	0,017	0,014	0,014	0,011	0,013	0,014	0,014	0,012
Cr	0,023	0,032	0,031	0,031	0,031	0,031	0,024	0,023

Таблица 4.14. Химический состав клинопироксенов пироксенитов Майсора

№пр.	3-69.8					3-69.3			
SiO_2	52.08	52.58	53.62	53.08	53.36	53.80	52.91	53.36	53.79
TiO_2	0.15	0.11	0.11	0.18	0.14	0.02	0.03	0.04	0.04
Al_2O_3	3.12	3.03	2.99	3.12	2.79	1.50	1.44	1.47	1.48
FeO	3.02	3.15	3.12	3.11	3.07	2.58	2.42	2.44	2.48
MgO	16.15	16.26	15.99	15.80	16.01	16.79	17.08	16.99	16.87
MnO	0.09	0.09	0.07	0.08	0.09	0.07	0.06	0.07	0.07
CaO	23.51	23.57	23.31	23.47	23.75	23.51	23.77	23.85	23.85
Na_2O	0.33	0.34	0.35	0.34	0.31	0.18	0.19	0.18	0.18
Cr_2O_3	0.87	0.84	0.86	0.89	0.77	0.93	0.80	0.83	0.88
Сумма.	99.31	99.97	100.42	100.08	100.29	99.38	99.70	99.23	99.64
Fe-n	9.50	9.78	9.91	9.97	9.68	7.94	7.38	7.40	7.65
Wo	48.61	48.45	48.55	49.06	49.05	48.10	48.08	48.30	48.42
En	46.51	46.51	46.35	45.86	46.02	47.78	48.08	47.84	47.64
Fs	4.88	5.04	5.10	5.08	4.93	4.12	3.84	3.86	3.94
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)									
Si	1,915	1,921	1,943	1,933	1,940	1,968	1,953	1,958	1,964
Aliv	0,085	0,079	0,057	0,067	0,060	0,032	0,047	0,042	0,036
∑	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Alvi	0,051	0,052	0,072	0,068	0,060	0,033	0,016	0,022	0,028
Ti	0,004	0,003	0,003	0,005	0,004	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	0,136	0,131	0,129	0,135	0,120	0,065	0,063	0,64	0,064
Fe2+	0,410	0,422	0,412	0,415	0,408	0,347	0,331	0,350	0,332
Mn	0,013	0,012	0,009	0,011	0,012	0,009	0,008	0,010	0,009
Mg	0,885	0,885	0,864	0,858	0,868	0,916	0,940	0,929	0,918
Ca	0,926	0,923	0,905	0,916	0,925	0,922	0,940	0,938	0,933
Na	0,022	0,022	0,023	0,023	0,020	0,012	0,012	0,012	0,012
Cr	0,028	0,027	0,07	0,028	0,024	0,030	0,026	0,027	0,028

Таблица 4.15. Химический состав клинопироксенов габбро Майсора

№пр.	3-61						
П.№	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	52.01	52.23	52.43	51.94	52.11	53.22	52.39
TiO_2	0.11	0.11	0.14	0.14	0.61	0.09	0.13

П.№	1	2	3	4	5	6	7
Al_2O_3	3.48	2.46	3.29	2.70	2.85	1.97	2.39
FeO	4.08	3.21	4.08	4.04	3.95	3.76	3.91
MgO	15.35	16.12	15.90	15.63	16.15	16.28	16.01
MnO	0.12	0.12	0.10	0.08	0.09	0.09	0.09
CaO	23.30	24.01	23.33	23.08	23.39	23.34	22.75
Na_2O	0.28	0.15	0.24	0.24	0.28	0.16	0.23
Cr_2O_3	0.51	0.39	0.50	0.47	0.48	0.36	0.49
Сумма.	99.24	98.80	100.01	98.32	99.91	99.27	98.39
Fe-n	13.0	10.01	12.59	12.68	12.05	11.50	12.10
Wo	48.68	49.05	47.96	48.09	47.79	47.67	47.31
En	44.66	45.85	45.49	45.33	45.92	46.32	46.31
Fs	6.66	5.10	6.55	6.58	6.29	6.01	6.38
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)							
Si	1,919	1,933	1,919	1,934	1,911	1,957	1,945
Aliv	0,081	0,067	0,081	0,66	0,089	0,043	0,055
∑	2	2	2	2	2	2	2
Alvi	0,071	0,041	0,062	0,053	0,036	0,043	0,050
Ti	0,003	0,003	0,004	0,004	0,017	0,002	0,004
Al	0,152	0,108	0,143	0,0119	0,124	0,086	0,105
Fe2+	0,558	0,442	0,549	0,563	0,534	0,511	0,542
Mn	0,017	0,017	0,014	0,011	0,012	0,012	0,013
Mg	0,844	0,889	0,867	0,867	0,881	0,892	0,886
Ca	0,921	0,952	0,915	0,921	0,919	0,920	0,905
Na	0,018	0,010	0,016	0,016	0,018	0,010	0,015
Cr	0,017	0,013	0,016	0,015	0,015	0,012	0,016

Таблица 4.16. Химический состав шпинелидов дунитов Майсора

№пр.	4-05		4-18		4-82		9-63		9-09	
TiO_2	0.09	0.08	0.15	0.10	0.08	0.10	0.16	0.13	0.15	0.13
Al_2O_3	11.57	11.27	8.92	9.13	8.77	8.74	9.87	9.91	10.52	10.54
FeO	19.14	20.38	17.70	17.35	19.51	20.00	19.40	20.00	19.08	19.44
Fe_2O_3	1.2	1.1	0.9	1.0	1.20	1.09	1.30	0.92	1.10	1.0
MgO	11.29	10.91	12.59	12.38	11.20	11.13	10.64	9.72	11.83	11.41
MnO	0.35	0.32	0.34	0.32	0.33	0.30	0.31	0.33	0.39	0.36
Cr_2O_3	56.88	56.47	59.86	60.00	58.20	59.42	58.50	58.60	56.51	57.10
Сумма.	100.52	100.53	100.47	100.27	99.29	100.78	100.18	99.67	99.58	99.98
Cr#	0.77	0.77	0.82	0.82	0.82	0.82	0.80	0.80	0.78	0.78
Fe#2+	48.7	51.17	44.09	44.00	49.40	50.20	50.60	53.60	47.50	48.90
Fe#3+	0.015	0.014	0.012	0.017	0.016	0.014	0.017	0.012	0.014	0.013
Mg#	51.3	48.83	55.91	56.00	50.60	49.80	49.40	46.40	52.50	51.10
Ti	0.017	0.016	0.030	0.020	0.016	0.020	0.032	0.026	0.030	0.026
Al	3,58	3.51	2.78	2.84	2.79	2.74	3.10	3.14	3.30	3.30
Fe2+	4,18	4.47	3.88	3.81	4.37	4.42	4.29	4.46	4.22	4.29
Fe3+	0.24	0.22	0.18	0.20	0.24	0.22	0.26	0.18	0.22	0.20
Mn	0.08	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.09	0.09	0.08
Mg	4.39	4.27	4.92	4.84	4.48	4.40	4.19	3.87	4.66	4.48
Cr	11.73	11.71	12.42	12.45	12.30	12.43	12.23	12.36	11.80	11.90

ОФИОЛИТЫ БОГЕМБАЙ – АРКАЛЫКСКОГО ПРЕДДУГОВОГО БАССЕЙНА

В ряду офиолитовых комплексов, участвующих в строении Богембай-Аркалыкского преддугового бассейна, особое место занимают выходы гетерогенного офиолитового меланжа Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы.

БОГЕМБАЙ-АНГРЕНСОРСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА

ВВЕДЕНИЕ

Интенсивно дезинтегрированные массивы плутонических офиолитов, отражающие различные этапы развития ранних палеозоид Майкаин-Экибастузского района [Антонюк, 1974], образующие основную массу гетерогенного серпентинитового меланжа [Степанец и др., 1984, Степанец, 1992], ранее включались в состав Шидерты-Экибастузского габбро-перидотитового (Майкаин-Кызылтасского [Объяснительная записка..., 1981]) пояса разновозрастных интрузий, внедрившихся, как предполагалось ранее [Трусова, 1948; Борукаев, 1955; Михайлов, 1972; Квятковский,1973], в эвгеосинклинальные зоны северо-востока Центрального Казахстана по глубинным крутопадающим разломам.

Эту точку зрения разделяли и геологи-съемщики А.Я. Ходоровский (1965), Т.В. Константинович (1965), В.П. Пахолюк (1965). Однако уже тогда К.А. Рачковская [Рачковская, 1970] отмечала, что серпентиниты не оказывают активного контактового воздействия на вмещающие их породы кембрия, ордовика и девона, а имеют с ними повсеместно тектонические границы с зеркалами скольжения и стресс -милонитами. Несколько позднее Р.М. Антонюк [Антонюк, 1974; Объяснительная записка..., 1981] сопоставил их с альпинотипной габбро-перидотитовой формацией. Отмечая при этом, что габбро и перидотиты слагают позднепротерозойский меланократовый фундамент вендкембрийских океанических базальтов Казахстанского палеоокеана, который в современной покровно-складчатой структуре образует зоны тектонических брекчий или меланжа, мелкие протрузивные залежи в ядрах Майкаин-Кызылтасского антиклинория.

С позиций тектоники литосферных плит гетерогенный серпентинитовый меланж можно рассматривать, как составную часть Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы фиксирующей область сочленения Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса и Ангренсор-Майкаинского ордовикско-нижнесилурийского вулканогенно-флишоидно-молассового прогиба с сиалическим типом коры [Степанец и др., 2008а].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Ангренсорский сегмент Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы образует линейно вытянутую зону, простирающуюся в северо-восточном направлении от Балааркалыкских гряд до озера Кудайколь более чем на 80 км, шириной от 0,5 до 7 км в максимальном раздуве (рис. 5.1). На местности выходы пород офиолитовой триады четко обособляются геоморфологически, в его юго-западной части силициты образуют гривистый рельеф, в центральной части серпентинитовый меланж слагает платообразную возвышенность, на северо-востоке рельеф беспорядочно холмистый, вершины холмов, как правило, сложены

силицитами, в подошве которых вскрывается серпентинитовый меланж. Границы выходов серпентинитового меланжа на местности четко совпадают с контуром магнитных аномалий, в гравитационном поле он отражается контрастными отрицательными аномалиями.

Количественные расчеты гравитационных аномалий, выполненные В.А. Гордеевым [Степанец, 1992], показали, что серпентинитовый меланж является «бескорневой» структурой, его подошва максимально располагается на глубине 2000 м, а в районе озера Ангренсор находится всего на глубине не более 450 м.

Фронт шарьяжа обращен на юго-восток, трассируется серпентинитовыми милонитами, сланцами, реже – лиственитами, налегает на интенсивно дислоцированные нижне-среднеордовикские кремнисто-граувакковые отложения Ангренсор-Майкаинской структурно-формационной зоны, содержащие продукты разрушения акцессорных минералов высокомагнитных плутонических пород, что выражается в высокой магнитной восприимчивости граувакковых песчаников. Низы разреза граувакковых скорлуповатых песчаников содержат горизонты, наполненные обломками яшм и кремнистых пород.

Распространение отложений паравтохтона на северо-запад, вглубь серпентинитового меланжа, контролируется углом падения подошвы покрова, что фиксируется сложно извилистой границей выходов меланжа и наличием его длинных «языков» и «заливов». Ряд тектонических останцов серпентинитов, удаленных на первые сотни метров от фронта шарьяжа, обнажается северо-западнее и южнее пикета Есолган. Здесь серпентиниты и бронирующие их бирбириты слагают платообразные возвышенности и линейно вытянутые увалы. Перепад их высот от подножья до вершины составляет от 5 до 10 м.

Повсеместно в узких зонах контакта серпентиниты превращены в сланцы и милониты, а граувакки паравтохтона рассланцованы и брекчированы. Северо-западней озера Ангренсор, на незначительном удалении от современной линии фронта шарьяжа, можно наблюдать, как перетертая серпентинитовая масса вдавлена в трещины шириной не более 1 м.

Плоскость сместителя фронта шарьяжа, судя по геофизическим данным, имеет устойчивое крутое северо-западное падение в районе гряд Балааркалык и озера Кудайколь, однако в районе озера Ангренсор и урочища Дуэк подошва шарьяжа имеет менее крутое (65^0) падение.

В тылу серпентинитовый покров «запечатан» верхнеордовикской шандыкольской олистостромой, содержащей олистоплаки и олистолиты серпентинитов, пестроокрашенных силицитов, яшм, миндалекаменных пиллоу-лав, спилитов и глыбы известняков верхнего ордовика.

С ордовикскими вулканитами сарыбидаикской свиты, континентальными нижнедевонскими образованиями жарсорской свиты серпентиниты имеют преимущественно прямолинейные тектонические контакты, в таких зонах серпентиниты, по-видимому, образуют постскладчатые протрузии. Один блок жарсорской свиты обнажается среди серпентинитового меланжа.

На всем протяжении зоны серпентинитовый меланж бронирован мощной (до 50 м) бирбиритовой корой выветривания [Тажибаева и Пономарев, 1980], площадь которой достигает 75 %, что значительно снижает информативность о вещественном составе серпентинитового меланжа. В эрозионных окнах можно наблюдать, как в серпентинитовый меланж «закатаны» будины массивных порфиробластовых гарцбургитов, дунитов, лерцолитов, габбро, диабазов и пироксеновых порфиритов. В составе меланжа присутствуют также будины гранатсодержащих пироксенитов, лампрофиров, диоритов, трахитовых гранодиоритов, последние резко преобладают.

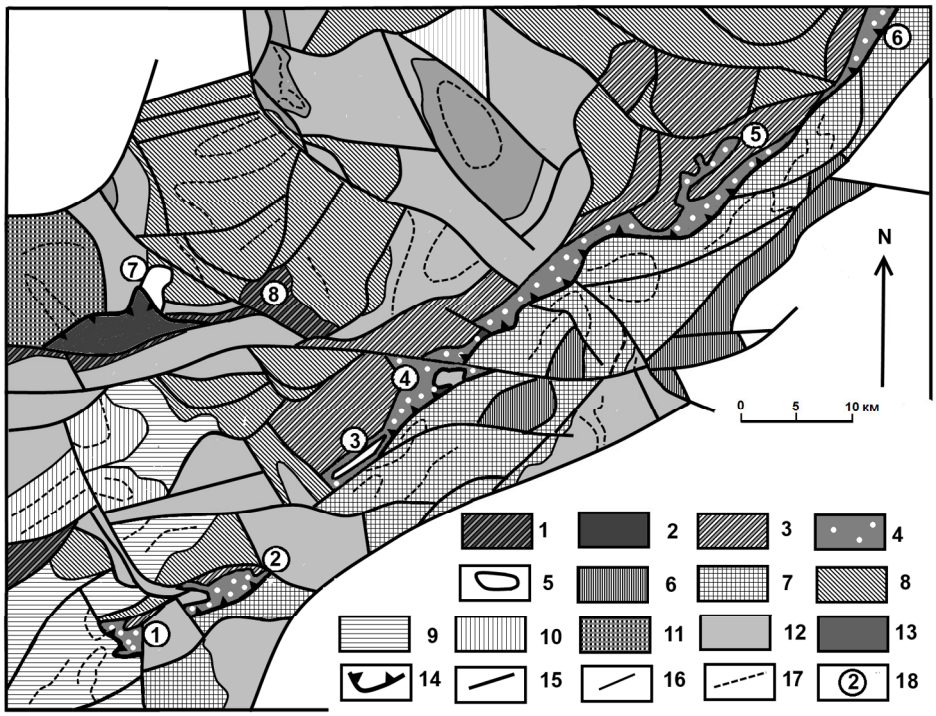

Рис. 5.1. *Геологическая схема Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы и прилегающих структур (по: [Степанец, 1992] с использованием данных В.И. Жуковского и М.П. Щебуняева)*

1-2 – Агырек-Арсаланская аккреционная призма: 1 – олистострома, 2 – офиолиты задуговых спрединговых бассейнов; 3-4 – Богембай-Ангренсорская аккреционная призма: 3 – олистострома, 4 – офиолиты преддуговых бассейнов; 5 –тектонические покровы силицитов; 6-7: – Ангренсор-Майкаинский задуговой бассейн:6 – кураминская свита (O_1), 7 – флишоидно-молассовые отложения (O_1-S_1); 8-10 – Кендыктинский сегмент Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса: 8 – вулканогенно-осадочное отложения (O_{1-3}), 9 – карбонатно-терригенные (O_3), 10 – терригенные отложения (S_1); 11 – Шакшанский задуговой бассейн: еркебидаикская свита (O_2); 12-13 – Девонский вулканоплутонический пояс: 12 – вулканогенно-терригенные комплексы (D_{1-3}), 13 – терригенные отложения (C); 14 – надвиги; 15 – разломы; 16 – геологические границы; 17 –структурные линий; 18 – географические пункты: 1-Жаман-Богембай, 2 – Богембай, 3 – Балааркалык, 4 – Адильбек, 5 – Дуэк, 6 – Кудайколь, 7 – Сергели, 7 – Байахмет

По-видимому, трахитовые гранодиориты следует сопоставлять с продуктами «постколлизионно-субдукционного» магматизма, широко развитого в пределах подвижных поясов покровно-складчатых областей континентов [Лучицкая, 1998]. Количество будин не превышает 10 % от объема серпентинитового меланжа. Часто серпентинитовый меланж содержит жилы магнезитов.

Целиковые блоки с ненарушенным разрезом мафит-ультрамафитов встречаются редко, один из таких выходов был вскрыт скважиной № 8 западней озера Ангренсор, редкие небольшие по размеру блоки известны также в районе озера Кудайколь и урочища Дуэк, вещественный состав которых остался не изученным.

Характерной чертой строения серпентинитового меланжа является отсут-

ствие в его составе залежей хромитов, будин базальтов и силицитов [Степанец, 1992], последние, как правило, слагают горизонтально лежащие на серпентинитовом меланже тектонические останцы хвостов постскладчатых тектонических покровов.

Одним из характерных примеров тому является конусообразная сопка Адильбек (рис. 5.2), расположенная юго-западнее озера Ангренсор. Здесь на юго-восточном склоне Н.П. Антонюк обнаружила конодонты (обн. 422), а впоследствии Н.М. Гридиной был детально описан разрез силицитов, где снизу вверх, мощность истинная в метрах, наслаиваются:

1. Зеленовато-серые кремни с прослоями темно-серых с обильными конодонтами (обн. 422/1а): *Paracordylodus gracilis* Lindström, (обн. 422/1б) *Prioniodus elegans* Pander, *Acodus deltatus longibasis* McTavish, *Protoprioniodus sp., „Scandodus" aff. robustus* Serpagli, (обн. 422/1в, 1г) много *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Prioniodus elegans* Pander, *Acodus deltatus longibasis* McTavish……..0.17
Перерыв в обнажении ……....0.17
2. Слоистые зеленовато-серые кремни с прослоями красных радиоляритов. Единичные мелкие (обн. 422/2а, 2б, Аз. угла падения $130^0 < 55\text{-}75^0$) конодонты: *Paracordylodus gracilis* Lindström.….....0.8
Перерыв в обнажении …….....0.7
3. Мощная пачка зеленовато-серых кремней с обильными конодонтами зоны *P. (O.) evae* (Аз. угла падения $130^0 < 55\text{-}60^0$). В обн. 422/3а, 3б определены многочисленные конодонты: *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Prioniodus elegans* Pander.....0.17
В обн. 422/3в, 3г определены конодонты: *Prioniodus evae* Lindström, *Drepanodus arcuatus* Pander, а в обн. 422/3д,3е – *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Prioniodus elegans* Pander.....0.59
4. Маркирующий горизонт массивных зеленовато-серых мусорных кремней (обн. 422/4) с редкими конодонтами: *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Prioniodus sp.,* хорошо прослеживается на местности. В 210 м к северо-востоку в обн. 427 описаны аналогичные конодонты…….....0.17

Мощность изученного фрагмента разреза конденсированных силицитов, содержащих конодонты слоев с *P. (P.) elegans* и зоны *P. (O.) evae*, составляет 2.77 м.

Выше (далее см. рис. 5.2) в зеленовато-серых кремнях (обн. 423) редкие конодонты – *Prioniodus* sp. Далее в 25 м от основания разреза вскрывается горизонт (обн. 424, а также в обн. 425) зеленоватых кремней с редкими и мелкими конодонтами дапингского яруса слои с *P. flabellum: Periodon flabellum* (Lindström), *Prioniodus* sp., *Paroistodus* sp. В обн. 426 также описаны конодонты зоны *Prioniodus (O.) evae.*

Аналогичный комплекс конодонтов позднее был обнаружен Н.М. Гридиной [Евсеенко и др., 2001] в силицитах Балааркалыкских гряд (рис. 5.1).

Рис. 5.2. *Схематический разрез силицитов горы Адильбек ($51^0$25'50"с.ш., $75^0$19'52"в.д.), составлена Н. М. Гридиной и В. Г. Степанцом в 1991 г*

1-3 – конодонты: 1 – зоны Prioniodus (P.) elegans, 2 – зоны Prioniodus (O.) evae, 3 – слоёв с Periodon flabellum; цифрами обозначены номера обнажений

В пределах полей развития хаотического комплекса встречаются отдельные изолированные тектонические останцы зеленых силицитов, подошва которых прослоена серпентинитовыми милонитами. Мелкие блоки фаунистически недатированных миндалекаменных лейкобазальтов и афировых базальтов обнажаются в подошве Балааркалыкских гряд. Небольшие блоки афировых трахибазальтов и спилитов, обнажающиеся к западу от озера Ангренсор, «закатаны» в серпентинитовый меланж. Мощность пластины трахибазальтов на отдельных участках, судя по результатам бурения, проведенного А.Я. Ходоровским (1965), не превышает 200 м.

В 12 км юго-западней гряд Балааркалык обнажается Жаксы-Богембайский покров (рис. 5.3).

Фронт шарьяжа так же, как и в пределах Ангренсорского сегмента, обращен на юго-восток, налегает на силурийские красноцветные песчаники. Аналогичные по составу песчаники обнажаются западнее горы Баяндыр.

На севере меланж запечатан верхнеордовикской шандыкольской олистостромой. На западе меланж тектонически сопряжен с континентальными среднедевонскими вулканитами куртозекской свиты среднего девона. В узких зонах контакта серпентинитовый меланж наполнен мелкими глыбами и блоками базальтов и яшм, которые придают этим зонам облик гомогенного меланжа.

Основные поля серпентинитового меланжа, в отличие от меланжа Ангренсорского покрова, содержат сигарообразные и изометричные будины брекчированных ортопироксенитов, вебстеритов, кумулятивных верлитов, лерцолитов и габброидов, их длинные оси вытянуты вдоль общего северо-восточного простирания покрова. Реже встречаются крупные блоки диоритов и роговообманковых диабазов, аналогичных таковым из серпентинитового меланжа района оз. Ангренсор. Подиформные залежи хромитов в составе меланжа не обнаружены. Скважина № 08 глубиной 215 м, забуренная практически в центре серпентинитового покрова (рис. 5.3), вскрыла на глубине 207 м мощную полого ориентированную зону серпентинитовых милонитов, что является доказательством горизонтальной ориентировки подошвы покрова и незначительной его мощности.

Отдельные покровы базальтов и силицитов сорваны с меланжа и надвинуты на силурийские красноцветные песчаники и алевролиты. Силициты горы Жаксы-Богембай содержат флоские конодонты (обн. 420): *Paracordylodus gracilis* Lindström, аналогичные установлены и в силицитах горы Адильбек (рис. 5.2).

Жаман-Богембайский пакет покровов располагается в 6 км юго-западнее Жаксы-Богембайского и отделен от него выходами пород континентального среднего девона. На современном эрозионном срезе серпентинитовый покров образует синформу с причудливо извилистой границей, шарьированной на разновозрастные осадочные и вулканогенные образования нижнего палеозоя (рис. 5.4). Зоны тектонических контактов залечены линзовидными телами лиственитов мощностью не более 5 м. На тектоническую природу контакта указывают и брекчии, состоящие из обломков верхнеордовикских известняков, заключенные в подошву серпентинитового меланжа, вскрытые в западном борту покрова канавой, пройденной А.Р. Квятковским [Квятковский, 1973]. Ориентировка плоскостей рассланцевания серпентинитов вертикальная, а в зонах контакта – пологая и направлена к ядру синформы. Расчеты гравитационной аномалии, выполненные В.А. Гордеевым (рис. 5.4), показывают, что подошва синформы находится на глубине не более 550 м.

Состав будин серпентинитового меланжа идентичен таковым, описанным в пределах покрова Жаксы-Богембай. В

серпентинитах широко развиты мощные жилы магнезитов.

Покровы силицитов, по неопубликованным данным А.Д. Гидаспова (1986), содержат конодонты флоского (обн. 8418, 8418/3,5): *Prioniodus intermedius* Serpaglis, *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Periodon flabellum* (Lindström), *Protopanderodus rectus, Paroistodus parallelus* (Pander) и конодонты дапингского и даррывилского ярусов (обн. 685): *Periodon flabellum* (Lindström), *Paracordylodus gracilis* Lindström, заключения Л. А. Курковской.

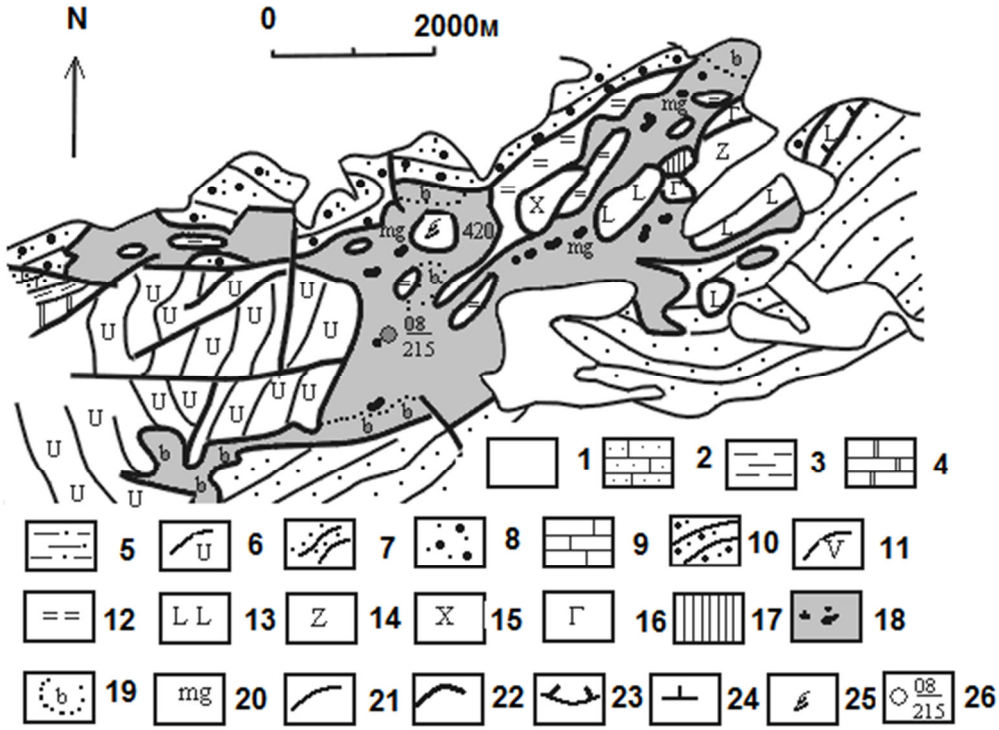

Рис. 5.3. *Геологическая схема района горы Богембай (координаты точки наблюдения 420: $51^0$13'30'' с. ш., $75^0$00' в.д.) (по: [Степанец, 1992])*

1 – четвертичные отложения; 2 – сульциферовая свита (D_3sl); 3 – мейстеровская свита (D_3ms); 4 – софинская свита (D_3sf); 5 – конырская свита (D_2kn); 6–куртозенкская свита (D_2krt); 7 – баяндырская свита (S_1bn); 8 – шандыкольская серия (O_3sn); 9 – ороойская свита (O_3or); 10 – коскарасуйская свита (O_3kk); 11 – сарыбидаикская свита (O_{1-2}sb); 12 – силициты; 13 – базальты; 14 – диабазы; 15 – диориты, гранодиориты, плагиограниты; 16 – габбро; 17 – перидотиты; 18 – серпентинитовый меланж (жирными точками показаны мелкие будины пород офиолитовой триады); 19 – бирбириты; 20 – жилы магнезитов; 21 – геологические границы; 22 – разломы; 23 – шарьяжи; 24 – элементы залегания; 25 – места находок конодонтов; 26 – скважина, в числителе – номер; в знаменателе – глубина

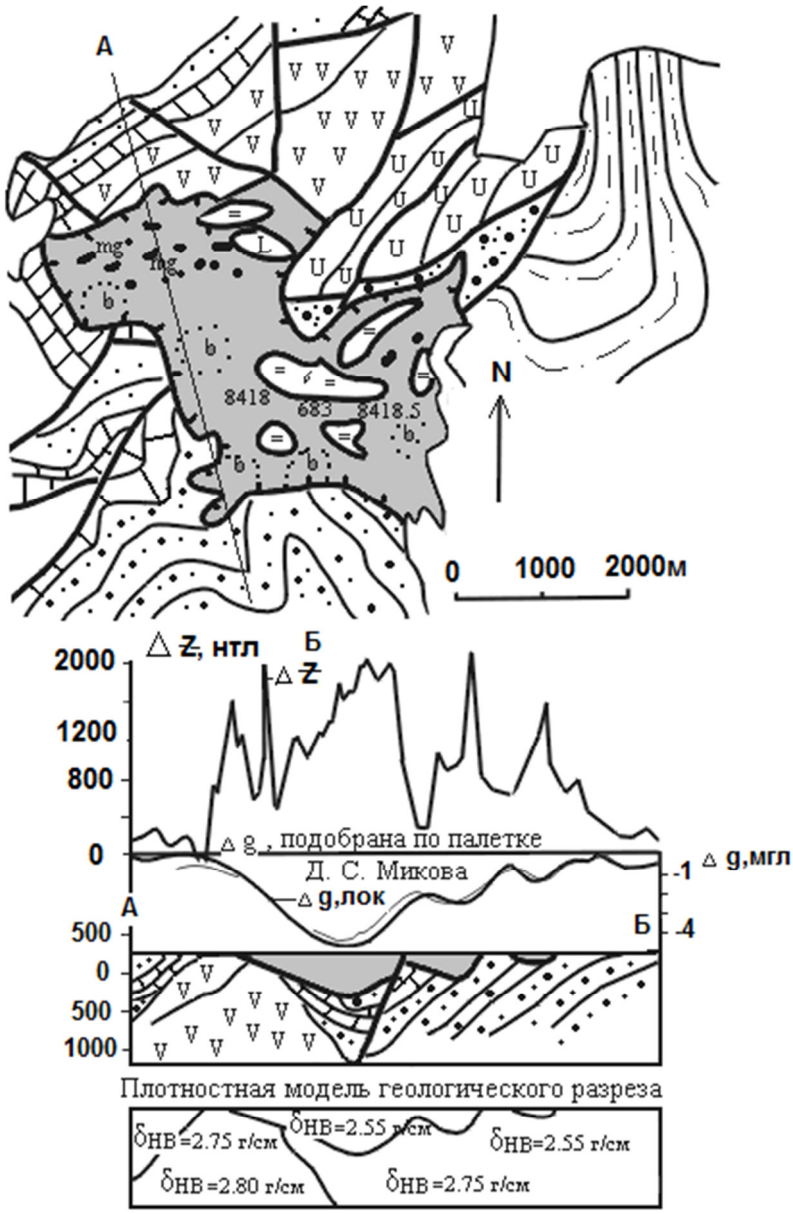

Рис. 5.4. *Геологическая схема (координаты точка наблюдения 683: 51^{0}10' с. ш., 74^{0}51' в.д.) Жаман-Богембайского покрова с геологическим разрезом и плотностной моделью составили В.Г. Степанец и В.А. Гордеев в 1986 г с использованием материалов А.Д. Гидаспова*

Точками показаны караайгырские песчаники, наполненные хорошо окатанной галькой кремнистых пород.

Остальные условные обозначения см. на рис. 5.3

БАСКУДУКСКИЙ ЧЕШУЙЧАТЫЙ ПАКЕТ ПОКРОВОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ

Баскудукский пакет покровов располагается севернее Эдрейского гранитоидного массива в области выклинивания структур Аркалыкского преддугового бассейна, структуры которого с востока граничат с олистостромой Найманжальской аккреционной призмы, а на западе с Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайской вулканоплутоническим поясом.

Данный район был исследован Н.М. Гридиной, Б.Ш. Клингер, В.Е. Коником и В.Г. Степанцом в 1990 г. в рамках проекта «Разработка схемы биостратиграфического расчленения нижнепалеозойских отложений Алкамерген-Жиландинского и Майкаин-Кызылтасского антиклинориев в связи с составлением опорной легенды ГПК-50», чьи материалы легли в основу данной главы.

В составе Баскудукского чешуйчатого пакета покровов А.В. Авдеев (1989) выделял две фаунистически недатированные толщи метаморфитов докембрия: утегенсорскую и алкасорскую свиты. Утегенсорская свита, по данным А.В. Авдеева, представлена порфироидами по лавам натровых липаритов, субвулканическим гранит-порфирам, реже гранитам. Порфироиды липаритового состава сложены кварцем, альбитом или альбитмикроклином, иногда оторочены гранофировыми сростками, зеленовато-бурым биотитом и фенгитом, зернами циркона и порфиробластами граната.

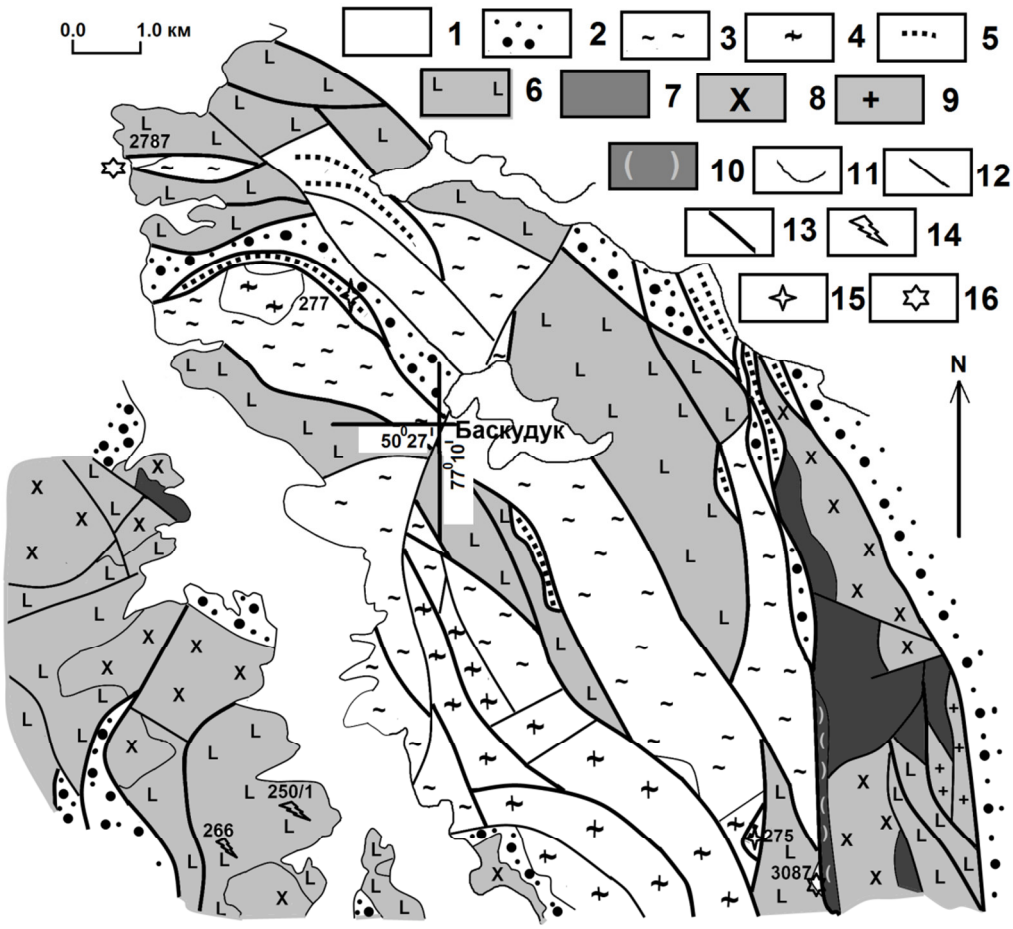

Рис. 5.5. *Схематическая карта Баскудукского пакета покровов, по В.Г. Степанцу, Н.М. Гридиной и Б.Ш. Клингер (1991) с использованием материалов А.В. Авдеева (1989) и полевых материалов Ю.А. Васюкова (1991)*

1 – четвертичные отложения; 2 – олистострома; 3 – утегенсорская толща, 4 – гранит-порфиры; 5 – алкасорская толща, 6-10 – офиолиты: 6 – актюменская толща, 7 - 9 – перидотит-габбро-диорит-плагиогранитный комплекс: 7 – перидотиты и габбро, 8 – диориты, гранодиориты, 9 – плагиограниты; 10 – лиственитты; 11 – геологические границы; 12 – разломы; 13 – границы тектонических покровов; 14-16 – места находок фауны и их номера: 14 – конодонты, 15 – радиолярии, 16 – кораллов

Утегенсорские покровы тектонически перекрыты алкасорской толщей метаморфизованных фенгит-хлорит-кварцевых динамосланцев с гранатом и железистых микрокварцитов, кварцитов, реже яшм. Железистые кварциты наполнены стильпномеланом, гранатом, рубеллитом и аконитом. Докембрийский возраст алкасорской толщи А.В. Авдеевым был определен условно, что послужило поводом для поисков микрофауны в железистых кварцитах и яшмоидах. В результате детальных и кропотливых поисков Б.Ш. Клингер удалось в прозрачных шлифах, изготовленных из наименее измененных силицитов, обнаружить остатки радиолярий.

Так, в обн. 277 и обн. 275 были определены радиолярии плохой сохранности, что позволило Б.Ш. Клингер считать вмещающие их силициты не древнее верхнего кембрия. Однако следует отметить, что А.В. Авдеев еще ранее отмечал в составе Баскудукских покровов присутствие плейчатых железистых кварцитов, развитых по окпектинским радиоляритам раннего кембрия [Объяснительная…, 1981].

По современной стратиграфической схеме, разработанной составителями геологической карты Казахстана масштаба 1:500000, серия Центрально-Казахстанская [Антонюк и др., 1995], последние отнесены к найманжальским силицитам, что на наш взгляд, не вполне обосновано, поскольку свита в геологии есть понятие, прежде всего литостратиграфическое.

Глыбы железистых кварцитов, яшм и кремнистых аргиллитов, содержащих радиолярии тесно сопряжены с входами фенгит-хлорит-кварцевых динамосланцев, развитых по граувакам, которые эпизодически встречаются в составе олистостром, содержащих глыбы окремненных известняков (обн. 3187) с кораллами позднего ордовика, слои с *Holorhynchus giganteus*, определения В.Е. Коника.

Выходы утегенсорских порфироидов тесно сопряжены с тектоническими покровами пиллоу-лав основного состава, которые содержат будинированные горизонты и будины полосчатых яшм, зеленых кремней, нередко превращенных в сланцы. Базальты, как правило, преобразованы в порфиритоиды, но в отдельных обнажениях они сохраняют первичные структурные особенности и представлены вариолитами и спилитами, что позволяет сопоставить их с базальтами актюменской свиты района тригопункта Актюмен (рис. 5.5). В состав актюменьской свиты, включены пироксеновые базальтовые порфириты, плагиоклаз-пироксеновые порфириты, афировые базальты, реже диабазы, прослоенные редкими маломощными горизонтами яшм и кремнистых алевротуффитов. В последних Н.М. Гридиной и Б.Ш. Клингер в обн. 266/1 обнаружены конодонты *Prioniodus* aff. *intermedius* Serpagli, а в обн. 250/1 конодонты плохой сохранности, представлены *Periodon* sp., *Prioniodus* sp., которые по Н.М. Гридиной убедительно доказывают флоский возраст актюменской свиты.

К юго-востоку, вдоль восточного обрамления утегенсорских покровов, постепенно уменьшается количество выходов пород актюменской свиты, а на широте пос. Баскудук он замещается полимиктовым серпентинитовым меланжем, впервые закартированным В.Г. Степанцом. С запада серпентинитовый меланж ограничен мощной (до 30 м) зоной лиственитов, слагающих гряду северо-восточного простирания, последние содержат глыбы и будины кварц-хлоритовых сланцев, железистых кварцитов (аналоги алкасорской свиты), яшмо-кварцитов и яшм.

Далее к востоку обнажаются меланжированные серпентиниты, в которые закатаны будины полосчатых габбро-амфиболитов, габброидов, анортозитов, диабазов, реже отмечаются слабо серпентинизированные перидотиты. Вглубь меланжевой зоны резко увеличивается количество блоков габброидов, диоритов и плагиогранитов, реже встречаются блоки диабазов, а количество цементирующей серпентинитовой массы уменьшается. Полимиктовый серпентинитовый меланж рассечен протяженными маломощными дайками будинированных щелочных диабазов позднего палеозоя.

На востоке породы офиолитового комплекса тектонически контактируют с олистостромой Найманжальской аккреционной призмы, детально описанной автором в районе летника Тескудук и зимовки Шаткудук.

Учитывая состав, тектоническое положение кремнисто-вулканогенного комплекса, а также его тесную сопряженность с офиолитовым меланжем, целесообразно рассматривать эти толщи как редуцированный островодужный офиолитовый комплекс [Степанец и др., 1991].

Широкое присутствие в составе олистостромы фенгит-хлорит-кварцевых динамосланцев, метаграувакк алкасорской

свиты, а также фенгита, зерен циркона и порфиробластов граната в порфироидах утегенсорской свиты указывает на то, что данные комплексы испытали в ходе субдукции метаморфизм ранних ступеней глаукофансланцевой фации.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Кембро-ордовикская базальтовая толща

Вещественный состав и тектоническое положение

У подножья Аркалыкских гряд обнажаются базальты, которые подразделяются на две группы. Наиболее распространены аллохтоны лейкобазальтов, относительно реже встречаются глыбы меланобазальтов.

Лейкобазальты характеризуются интерсертальной структурой основной массы, содержащей обильное количество крупных кристаллов титаномагнетита и игольчатого ильменита. Преобладают миндалекаменные микропорфировые, реже отмечаются крупнопорфировые разности. Вкрапленники представлены исключительно плагиоклазом, образующим таблитчатые, широкотаблитчатые незональные зерна. Миндалины округлые или неправильной формы размером до 2 см, выполнены кальцитом, хлоритом и альбитом.

Меланобазальты характеризуются апоинтерсертальной, аповариолитовой структурами основной массы. Среди них резко преобладают афировые и миндалекаменные, реже встречаются микропорфировые разновидности, последние подразделяются на плагиоклазовые, клинопироксен-плагиоклазовые и оливин-клинопироксен-плагиоклазовые. Фенокристаллы плагиоклаза – это удлиненно-призматические, таблитчатые зерна и гломеропорфировые сростками. Клинопироксен – авгит, короткопризматический, оливин слагает единичные зерна, замещенные серпентином, хлоритом.

Вторичные изменения вулканитов связаны с процессами зеленокаменного перерождения: темноцветные минералы и основная масса замещены хлоритом, эпидотом, кварцем, карбонатом, серицитом и соссюритом. Округлые, овально-вытянутые миндалины (0.5-1.0 см) выполнены хлоритом, кальцитом, эпидотом и альбитом.

Петрогеохимия

Базальты, обнажающиеся в подножье Аркалыкских гряд, по характеру распределения титана, железа и магния отвечают high-Ti/Fe примитивным и дифференцированным базальтам с четко противоположной геохимической специализацией (табл. 5.1).

Дифференцированные миндалекаменные базальты обеднены SiO_2 =38.80-44.90 мас. %, Al_2O_3=12.50-16.10 мас. %, резко MgO=3.20-4.14 мас. %, обогащены P_2O_5=0.50-0.94 мас. %, K_2O=0.65-1.23 мас. %. Для них характерно преобладание Fe_2O_3 над FeO 7.90-10.87 мас. % и 5.03-7.25 мас. % соответственно, крайне низкие концентрации Cr (10 г/т), Ni (<30 г/т) и высокие Li (24 г/т), Rb (>7 г/т) и Nb (12-23 г/т), что сближает их с базальтами плюмовых ассоциаций.

На диаграмме Y/Zr-Nb/Zr (рис.5.6) отчетливо видно, как их фигуративные точки располагаются за пределами полей внутриплитных базальтов Курило-Камчатской островной дуги.

На диаграмме 2Nb-Zr/4-Y [Meschede, 1986] их фигуративные точки лежат в поле EMORB, но при этом тяготеют к линии раздела внутриплитных базальтов.

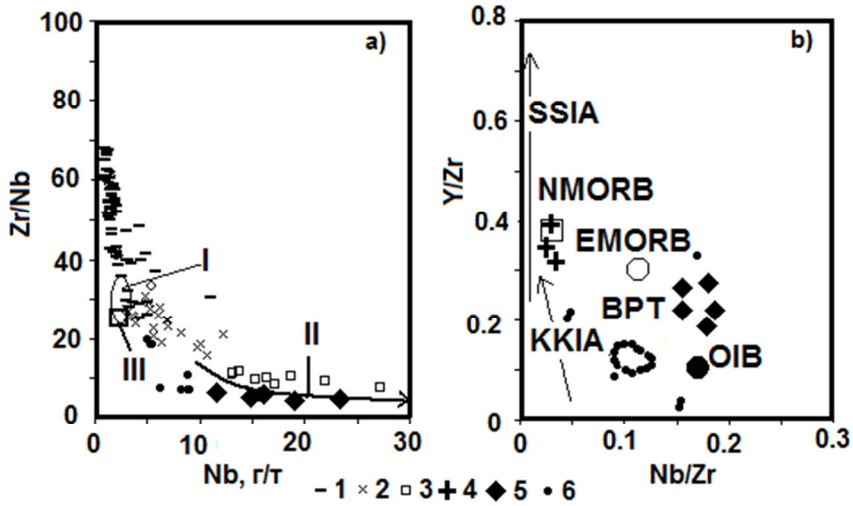

Рис.5.6. *Диаграммы соотношений Zr/Nb-Nb (a) и Y/Zr-Nb/Zr (b)*

(a) 1-3 – Камчатская островная дуга: 1 – Восточный Вулканический фронт, 2 – Центральная Камчатская депрессия, 3 – базальты внутриплитного типа; 4-5 – тектонические покровы: 4 – примитивные базальты, 5 – дифференцированные базальты; 6 – будины низкотитанистых вулканитов. (b) Тренды: SSIA – Южно-Сандвичевой островной дуги (по: [Pearce et al., 1995]), KKIA – Курило-Камчатской островной дуги и WPT – базальты внутриплитного типа KKIA (по: [Churikova et al., 2001]), NMORB – нормальные базальты срединно-океанического хребта, EMORB – обогащенные базальты срединно-океанического хребта и OIB – базальты океанических островов (по: [Sun, McDonough, 1989]). Римскими цифрами обозначены: I – примитивные базальты подножья Аркалыкских гряд, II – тренд фракционирования OIB Императорского хребта, III– NMORB северо-западной части Восточно-Тихоокеанского поднятия (по: [Regelous et al., 2003)

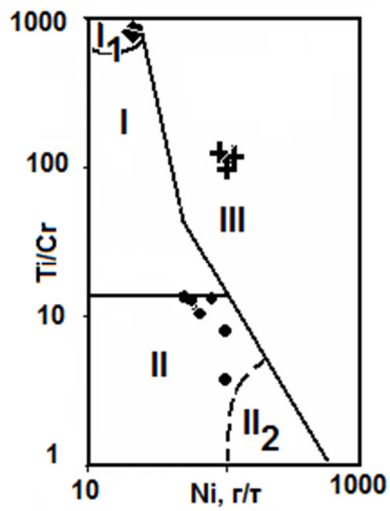

Рис. 5.7. *Диаграмма Ti/Cr-Ni [Beccaluva et Al., 1983] вулканитов района оз. Ангренсор*

I *– умеренно титанистые островодужные серии (**I_1** – спилиты);* ***II*** *– низкотитанистые островодужные серии (**II_2** – бониниты);* ***III*** *– высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, океанических островов, задуговых бассейнов.*

Остальные условные обозначения см. на рис. 5.6

Широкие вариации концентраций Nb, низкие отношения Zr/Nb=5.2-6.7 приближают их к тренду фракционирования OIB Императорского хребта (рис. 5.6(a)), а высокие Rb/Nb n=0.74-1.25 вероятнее всего свидетельствуют, что они являются производными обогащенной мантии. На их плюмовую природу указывают и низкие величины дискриминанты D1 (210-228) [Дмитриев и др., 1999]. На более современной диаграмме Ю.Г. Фиттона [Fit-

ton, 2007] они также соответствуют базальтам океанических островов.

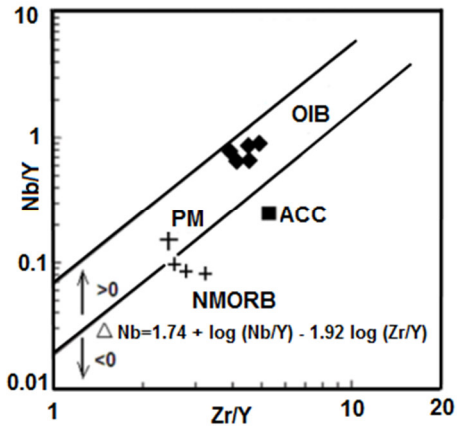

Рис. 5.8. *Диаграмма отношений Nb/Y-Zr/Y [Fitton, 2007]. PM – примитивная мантия и ACC – средний состав континентальной коры (по: [Sun & Mc-Donough, 1989])*

Остальные условные обозначения см. на рис. 5.6

Для примитивных оливин-нормативных базальтов характерны незначительные вариации Na_2O=2.24-2.30 мас. %, K_2O=0.28-0.30 мас. %, P_2O_5=0.28-0.30 мас. %, преобладание FeO над Fe_2O_3 7.09-7.34 мас. % и 4.80-5.25 мас. % соответственно. Высокие концентрации Y (35-40 г/т), Cr (105-120 г/т), Ni (90-100 г/т) и низкие Rb (2 г/т), Nb (<4 г/т), высокие Zr/Nb=25-36 отношения характеризуют их как базальты срединно-океанических хребтов.

На их океаническую природу указывают и отношения Cr-Ni и Ti/Cr-Ni (рис. 5.7), Nb/Y, Zr/Y (рис. 5.8), это отчетливо видно и на дискриминационной диаграмме 2Nb-Zr/4-Y [Meschede, 1986].

Однако следует отметить, что концентрации TiO_2 несколько превышают уровень, характерный для NMORB, что не исключает их образование в пределах океанических плато. Здесь следует отметить, что разрезы силицитов, ассоциирующие с базальтами, интенсивно конденсированные и не содержат железомарганцевых выделений. Это исключает их близость с активными гидротермальными зонами срединно-океанических хребтов.

Однако отсутствие широкого спектра элементов-примесей и изотопных отношений оставляет вопрос о геодинамической природе базальтов подножья Аркалыкских гряд открытым.

Полимиктовый серпентинитовый меланж Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы

Вещественный состав

Степень серпентинизации исходных пород крайне высокая и достигает нередко 100 %. Основу серпентинитов составляют петельчатый лизардитовый серпентин и бастит. Количественные соотношения минералов, восстановленные по реликтовым минералам, варьируют в широких пределах: оливин составляет 60-85 %, ортопироксен – 20-53 %, хромшпинель – до 2 %. Реликты зерен ортопироксена округлые, вытянутые, сильно растянутые, достигают 0.8 см.

В псевдоморфозах по крупным зернам ортопироксена местами сохраняются тени структур распада, замещенные бурым изотропным минералом. Петельчатый лизардит в интенсивно метаморфизованных серпентинитах сохраняется спорадически. Обычно он замещен листоватым пластинчатым антигоритом, бледно-зеленым хлоритом, реже пикролитом волокнисто-призматического сложения. Нередко внутренние ядра серпентинитовых петель замещены лучистым тремолитом.

Антигоритовые, антигорит-лизардитовые, лизардит-хлоритовые разновидности подвергнуты последующему тальк-карбонатному метасоматозу. Деформированные структуры выражены в субпараллельном, веерообразно ориентированном расположении полос излома, изгибами трещин спайности, блоковыми структурами, декорированными магнетитами.

В милонитах и брекчиях обломки представлены различными видами сер-

пентина, где сохраняется структура и очертания зерен, замещенных баститом, лизардитом и антигоритом. Цемент серпентиновый, интенсивно ожелезнен, карбонатизирован, замещен глинистыми минералами и хлоритом.

Лиственитты сложены кварцем, кальцитом, брейнеритом и доломитом, реже отмечается фуксит, довольно часто в них встречаются зерна лимонитизированного пирита.

Верлиты кумулятивные, гипидиоморфнозернистые, пойкилитовые, массивные, темно-зеленые на свежем сколе, на выветрелой поверхности, коричневато-серые. Состоят из антигорита (45-60 %), клинопироксена (40-50 %), ортопироксена (5 %), хромшпинели (3 %) и магнетита (3 %). Диопсид (c:Ng=38-450, 2V=56-63 (+), Ng-Np=0.028) таблитчатый, размером 0.2.0.3 мм по удлинению, но чаще всего зерна крупные до 3-4 мм; бесцветный с тонкой диаллаговой отдельностью, трещиноватый. Трещины выполнены серпентином, пропитанным магнетитовой пылью. Бастит по ортопироксену, образует ксеноморфные, слабо буроватые зерна, размером 0.1-0.2 мм. Некоторые антигоритовые разновидности вообще не содержат магнетита и составляют группы немагнитных пород. Разновидности, содержащие петельчатый лизардит, сохраняют округлые очертания зерен оливина.

Верлиты постепенно переходят в оливинсодержащие клинопироксениты и клинопироксениты, которые почти нацело сложены диопсидом размером до 1 см. В промежутках зерен диопсида сохраняется пластинчатый антигорит, который в виде просечек и клиньев отмечается в самом диопсиде. Отдельные разновидности обогащены ксеноморфным ортопироксеном (до 30 %), замещенным баститом, что сближает их с лерцолитами.

Гранат-пироксеновые породы – светло-зеленые, мелко-среднезернистые, массивные, с аллотриоморфной структурой. Количество породообразующих минералов непостоянно, диопсид составляет 70-90 %, содержание граната изменяется от 10 до 30 %.

Габброиды имеют зеленовато-серую, светло-серую окраску, средне-крупнозернистые лейко- и меланократовые, брекчированные, массивные, полосчатые; преобладают габбровая и габбро-офитовая структуры, реже отмечается пойкилитовая. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз (40-60 %), клинопироксен (40-50 %), второстепенные минералы – оливин (до 15 %), роговая обманка (5-10 %), акцессории очень редки и представлены только апатитом. В оливинсодержащих габбро оливин достигает 25 %, для них характерна шаровая отдельность. Вторичные минералы представлены эпидотом, амфиболом, се-рицитом, серпентином.

Диориты, гранодиориты, граниты – преимущественно крупно-среднезернистые порфировидные породы с микрогранитовой, трахитовой структурой основной массы, состоящей из микро- и тонкозернистого кварц-поле-вошпатового агрегата. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, роговой обманкой, кварцем и реже биотитом, вторичные минералы, как правило, сложены эпидотом и хлоритом. Плагиоклаз таблитчатый, широкотаблитчатый (0.5-4.0 мм) с четко ограненными, реже оплавленными гранями, серицитизирован, по составу отвечает андезин-олигоклазу. Роговая обманка представлена хлоритизированными призматически-удлиненными, реже коротко-призматическими кристаллами (0.3-1.0 мм). Кварц образует изометричные зерна со слегка оплавленными гранями.

Диабазы преимущественно сероватозеленые, темно-зеленые до черных, равномернозернистые, средне-крупнозернистые, массивные породы с диабазовой и габбро-диабазовой структурами основной массы. Это преимущественно плагиоклаз (<60 %), роговообманковые (10-40 %), реже клинопироксеновые (5 %) породы, в которых вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, а акцессории представлены преимущественно сфеном и магнетитом.

Выделяется группа средне-мелкозернистых массивных диабазов с гипиди-

оморфнозернистой структурой, где основным породообразующим минералом является роговая обманка (до 90 %), что сближает их с лампрофирами, а также в незначительных количествах присутствует плагиоклаз (<20 %) и единичные зерна пироксена, их акцессории наряду с апатитом представлены цирконом.

Петрогеохимия

Серпентиниты по химическому составу разделяются на две группы, в пределах гор Богембай преобладают low-Al, а в районе озера Ангренсор med-Al, но в целом все они отвечают деплетированным перидотитам, обедненным фосфором.

Серпентиниты первой группы крайне обеднены легкоплавкими компонентами (Ca, Al, Ti и щелочами), их содержания не превышают 1.4 % при максимальном содержании Al_2O_3=0.66 мас. % и лишь в карбонатизированных разновидностях его уровень достигает 0.70-0.90 мас. %. Величина отношения MgO# =MgO/(MgO+$Fe_{Oобщ}$) в них изменяется от 0.84 до 0.87 и они менее железистые (100*Fe^{2+} / (Fe^{2+} +Mg)=7.72-9.8), чем серпентиниты второй группы.

В последних уровень концентраций Al_2O_3 <1.72 мас. %, TiO_2=0.05 мас. % и P_2O_5<0.046 мас. % выше, а отношение MgO/(MgO+$FeO_{общ}$) ниже и не превышают 0.84 при высокой железистости (9.09-11.00 %).

По химическому составу и MgO# дуниты и гарцбургиты обеих групп отвечают метаморфическим перидотитам.

Низкие концентрации Al_2O_3 и отношение Al_2O_3/MgO=0.008-0.023 свидетельствуют, что в составе серпентинитового меланжа первой группы (район горы Богембай) преобладают дуниты и гарцбургиты, обедненные ортопироксеном и шпинелью.

Тогда как в составе серпентинитового меланжа второго типа резко преобладают гарцбургиты, богатые ортопироксеном и шпинелью, что хорошо согласуется с их низкими концентрациями MgO (32.84-38.05 мас. %) и высокими отношениями Al_2O_3 /MgO=0.018-0.036.

Судя по валовому составу геохимической выборки серпентинитов (рис. 5.9), куда вошли гарцбургитовые и дунитовые разновидности, последние обеднены литофильными элементами (Ti, Zr, Nb), а также Be, Sc Ni, Cr, но обогащены Li, Sn и особенно Y, концентрации последнего достигают 30 г/т, что характерно для перидотитов преддуговых бассейнов.

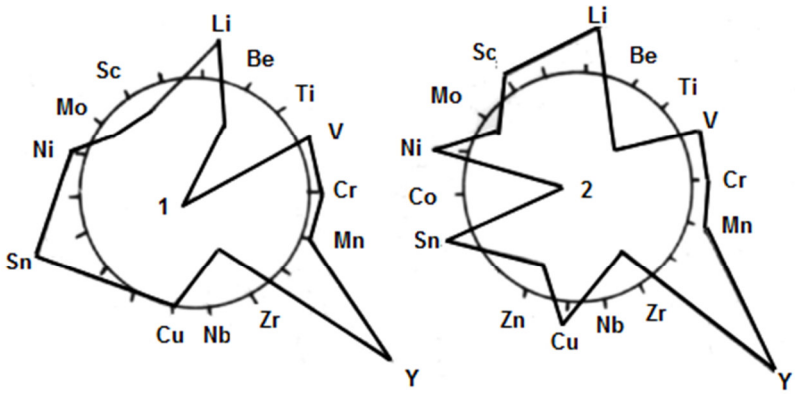

Рис. 5.9. *Круговые диаграммы содержаний элементов-примесей перидотитов серпентинитового меланжа района оз. Ангренсор, нормированных к кларковым содержаниям перидотитов (по: [Инструкция..., 1983])*

1 – серпентиниты; 2 – кумулятивные перидотиты

Относительно преддуговых перидотитов массива Караулчеку они обеднены Ga, Cu, а Zn, Yb вовсе отсутствуют. Кумулятивные верлиты и родственные им

породы, заключенные в серпентинитовый меланж первого типа, характеризуются высокими содержаниями кальция и алюминия при низких концентрациях титана и щелочей. Верлитам свойственны более высокие, чем лерцолитам содержания Al_2O_3=2.0-3.7 мас. %, CaO=4.73-10.55 мас. %, что напрямую связано с увеличением в них количества диопсида, шпинели и титаномагнетита.

В плагиоклазсодержащих верлитах закономерно возрастает содержание Na_2O (до 1.32 мас. %). Кумулятивные перидотиты так же, как и серпентиниты, обогащены Li, V, Cr, Mn и Y, это может свидетельствовать, что они являются производными одной родоначальной мантийной магмы (рис. 5.9).

Химические составы габброидов из различных типов серпентинитовых меланжей также различаются. Оливинсодержащие габбро, основные выходы, которых встречаются в пределах полей развития серпентинитового меланжа первого типа (район горы Богембай), характеризуются широким спектром концентраций Ti (TiO_2=0.16-0.86). С ростом концентраций Ti увеличивается и их железистость. Для них характерны низкие содержания Na_2O=0.29-0.69 мас. %, K_2O= 0.10-0.40 мас. % и несколько повышенные концентрации P_2O_5<0.089 мас. %.

Оливиновые габбро характеризуются повышенными содержаниями Ni, Mn и Y, все остальные элементы-примеси ниже кларковых концентраций типового габбро (рис.5.10(1)).

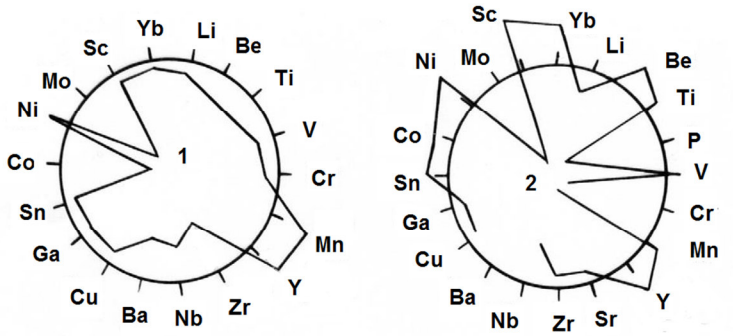

Рис. 5.10. *Круговые диаграммы содержаний элементов-примесей, нормированных к кларковым содержаниям перидотитов (по: [Инструкция..., 1983])*

1 – оливиновые габбро; 2 – роговообманковые габбро

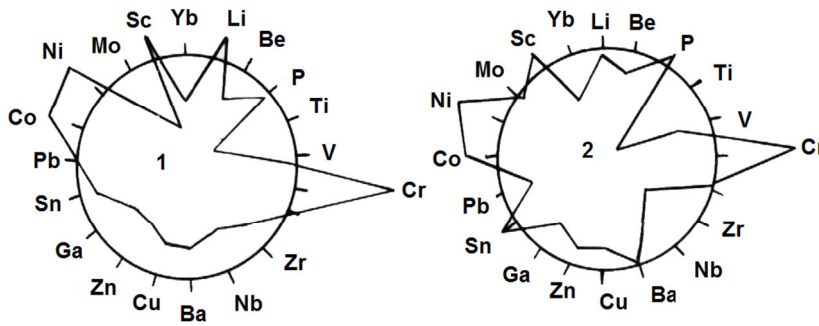

Рис. 5.11. *Круговые диаграммы содержаний элементов-примесей клинопироксенитов, нормированных к кларковым содержаниям перидотитов (по: [Инструкция..., 1983])*

1 – района горы Богембай; 2 – района озера Ангренсор

При появлении роговой обманки количество Na_2O увеличивается до 4.14 мас. %, повышаются содержания TiO_2=1.11 мас. %, P_2O_5=0.14 мас. % и увеличивается железистость до 47 %, а также увеличиваются концентрации Sn, Co, Ni, Sc, Yb, Be, Ti и Y (рис. 5.10(2)).

Габбро, из серпентинитового меланжа второго типа (район оз. Ангренсор), обогащены Al_2O_3<19.75 мас. %. В них также статистически выше суммарные концентрации щелочей (1.64-2.43 мас. %) при незначительном преобладании натрия над калием и несколько пониженных концентрациях MgO<10.83 мас. %. В оливинсодержащих габбро закономерно уменьшаются концентрации Al_2O_3<13.43 мас. %, повышаются содержания MgO= 12.47 мас. % и элементов группы железа (Co, Ni и Cr).

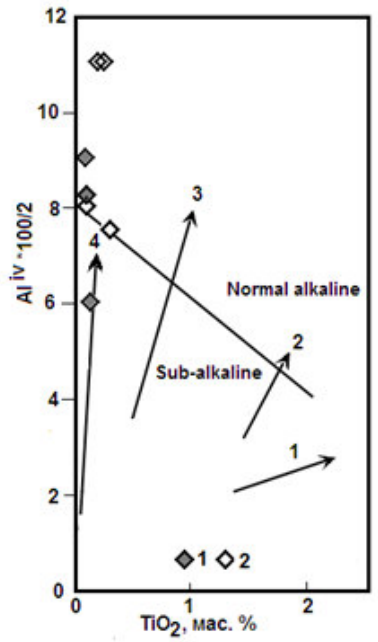

Рис. 5.12. *Ковариационная диаграмма Alz=(Al^{iv}*100/2) - TiO_2 клинопироксенов серпентинитового меланжа района озера Ангренсор*

1 – будины клинопироксенитов; 2 – клинопироксениты из разреза габбро.

Тренды: 1 –перидотитов океанических хребтов, 2 – палеозойских офиолитовых комплексов, 3–островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов (по: [Loucks., 1990]), 4 – габброидов и перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых спрединговых бассейнов (по: [Степанец, 2012]). Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы (по: [LeBas, 1962])

Клинопироксениты из габброидного разреза района озера Ангренсор (табл. 5.5), относительно таковых из будин, ассоциирующих с оливинсодержащими габбро, верлитами и лерцолитами серпентинитового меланжа первого типа (район горы Богембай), обогащены TiO_2<0.30 мас. %, P_2O_5 <3.26 мас. % и лишь в отдельных образцах содержание P_2O_5 снижается до 0.14 мас. %. Для обеих групп пироксенитов (рис. 5.11) характерны высокие концентрации Cr (4000 г/т), Co (100 г/т), Ni (500 г/т).

На ковариантной диаграмме высокофосфористые клинопироксены продолжают тренд клинопироксенов субщелочных габброидов и перидотитов сиалических задуговых спрединговых бассейнов (рис. 5.12).

На этот тренд ложатся и крайне низкофосфористые (P_2O_5=0.009 мас. %) клинопироксены из будин клинопироксенитов (табл. 5.7) серпентинитового меланжа района оз. Ангренсор.

Петрохимический состав (табл. 5.6) лейкократовых пород четко контролируется их минеральным составом. Они в своем большинстве отвечают породам калиево-натрового типа (Na_2O =4.80-6.40 мас. %) с высоким концентрациями калия (K_2O<3.26 мас. %) и умеренным содержанием алюминия (Al_2O_3=13.55-16.91 %). Большая часть лейкократовых пород отвечает составу континентальных трондъемитов и только одна проба с низким содержанием калия (K_2O=0.60 мас. %) располагается в поле океанических плагиогранитов на диаграмме K_2O-SiO_2 [Колман, 1979]. Геохимически лейкократовые породы остались неизученными, что осложняет их геодинамическую идентификацию. Однако по высоким содержаниям калия можно заключить, что они отличаются не только от океанических

трондъемитов, но и от плагиогранитов начальной стадии развития островодужных комплексов, в которых концентрации калия не превышают 1.5 % [Лучицкая, 1998].

Диабазы и лампрофиры довольно четко различаются по петрохимическому составу (табл. 5.7). Общими для них являются низкие концентрации TiO_2>0.10 мас. % и повышенные P_2O_5<0.32 мас. %.

Лампрофиры, в отличие от диабазов, обогащены Ba (3000 г/т), Cr (100 г/т), Sr (1000 г/т), обеднены Cu (30 г/т) и Co (30 г/т). High-Fe диабазы отвечают островодужным толеитам, а лампрофиры сопоставимы с вулканитами известково-щелочной серии (рис. 5.13).

Трахибазальты (табл.5.7) района озера Ангренсор слагают тектонический блок, закатанный в серпентинитовый меланж.

Они резко обогащены $FeO_{общ}$ =14.06 мас. %, а также MgO=10.25 мас. %, в меньшей степени Al_2O_3 =16.59 мас. % при низких концентрациях TiO_2=0.55 мас. %, CaO=2.70 мас. %, Y (ниже предела чувствительности метода), высоких Sr (370 г/т), Cr (250 г/т), умеренных Ni (55 г/т), Nb (7 г/т).

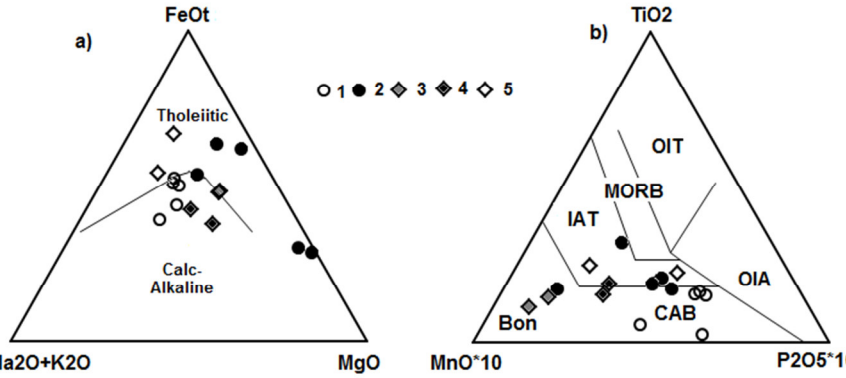

Рис. 5.13. *Диаграммы: а) (Na_2O+K_2O)-$FeO_{общ}$-MgO [Irvine & Baragar, 1971] и b) MnO*10-TiO_2-P_2O_5*10 [Mullen, 1983] для будин вулканогенных пород серпентинитового меланжа Богембай-Ангренсорской зоны*

1 – лампрофиры; 2- диабазы, габбро-диабазы; 3 – трахибазальты; 4 – low-Al базальты; 5 – андезибазальты

По характеру распределения Ti, Cr, Ni трахибазальты приближаются к составу вулканитов низкотитанистых островодужных серий (рис. 5.7), что в основном обусловлено относительно невысокими концентрациями Ni.

Крайне высокие концентрации общего Fe противоречат отнесению их к породам собственно островодужной серии, что наиболее характерно для вулканитов с внутриплитными геохимическими признаками, однако последние, как правило, характеризуются высокими содержаниями Y [Дмитриев и др., 1999; Churikova et al., 2001]. Низкий уровень P_2O_5 (0.05 мас. %) и TiO_2 (<0.51 мас. %) сближают их с породами бонинит-марианитовой серии (рис. 5.13), чему не противоречат и крайне низкие концентрации Y (табл. 5.7).

Определение геодинамической природы трахибазальтов затруднено малым количеством проб, недостаточно широким спектром элементов-примесей и отсутствием изотопных отношений.

Все остальные мелкие выходы low-Ti трахибазальтов, известные в составе меланжа района оз. Ангренсор по содержаниям Cr (200-304 г/т), Ni (65-80 г/т), Sr (160-370 г/т), Nb (5-8 г/т), Zr (<100 г/т), Y (<20 г/т) и отношениям Y/Zr=0.1-0.53, Nb/Zr=0.05-0.17, Zr/Nb=6-12.8 приближаются к составам низкотитанистых вулка-

нитов сиалических островных дуг (рис. 5.6).

Однако следует отметить, что в этом районе известны и единичные глыбы low-Ti трахиандезибазальтов, обогащенных Cr (400-800 г/т), Ni (100 г/т), но обедненных Mg (MgO<2.79 вес. %) и Sr (<49 г/т).

Широкий диапазон отношений K_2O/TiO_2=0.0-5.1, высокие концентрации Nb и когерентных элементов low-Ti субщелочных вулканитов дают основание рассматривать их как магматические комплексы с внутриплитными геохимическими признаками, широко известные в пределах сиалических островодужных систем [Churikova et al., 2001].

Все изложенное выше указывает на гетерогенную природу серпентинитового меланжа, формирование которого происходило не без участия пород сиалической палеоостровной дуги.

Актюменский флоский кремнисто-базальтовый комплекс

Вещественный состав и тектоническое положение

Выходы пород актюменской свиты слагают тектонические покровы, где пиллоу-лавы основного состава, как правило, превращены в порфиритоиды и содержат будинированные горизонты и будины полосчатых яшм, зеленых кремней, нередко превращенных в сланцы.

Петрогеохимия

Дифференцированные низкотитанистые (TiO_2 <0.20 мас. %) и высоконатровые (Na_2O=4.62 мас. %) базальты и базальты актюменской свиты по характеру распределения основных петрогенных компонентов (табл. 5.8) отвечают островодужным известково-щелочным породам (рис. 5.14), а умереннотитанистые (TiO_2 <0.20 мас. %) дифференцированные базальты отвечают островодужным толеитам.

Андезиты также подразделяются на низко- и умереннотитанистые породы (табл. 5.8). Для низкотитанистых андезитов характерно повышение уровня глиноземистости и низкий уровень концентрации P_2O_5 (0.17 мас. %). Умереннотитанистые андезиты при повышенных содержаниях P_2O_5 (0.43 мас. %) находят аналогию с плюмовыми вулканитами (рис. 5.14(b)).

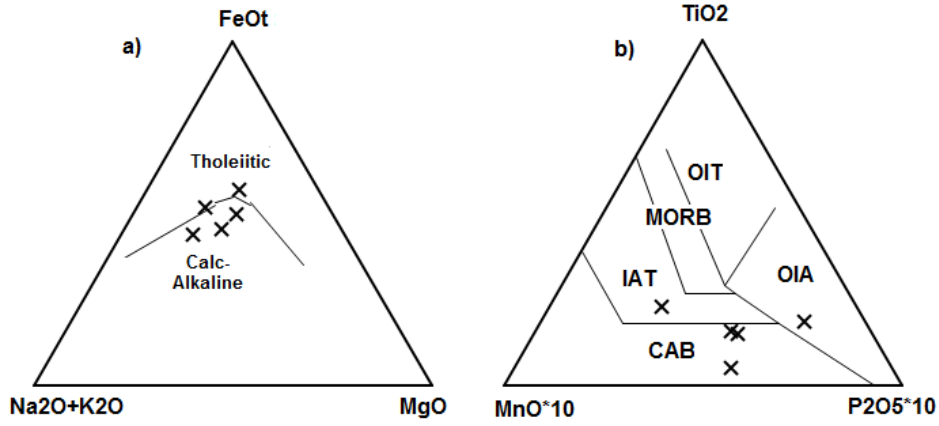

Рис. 5.14. *Диаграммы: a) (Na_2O+K_2O)-$FeO_{общ}$-MgO [Irvine & Baragar, 1971] и b) $MnO*10$-TiO_2-P_2O_5*10 [Mullen, 1983] для пород актюменской свиты Баскудукского пакета покровов*

КОРРЕЛЯЦИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ

Прежде хотелось бы обратить внимание на различия, присущие разрезам конденсированных кремнистых толщ Богембай-Ангренсорской и Агырек-Арсаланской аккреционных призм.

Силициты горы Адильбек (далее адильбекские силициты) и гряд Балааркалык имеют преимущественно зеленовато-серую окраску, их разрез значительно сконденсирован, чем разрез косгомбайских силицитов и, по-видимому, не превышает 8 м в том же стратиграфическом объеме (рис. 5.15). Цветовая гамма силицитов свидетельствуют, что они накапливались в различных палеогеографических обстановках. Косгомбайские силициты формировались в окислительной среде, а адильбекские силициты – в восстановительной среде.

Однако не только мощностью и цветовой гаммой силициты горы Адильбек отличаются от косгомбайских силицитов. Основными отличиями этих комплексов является форма их тел и положение этих тел в составе аккреционных комплексов.

Выходы косгомбайских силицитов повсеместно сопровождаются олистостромами, где они слагают олистолиты и олистоплаки. Нижние границы таких аллохтонов, как правило, тектонические, а верхние – стратиграфические с размывом, к тому же нередко можно наблюдать, как блоки силицитов закатаны в серпентинитовый меланж, т.е. в таких структурах породы офиолитовой триады подвергаются дезинтеграции и последующему перемыву.

Тогда как адильбекские силициты в пределах Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы образуют постскладчатые покровы и тектонические останцы, надвинутые на гетерогенный надсубдукционный серпентинитовый меланж.

Отсутствие хромитов в составе меланжа дает основание исключить возможность формирования перидотитов и габброидов, являющихся составной частью полигенного серпентинитового меланжа, в пределах задугового спредингового бассейна или окраинного моря.

Однако это не согласуется с присутствием блоков габброидов, содержащих высокофосфористые клинопироксениты, которые по петрохимическому составу отвечают таковым из разрезов субщелочных мафит-ультрамафитов задуговых спрединговых бассейнов.

Одной из характерных особенностей серпентинитового меланжа Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы является присутствие большого количества тел магнезитов.

В русскоязычной литературе, как правило, образование магнезитов увязывают с процессами химического выветривания ультраосновных магматических пород. В результате серпентиниты разлагаются и образуют бикарбонат магнезии, который поверхностными водами уносится в нижележащие горизонты, где отлагается магнезит, образуя жилы, гнезда, прожилки в серпентинитах, т.е. побочный продукт оксидно-силикатных никель-кобальтовых руд кор выветривания серпентинитов.

Крайне противоположная точка зрения на генезис магнезитов последние годы высказывается западными геологами [Poli & Schmidt, 2002].

Все чаще можно найти обоснование генетической связи магнезитов с процессами, протекающими в зонах субдукции при высоких давлениях, т.е. магнезит рассматривается как конечный продукт реакции CO_2 → форстерит → энстатит → магнезит или энстатит → доломит → диопсид → магнезит.

Присутствие гранат-пироксеновых пород в составе полигенного серпентинитового меланжа также свидетельствует о глубинной эксгумации, протекающей в зоне схождения двух тектонических плит.

Широкое присутствие в составе баскудукской олистостромы одноименного чешуйчатого пакета покровов Богембай-Аркалыкской аккреционной призмы фенгит-хлорит-кварцевых динамосланцев, метаграувакк алкасорской, порфиритоидов актюменской свит, а также фенгита, зерен циркона и порфиробластов граната

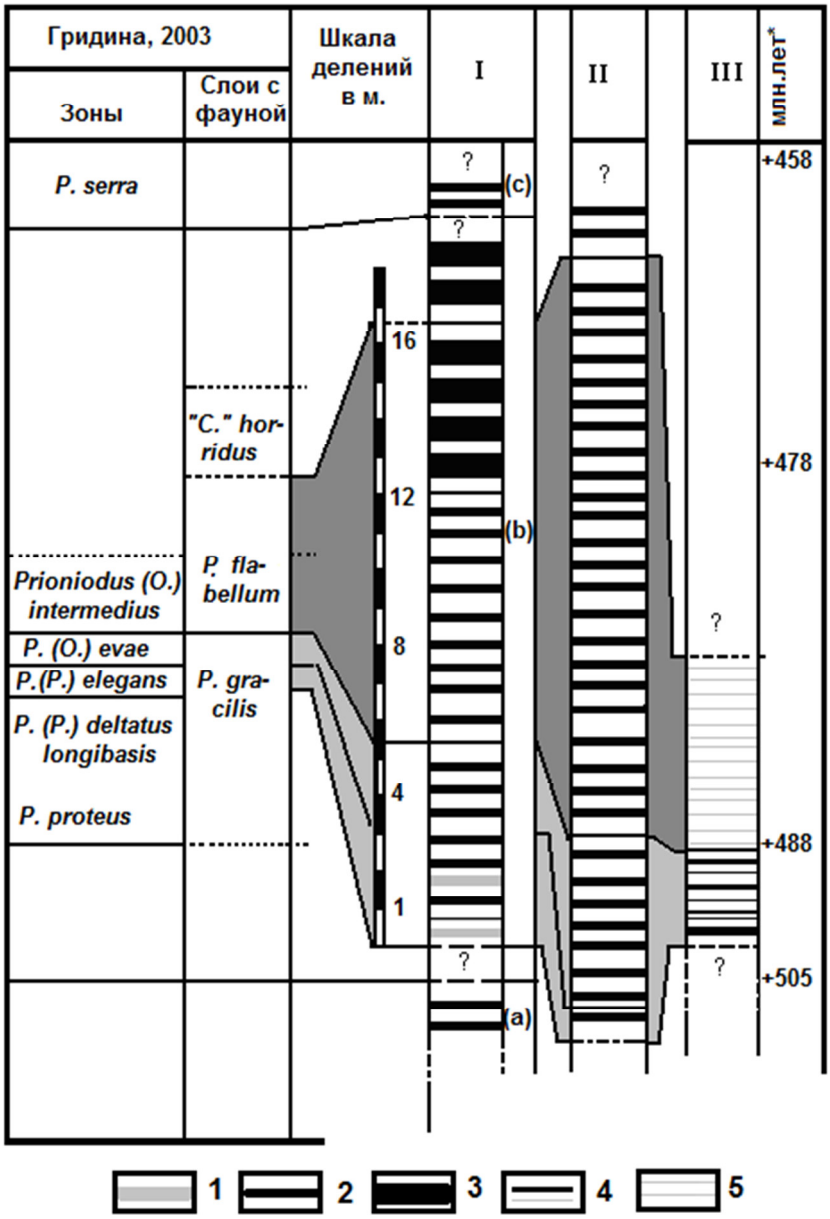

Рис. 5.15. *Схема сопоставления разрезов кронистых толщ*

I *– реконструированный разрез косгомбайских силицитов (a – олистолит урочища Одак; b – послойный разрез западного склона Агырекских гряд; c – фрагменты покрова урочища Сергели);* ***II*** *– послойный разрез найманжальских силицитов одноименной аккреционной призмы [Гридина, 2003];* ***III*** *– послойный разрез силицитов горы Адильбек.*

*Литологическая характеристика силицитов: 1 – фарфоровидные кремни, 2 – преимущественно красные кремни, 3 – массивные, красноватые радиоляриты, 4 – чередование зеленых и красных радиоляритов, 5 – зеленые кремни. * – Абсолютный возраст по [Харленд и др., 1985]*

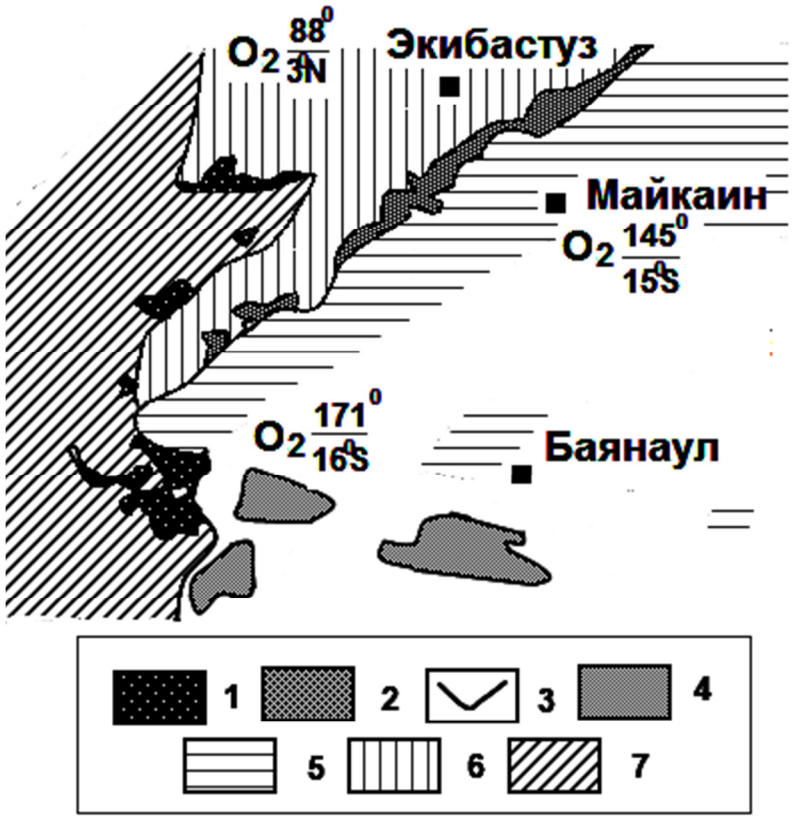

Рис. 5.16. *Схема тектонических плит Майкаинского рудного района*

1-2 – серпентинитовый меланж: 1 – Агырек-Арсаланская и 2 –Богембай-Ангренсорской аккреционных призм; 3 – границы тектонических покровов; 4-7 – тектонические плиты: 4 – Баянаул-Акшатауская, 5 – Ангренсор-Майкаинская, 6 – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайская, 7– Шакшанская; O_2 – возраст пород исследуемых на палеомагнитные свойства, в числителе склонение в древних координатах компоненты Jn, в знаменателе палеоширота (по: [Антонюк и др., 1995; Куренков и др., 2002])

в порфироидах утегенсорской свиты указывают на то, что данные комплексы испытали в ходе субдукции метаморфизм ранних ступеней глаукофансланцевой фации.

Развитие зеленых сланцев, амфиболитов и порфиритоидов по породам офиолитовой триады отмечалось и ранее [Объяснительная…, 1981], но их природа увязывалась с последующими стадиями тектонического развития поздних каледонид Центрального Казахстана.

Также важно отметить островодужную природу базальтов и порфиритоидов актюменской толщи, конечного члена антидромной риолит-базальтовой серии нижнего ордовика.

Не менее важным для понимания геодинамической природы офиолитов является состав и геохимическая специализация пород серпентинитовых меланжей.

В составе серпентинитового меланжа Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы присутствуют будины дунитов, верлитов, лерцолитов, вебстеритов и габброидов с четко выраженной иттриевой аномалией, характерной для плутонических офиолитов преддуговых бас-

сейнов. Присутствие высокомагнезиальных бонинитоподобных субвулканических пород также не противоречит этому.

Полигенный состав серпентинитового меланжа данной зоны свидетельствует не только о продолжительности его формирования, но и о вовлечении в субдукционную зону блоков пород смежных структур. На что указывает присутствие высокофосфористых габброидов и низкотитанистых вулканитов, очень близких по составу вулканитам кураминской свиты Ангренсор-Майкаинской структурно-формационной зоны, характеризующейся наличием золото-барит-полиметаллического оруденения типа куроко. Такие руды с высоким уровнем свинца формируются, как правило, в процессе расщепления окраинно-континентальных структур, на что также указывает присутствие в пределах Ангренсор-Майкаинской структурно-формационной зоны толщ «зеленых туфов», широко известных в составе преддуговых бассейнов вулканоплутонических поясов [Ермаков, 2001].

Богембай-Ангренсорская аккреционная призма, по-видимому, отражает область схождения двух тектонических плит (Майкаинской и Сарыаркинской), современные палеомагнитные данные (рис. 5.16) указывают на амплитуду их схождения более чем в две тысячи километров.

Экзотическим выглядит и присутствие в составе Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы террейнов интенсивно дислоцированных океанических силицитов, ассоциирующих с офиолитовым меланжем надсубдукционного типа [Степанец, 2008а], которые до их признания неотъемлемой частью офиолитовой триады относились к кремнистой глубоководной формации палеозоид Центрального Казахстана.

Толщи силицитов датированы конодонтами среднего ордовика, картируемые в пределах Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы, не содержат продукты магматической деятельности, синхронно протекающей в пределах смежных островодужных систем.

Исходя из современных представлений тектономагматической эволюции островодужных систем, можно предположить, что основной объем протерозойской или вендско-кембрийской океанической коры Центрально-Казахстанского сегмента Палеоазийского океана был поглощен зонами субдукции. Вероятнее всего, только незначительная часть океанических осадков могла быть соскоблена с погружающихся океанических плит и вовлечена в аккреционные призмы.

Океаническая кора в зонах субдукции, учитывая ее удельный вес, не может быть перемещена на молодую, следовательно, легкую приподнятую плиту. Перемещение океанической плиты на континент или островную дугу может происходить только посредством обдукции, когда в зону субдукции попадает гребневая часть срединно-океанического хребта [Колман, 1979]. Вероятней всего этим можно объяснить присутствие океанических базальтов в составе аккреционной призмы. Однако не исключено, что такие процессы могут протекать и на границах плит внутри окраинноморских бассейнов.

Тем самым становится очевидным, что в пределах аккреционных призм палеозоид Центрального Казахстана породы офиолитовой триады не отражают состав палеозойской океанической коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород островодужного происхождения и глубоководных океанических осадков, соскобленных с океанических плит, погружающихся в зоны субдукции. Что будет показано и на примерах других офиолитовых структур Жонгаро-Балхашской складчатой области.

Приложения.

Таблица 5.1. Химический состав и содержание элементов-примесей в аллохтонах дифференцированных базальтов (1-5) и примитивных базальтов (6-8) подножья Балаар-калыкских гряд

№пр.	2128-	2128-2	2128-3	2128-4	2128-	1121	1121	1121-2
П.№	1	2	3	4	5	7	6	8
SiO_2	43.10	42.00	42.90	44.90	38.80	45.20	45.39	45.10
TiO_2	2.64	3.58	2.95	2.64	2.33	2.30	2.20	2.10
Al_2O_3	13.85	16.10	15.10	14.00	12.50	15.70	15.84	15.60
Fe_2O_3	8.15	10.87	8.87	7.90	8.67	5.10	4.80	5.25
FeO	7.25	5.63	5.63	6.90	5.03	7.16	7.09	7.34
MnO	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.18	0.17	0.18
MgO	3.51	3.20	3.46	3.78	4.14	7.40	7.02	7.65
CaO	7.29	5.02	6.99	6.84	11.80	9.76	9.87	9.60
Na_2O	2.53	3.90	2.75	2.40	1.80	2.30	2.26	2.24
K_2O	0.75	1.23	1.00	0.65	0.95	0.25	0.30	0.28
P_2O_5	0.94	0.82	0.86	0.50	0.55	0.30	0.29	0.28
П.п.п.	10.30	8.06	9.75	9.82	13.45	4.65	4.35	4.40
Сумма	100.46	100.56	100.40	100.47	100.16	100.3	99.58	100.02
Fe#	70	73	68.8	67.5		50.9	47.9	
Li	25	24	24	25	24	-	-	50.7
Rb	15	17	17	15	7	2	2	-
Y	19	27	19	21	22	35	40	1.2
Zr	76	120	94	76	100	110	100	37
Nb	12	23	17	14	15	3	4	3
Cr	10	10	10	10	18	110	120	104
Ni	30	26	18	15	22	90	100	105
Sr	96	120	130	96	190	100	110	95
Q	0.06	-	-	3.30	-	-	-	-
Ab	58.22	64.24	61.69	57.74	44.21	60.67	60.81	60.05
Ort	5.96	9.45	7.78	5.08	7.90	1.63	2.25	2.02
Nph	-	0.59	-	-	4.04	-	-	-
Cor	-	0.99	-	-	-	-	-	-
Di	4.94	-	2.61	4.33	28.28	11.52	11.67	11.11
Hy	23.30	-	16.48	23.25	-	11.96	13.19	11.99
Ol	-	16.41	3.92	-	9.31	9.19	7.42	10.23
Iml	3.63	4.75	3.98	3.58		2.94	2.84	2.70
Mt	1.55	1.56	1.42	1.47	3.37	1.17	1.14	1.20
Ap	2.34	1.98	2.11	2.24	1.44	0.69	0.68	0.64
П.№	1	2	3	4	5	7	6	8
Zr		0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	-
Cht	0.01	-	-	-	-	0,02	0.02	0.02
D.i.	64.2	74.3	69.5	66.1	56.2	62.5	63.1	62.1
El.t.	1247	1288	1255	1216	1303	1261	1254	1262
H_2O	0.28	0.18	0.25	0.37	0.16	0.24	0.26	0.24

Таблица 5.2. Химический состав серпентинитов района горы Богембай (скважина 08)

№пр.	26	49	65	75	87	92,5	100	114	122
SiO_2	41.30	37.58	37.62	36.78	37.55	37.40	34.80	37.42	37.18
TiO_2	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al_2O_3	0.70	0.43	0.54	0.66	0.35	0.50	0.26	0.50	0.43
Fe_2O_3	6.46	6.31	5.70	5.83	5.91	5.54	6.12	5.50	5.37
FeO	0.57	1.48	1.61	1.56	1.49	1.54	1.72	1.54	1.91
MnO	0.09	0.08	0.08	0.09	0.09	0.14	0.11	0.12	0.11
MgO	34.22	36.82	38.50	38.69	40.17	40.36	41.47	40.41	40.00
CaO	2.21	1.55	0.50	0.50	1.03	0.50	0.50	0.50	0.50
Na_2O	0.21	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
K_2O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
P_2O_5	0.009	0.009	0.009	0.009	0.009	0.013	0.009	0.009	0.009
П.п.п	14.11	14.17	14.55	14.81	14.18	14.83	14.26	14.10	14.00
Сум.	100,0	98.65	99.33	99.15	101.00	101.04	99.47	100.32	99.73
S	0.005	0.037	0.15	0.15	0.12	0.12	0.10	0.087	0.88
CO_2	2.51	1.85	0.31	0.70	0.35	0.23	0.26	0.20	0.22
Fe#	9.5	9.8	8.9	8.9	8.7	8.3	8.90	8.30	8.60

Таблица 5.2 (продолжение 1)

№	131	141	151	157	165	173	181	189	198
SiO_2	36.79	37.30	37.55	38.11	37.7	37.0	37.23	35.80	37.33
TiO_2	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.038
Al_2O	0.32	0.62	0.73	0.78	0.73	0.59	0.64	0.43	0.90
Fe_2O	4.61	4.71	4.63	5.30	4.99	5.69	5.29	5.63	5.45
FeO	2.38	2.21	2.43	2.03	1.44	1.40	1.61	1.88	1.57
MnO	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
MgO	40.73	40.73	40.00	36.06	39.8	40.4	39.62	39.62	40.00
CaO	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Na_2O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
K_2O	0.10	0.10	0.18	0.10	0.11	0.13	0.10	0.10	0.10
P_2O_5	0.009	0.009	0.009	0.009	0.00	0.00	0.009	0.009	0.009
П.п.п	13.96	14.02	13.88	13.66	14.0	14.2	14.05	14.14	14.09
Сум.	99.63	100.4	100.6	96.78	99.5	100.	99.28	98.34	100.2
S	0.09	0.092	0.084	0.084	0.05	0.04	0.046	0.062	0.16
CO_2	0.26	0.44	0.26	0.26	0.44	0.44	0.31	0.53	0.35
Fe#	8.2	8.2	8.5	9.6	7.7	8.3	8.3	9.0	8.3

Таблица 5.3. Химический состав серпентинитов района озера Ангренсор

№ пр.	8768	8780	8882-1	9848	9871	9876	9901	9906	2872-
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	37.77	40.26	40.31	40.15	41.60	40.77	41.39	40.46	40.56
TiO_2	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.10	0.05
Al_2O_3	0.79	1.18	1.26	0.42	1.19	1.02	1.27	0.68	0.98
Fe_2O_3	6.67	8.54	7.50	7.35	8.28	7.28	7.79	7.39	6.74
FeO	0.24	0.37	0.44	0.40	0.14	0.46	0.43	0.65	0.72

П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MnO	0.19	0.19	0.21	0.22	0.16	0.28	0.27	0.09	0.14
MgO	32.84	36.56	36.40	37.75	34.88	36.00	34.95	36.91	38.05
CaO	4.14	0.10	0.27	0.31	0.61	0.41	0.51	0.51	0.21
Na_2O	0.10	0.10	0.17	0.10	0.20	0.10	0.20	0.10	0.20
K_2O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
P_2O_5	0.021	0.046	0.009	0.014	0.009	0.014	0.018	0.009	0.005
П.п.п	17.65	13.35	14.22	12.53	12.58	13.25	12.84	12.95	12.49
Сум.	100.56	100.85	100.94	99.39	99.80	99.73	99.82	99.95	100.25
CO_2	6.69	0.20	9.42						
Fe#	9.6	11.0	10.0	9.4	10.9	9.8	10.7	10.0	9.1

Таблица 5.4. Химический состав будин и мелких блоков кумулятивных верлитов (1, 2, 7), лерцолитов (4), гарцбургитов (6) и клинопироксенитов (5,3) серпентинитового меланжа района горы Богембай

№ пр.	407-1	428-1	454-1	454	08-	436	3156-
П. №	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	41.87	45.10	47.29	42.46	50.40	42.02	40.80
TiO_2	0.13	0.14	0.086	0.042	0.26	0.034	0.076
Al_2O_3	3.70	2.40	2.35	1.15	5.60	0.90	2.00
Fe_2O_3	10.20	3.95	4.60	7.99	2.08	6.79	9.60
FeO	2.70	2.39	2.70	1.45	6.32	1.09	1.17
MnO	0.15	0.12	0.13	0.17	0.22	0.07	0.20
MgO	26.86	27.09	23.33	31.72	14.45	34.14	30.11
CaO	6.48	10.55	13.29	4.51	16.81	1.00	4.73
Na_2O	0.10	0.10	0.11	0.10	0.47	0.16	0.29
K_2O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.14	0.10	0.10
P_2O_5	-	-	-	-	0.033	.	0.021
П.п.п	7.74	7.15	4.82	9.52	2.49	12.59	10.89
Сумма.	100.03	99.09	98.81	99.21	99.28	98.89	99.99
CO_2	0.20	0.20	0.20	0.20	0.22	0.62	0.70
Fe#	19.9	11.0	14.1	13.3	24.1	10.6	15.9

Таблица 5.5. Химический состав габброидов серпентинитового меланжа района горы Богембай (1-8) и озера Ангренсор (9-11), пироксенитов габброидного разреза района озера Ангренсор (12-17)

№ пр.	08-1	08-2	08-4	08-6	08-11	08-	08-	436-1	429
П. №	1	2	3	4	5	6	6	7	8
SiO_2	48.80	47.10	48.20	47.70	48.30	49.55	49.55	46.34	47.25
TiO_2	0.36	0.86	0.20	0.16	0.43	0.65	0.65	0.44	0.34
П. №	1	2	3	4	5	6	6	7	8
Al_2O_3	7.40	12.20	9.30	10.40	9.00	13.52	13.52	9.64	12.61
Fe_2O_3	2.07	1.82	1.61	2.35	2.02	0.97	0.97	2.85	1.54
FeO	5.74	7.37	6.95	6.80	6.15	7.49	7.49	6.80	5.19
MnO	0.18	0.18	0.19	0.20	0.19	0.16	0.16	0.18	0.13
MgO	13.60	9.46	13.99	15.07	12.41	7.29	7.29	15.87	12.60
CaO	16.18	16.96	13.26	12.23	17.67	12.31	12.21	13.53	15.69

П. №	1	2	3	4	5	6	6	7	8
Na_2O	0.29	0.43	0.29	0.48	0.35	1.80	1.80	1.16	0.68
K_2O	0.10	0.12	0.10	0.69	0.10	1.40	1.40	0.40	1.04
P_2O_5	0.046	0.089	0.04	0.027	0.045	0.16	0.16	0.034	-
П.п.п	3.35	3.48	4.46	4.02	3.58	2.63	2.63	1.87	3.15
Сум.	98.12	100.07	98.59	100.13	100.25	97.93	97.83	99.11	100.22
CO_2	0.20	0.20	4.46	0.20	0.53	0.20	0.20	0.20	0.20
Sобщ.	0.006	0.005	-	0.005	0.005	-	-	-	-
Fe#	23.88	34.83	25.7	24.92	26.32	27.75	27.75	24.88	22.36

Таблица 5.5 (продолжение 1)

№ пр.	8-129	8-149	8-176	8-44	8-52	8-56,5	8-76	8-122	8765
П. №	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	46.81	45.80	43.69	47.44	47.24	49.65	49.69	41.45	49.33
TiO_2	0.30	0.20	0.20	0.25	0.20	0.30	0.30	0.22	0.10
Al_2O_3	15.75	19.75	18.64	3.63	3.63	3.32	3.08	6.16	2.37
Fe_2O_3	1.05	1.10	0.79	3.24	3.15	2.47	1.82	2.24	3.15
FeO	3.66	3.39	3.75	3.59	4.78	4.46	4.69	6.25	2.12
MnO	0.12	0.096	0.10	0.14	0.15	0.16	0.14	0.13	0.12
MgO	10.83	7.74	10.24	20.68	21.54	18.81	17.95	20.84	22.76
CaO	15.68	14.97	15.35	13.88	14.05	17.59	19.17	12.41	16.39
Na_2O	0.93	1.93	1.14	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
K_2O	1.32	0.50	0.50	0.30	0.24	0.24	0.24	0.17	0.17
P_2O_5	0.012	0.005	0.009	2.42	0.20	0.57	1.01	3.26	0.20
П.п.п	3.54	4.53	5.54	6.81	4.17	2.54	2.16	9.49	3.74
Сум.	100.0	100.0	99.95	102.4	99.45	100.21	100.3	102.72	100.5
CO_2	0.20	0.57	0.70	0.018	0.03	0.032	0.30	0.018	0.021
Fe#	19.26	24.10	19.64	15.0	16.6	16.6	16.5	18.2	10.88
Si				1.78	1.78	1.85	1.85	1.62	1.84
Ti				0.007	0.007	0.008	0.008	0.006	0.002
Al				0.16	0.16	0.15	0.14	0.38	0.105
Na				0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006
Al^{iv}				0.22	0.22	0.15	0.15	0.38	0.16

Таблица 5.6. Химический состав будин лейкократовых пород серпентинитового меланжа района озера Ангренсор и горы Богембай (4, 7)

№ пр.	1879	9087-	3058	451	8768	8791	408	3072	3074	3060
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	75.08	71.82	68.50	68.17	67.65	64.92	64.70	63.90	61.80	61.44
TiO_2	0.15	0.15	0.18	0.26	0.73	0.33	0.35	0.77	0.66	0.73
Al_2O_3	13.55	16.91	15.90	15.30	14.30	16.63	15.91	16.05	15.65	15.15
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
FeO	1.82	0.69	2.97	2.37	2.03	2.62	2.54	3.43	5.00	5.12
MnO	0.02	0.02	0.05	0.074	0.06	0.11	0.068	0.06	0.16	0.13
MgO	0.51	0.43	0.71	1.20	1.34	1.84	2.26	1.24	2.79	2.26
CaO	1.12	0.71	0.99	3.06	2.28	3.76	1.97	1.08	3.40	2.37
Na_2O	5.00	4.80	6.00	4.30	5.32	4.80	6.40	4.76	5.30	5.20

П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
K_2O	1.24	2.71	3.26	2.78	0.60	1.39	2.50	2.37	2.78	2.72
P_2O_5	0.06	0.009	0.057	0.096	0.24	0.16	0.18	0.25	0.19	0.27
П.п.п	0.3	1.40	0.71	1.23	2.11	2.19	1.22	2.16	0.49	1.17
Сумма	99.15	100.24	99.63	99.41	100.64	100.46	99.78	98.76	98.87	98.60
CO_2	-	-	0.20	0.35	0.20	0.20	0.20	0.66	0.20	0.26
Sобщ.	-	-	0.005	-	-	-	-	0.006	0.007	0.005
Fe#	69.7	61.4	0.54	57.4	70.2	55.9	50.2	72.6	54.1	63.3

Таблица 5.7. Химический состав будин диабазов (1-3), лампрофиров (4-8), шаровых оливиновых габбро (9), магнезиальных габбро-диабазов (10) , клинопироксенитов (11-13) и ортопироксенитов (14) серпентинитового меланжа района горы Богембай (3, 8, 11-14) и магнезиальных трахибазальтов (15-16), натровых базальтов (17-18) и натровых андезибазальтов (19-20) серпентинитового меланжа района озера Ангренсор (1, 2, 9, 10, 15-20)

№пр.	1688-	8770-	458	1745	8793	3118	1681-	460	8765-
П. №	1	2	3	4	5	7	6	8	9
SiO_2	43.27	50.29	47.60	56.49	51.25	52.04	55.45	56.80	48.64
TiO_2	0.95	1.45	0.81	0.90	0.90	0.10	0.70	0.97	0.30
Al_2O_3	16.02	15.01	17.80	14.94	16.20	16.02	16.90	13.95	13.43
Fe_2O_3	2.17	4.91	7.75	2.91	1.82	2.61	2.95	5.02	1.73
FeO	9.58	7.74	4.66	8.06	8.29	8.82	4.62	3.99	4.05
MnO	0.17	0.19	0.17	0.19	0.16	0.15	0.13	0.19	0.12
MgO	6.42	5.90	4.86	4.37	4.57	4.30	4.30	4.95	12.47
CaO	16.83	7.02	10.21	4.16	7.68	6.79	5.37	4.14	18.09
Na_2O	0.65	4.43	1.78	5.00	4.00	4.20	4.70	3.16	0.68
K_2O	0.16	0.26	0.10	1.10	1.50	1.70	2.50	3.00	0.10
P_2O_5	0.20	0.12	0.23	0.20	0.32	0.28	0.28	0.35	0.028
П.п.п	2.81	2.99	4.30	1.22	2.62	1.53	1.98	3.41	1.01
Сум.	99.23	100.31	100.27	99.54	99.31	98.54	99.88	99.93	100.65
CO_2	Н.о	0.20	0.20	Н.о.	0.20	Н.о.	0.20	0.75	0.20
Fe#	50.2	53.6	57.3	57.6	42.0	59.3	48.7	49.1	20.2
Q	-	-	2.67	2.47	-	.	.	9.23	-
Ab	51.95	66.78	64.45	64.11	62.82	62,62	62.56	44.79	43.84
Ort	1.22	1.86	0.76	7.53	10.45	11.80	16.71	20.56	0.71
Nph	1.01	-	-	-	-	-	-	-	-
Cor	-	-	-	-	-	-	-	0.41	-
Di	33.12	10.45	5.95	3.13	9.59	8.94	4.12	-	41.13
Hy	-	6.74	22.95	20.28	6.43	4.68	10.74	20.47	2.88
Ol	9.86	10.96	-	-	7.49	10.19	3.24	-	9.97
lml	1.23	1.79	1.02	1.07	1.09	0.12	0.82	1.15	0.37
Mt	1.15	1.16	1.14	0.98	0.93	1.04	0.66	0.79	0.53
Ap	0.47	0.26	0.52	0.42	0,70	0.61	0.60	0.75	0.07
П. №	1	2	3	4	5	7	6	8	9
Cal		0.53	0.53	-	0.51	.	0.48	1.86	0.51
D.i.	54.2	68.4	67.8	74.1	73.5	74.4	79.3	74.6	44.6
El.t.	1308	1181	1215	1020	1158	1145	1092	105	1236
H_2O	0.16	0.52	0.38	0.36	0.63	0.69	1.04	1.36	0.31

Таблица 5.7 (продолжение 1)

№	2109	490	490-1	490-2	9530	9-76	9-	924	459	489	489
П. №	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	42.7	49.34	48.90	48.52	53.24	46.91	46.9	51.5	46.80	53.3	58.17
TiO_2	0.19	0.13	0.096	0.09	0.05	0.55	0.51	0.52	0.43	0.50	0.53
Al_2O	8.58	2.30	2.55	2.26	1.22	16.59	16.4	12.8	13.10	17.8	15.32
Fe_2O	4.24	5.00	5.20	6.25	2.12	11.14	11.1	4.39	3.95	8.58	7.32
FeO	2.69	1.77	2.20	1.69	5.70	4.03	4.08	4.12	3.43	0.84	1.10
MnO	0.18	0.15	0.12	0.10	0.20	0.38	0.25	0.19	0.12	0.11	0.074
MgO	16.2	19.81	21.37	22.78	30.65	10.13	10.2	8.27	4.89	2.28	2.79
CaO	19.4	18.77	16.77	15.45	3.00	2.56	2.70	10.0	10.85	7.74	6.51
Na_2O	0.15	0.10	0.13	0.20	0.20	1.81	1.95	2.60	4.54	4.88	4.54
K_2O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	3.19	3.24	2.66	0.14	0.10	0.10
P_2O_5	0.16	0.01	0.009	0.009	0.055	0.05	0.05	0.10	0.067	0.04	0.11
П.п.п	5.57	3.40	3.73	4.60	3.12	1.85	1.90	1.25	11.11	3.40	3.62
Сум.	100.	100.88	101.1	102.0	99.56	99.19	99.3	98.5	99.43	99.6	100.1
CO_2	0.20	0.20	0.20	0.22	0.20				7.92	0.20	0.20
Fe#	18.4	15.1	15.3	15.3	12.2	43.8	43.5	34.4	41.2	68.3	60.7
Y	-	-	-	-	-	Сл.	Сл.	17	20	20	10
Zr	-	-	-	-	-	40	44	48	100	100	100
Nb	-	-	-	-	-	6	7	8	5	5	8
Cr	-	-	-	-	-	250	240	304	200	800	400
Ni	-	-	-	-	-	50	55	65	80	100	100
Sr	-	-	-	-	-	350	370	370	160	49	34
Si		1.88	1.84	1.82							
Ti		0.004	0.003	0.003							
Al		0.10	0.07	0.1							
Aliv		0.12	0.16	0.18							
Na		0.006	0.01	0.01							
Q	-	-	-	-	-	-	-	-	7.27	1.93	12.36
Ab	27.2	7.79	8.78	8.25	4.82	33.16	35.1	41.9	47.73	76.2	66.41
Ort	-	0.75	0.75	0.75	0.75	23.60	23.8	18.7	1.00	0.66	0.66
Nph	0.91	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Leuc	0.65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cor	-	-	-	-	-	4.52	3.90	-	3.24	-	-
Di	39.2	69.79	61.39	57.23	9.19		-	25.3	-	7.82	6.73
Hy	-	4.14	8.40	9.10	76.60	21.65	16.9	-	19.42	11.3	11.77
Ol	22.6	16.11	19.25	23.19	7.07	14.86	18.0	11.9	-	-	-
Lar	7.41	-	-	-	-	-	-		-	-	-
П. №	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Iml	0.25	0.17	0.12	0.12	0.07	0.70	0.65	0.64	0.52	0.60	0.63
Mt	0.68	0.65	0.72	0.76	0.80	1.40	1.39	0.77	0.65	0.80	0.71
Ap	0.39	0.02	0.02	0.02	0.12	0.11	0.11	0.21	0.15	0.08	0.23
Cal	0.56	0,57	0.57	0.57	0.58	-	-	-	20.13	0.51	0.50
D.i.	28.9	8.6	9.5	9.0	5.6	56.8	58.9	61.1	56.0	78.8	79.4
El.t.	1299	1198	1204	1211	1120	1238	123	1155	1236	110	1021

Таблица 5.8. Химический состав вулканитов кремнисто-вулканогенной актюменской свиты района озера Алкасор (2-5), тригопункта Актюмен (1) и порфироидов утегенсорской свиты (6-8)

№пр.	155	125	512.2	5054	5071	529	373	2102/1
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	50.10	50.95	51.65	60.1	59.5	75.20	77.80	77.76
TiO_2	0.74	0.20	1.34	0.54	1.18	0.25	0.18	0.21
Al_2O_3	18.0	15.30	16.14	17.40	15.25	13.10	11.30	12.56
Fe_2O_3	6.27	7.08	6.20	1.93	5.10	0.09	1.32	1.69
FeO	2.55	6.06	5.03	4.93	3.96	2.37	2.0	0.85
MnO	0.17	0.17	0.29	0.12	0.10	0.04	0.11	0.026
MgO	4.49	5.09	5.61	2.81	2.91	1.01	0.52	0.42
CaO	7.18	8.16	4.47	3.07	3.07	0.36	0.99	0.50
Na_2O	4.62	4.24	4.68	5.25	5.03	5.75	5.00	4.90
K_2O	0.81	0.12	0.5	0.59	0.10	0.51	0.50	0.11
P_2O_5	0.26	0.23	0.17	0.17	0.43	0.073	0.064	0.033
П.п.п.	2.11	2.06	4.26	2.70	2.14	0.58	0.72	0.69
Сумма	100.3	99.7	100.6	99.6	99.7	99.33	100.5	99.56
Fe#	58.3	57.8	51.5	57.1	62.2	57.7	77.6	76.2
Q	-			13.97	16.83	37.46	42.89	50.95
Ab	73.99	67.19	69.99	64.61	62.07	52.29	48.34	39.37
Ort	5.71	0.83	3.53	3.99	0.66	3.26	3.13	0.69
Cor	-	-	0.14	2.19	1.75	1.80	0.60	3.54
Di	5.97	12.63	-	-	-	-	-	-
Hy	0.83	8.36	19.29	13.63	15.54	4.58	4.45	3.48
Ol	11.26	9.26	4.01	-	-	-	-	-
lml	0.90	0.02	1.65	0.64	1.42	0.27	0.19	0.02
Mt	0.77	1.19	1.01	0.61	0.74	0.21	0.27	0.21
Ap	056	0.52	0.38	0.37	0.94	0.14	0.12	0.06
D.i.	79.7	68.0	73.5	82.6	79.6	93.0	94.4	91.0
El.t.	1160	1166	1139	992	996	734	700	696
H_2O	0.62	0.59	0.72	1.82	1.78	4-56	4.95	5.10

Породы из коллекции Ю.А. Васюкова.

ГЛАВА 6
НАЙМАНЖАЛЬСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА

ШАТКУДУКСКАЯ ОЛИСТОСТРОМА

Шаткудукская олистострома широко распространена к юго-западу от Найманжальских гряд, где широкими тектоническими клиньями северо-восточного простирания вскрывается из-под континентальных девонских отложений жарсорской свиты.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ

Олистострома детально, насколько позволяет это сделать казахстанская обнаженность, была изучена в районе зимовки Шаткудук, летника Тескудук и горы Альчинжал, выходы которой пространственно тяготеют к Найманжальским силицитовым грядам. Строение этих участков отображено на схематической геологической карте (рис. 6.1).

Наиболее древними породами, которые встречаются в районе зимовья Шаткудук в составе одноименного хаотического комплекса, являются глыбы среднекембрийских известняков (обн. 304, 305), ранее включавшиеся в состав вулканогенно-терригенной коксенгирский свиты (Объяснительная…, 1981), близкой по своему составу к джангабульской свите Бозшакольского рудного района. С известняками среднего кембрия тесно сопряжены выходы песчаников, гравелитов и конгломератов, наполненных хорошо окатанной галькой яшм и андезитов, содержащих в своем цементе остатки среднекембрийских брахиопод и трилобитов, обнаруженных впервые В.Ш. Клингер и Н.М. Гридиной и определенных впоследствии Р.Г. Теняковой.

Здесь же встречаются олистоплаки и мелкие глыбы интенсивно дислоцированных силицитов найманжальского облика, широко представленных к востоку от летника Тескудук, а также известны обрывки разрезов вулканогенных толщ. Последние широко распространены к юго-востоку от зимовки Шаткудук, где слагают протяженные, но узкие пластины и разновеликие глыбы, которые запечатаны гравелитами и конгломератами, содержащими как кластический материал самих пластин, так и плохо окатанную гальку, и валуны позднеордовикских известняков с кораллами слоев с *Holorynchus giganteus*. Аналогичный комплекс позднеордовикских кораллов также установлен в крупных массивах и линзах известняков, запечатывающих олистостромовые толщи.

Аллохтоны вулканогенных толщ, которые, как правило, ранее включались в состав коксенгирской свиты, сложены преимущественно туфами андезитов и дацитов, реже лавами базальтов, андезитов и их лавобрекчиями. Базальты наряду с высокими концентрациями магния содержат крайне низкие концентрации фосфора (табл. 1), что характерно для вулканитов островных дуг. Отдельные блоки вулканитов по минеральному и петрохимическому составу напоминают вулканиты сарыбидаикской свиты Кендыктинского сегмента Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса.

Ниже будет приведено описание сводного разреза шаткудукской олистостромы, составленного в 1.5 км к юго-востоку от одноименной зимовки. Здесь в тектонически ограниченном блоке, надвинутом на песчаники верхнего ордовика снизу вверх в метрах, обнажаются:

песчаники зеленые среднезернистые вулканомиктовые, переслаивающиеся с алевролитами, реже кремнистыми алевролитами……..20

песчаники грубозернистые, серые, зеленовато-серые……5

Табл. 1. Химический состав вулканитов из олистоплак (1-3 – базальты, 4 – карбонатизированный базальт, 5 – туф дацитового состава, 6 – андезит) шаткудукской олистостромы

№пр.	174	174а	9053	2104	2104.1	2104.4
П.№	1	2	3	4	5	6
SiO_2	48.78	49.20	49.0	43.25	64.55	57.66
TiO_2	1.05	1.1	0.98	0.46	0.48	0.56
Al_2O_3	15.09	14.45	15.9	10.62	16.90	18.19
Fe_2O_3	2.36	2.74	3.67	2.58	4.53	5.52
FeO	8.41	8.15	7.36	3.95	0.51	0.68
MnO	-	-	0.22	0.16	0.05	0.095
MgO	7.95	8.02	8.65	4.47	0.50	1.71
CaO	7.09	8.09	9.83	15.35	1.24	2.59
Na_2O	-	-	3.40	3.31	6.70	5.60
K_2O	0.95	0.90	0.28	0.45	2.40	3.0
P_2O_5	0.093	0.10	0.078	0.22	0.30	0.42
П.п.п.	3.30	3.26	0.74	15.16	1.7	3.60
Сумма	99.35	99.28	100.1	100.73	99.37	99.625
Mg#	57.4	57.4	59.1	56.0	16.2	35.0
Q	14.56	13.11	-	-	11.49	3-32
Ab	41.51	43.58	62.23	32.14	64.60	63.20
Ort	7.29	6.78	1.94	3.68	15.50	20.13
Neph			0.53	12.35	-	-
Cor	1.14	-	-	-	1.23	1.48
Di	-	2.16	15.55	44.03	-	-
Hy	32.81	31.62	-	-	5.64	9.80
Wol				5.90	-	-
Ol	-	-	17.40	-	-	-
lml	1.40	1.44	1.19	0-65	0.53	0.66
Mt	1.08	1.07	1.00	0.69	0.40	0.51
Ap	0.22	0,24	0.17	0.57	0.61	0.88
D.i.	63.4	63.5	64.7	48.2	91.6	86.7
El.t.	1154	1156	1224	1193	920	1024
H_2O	0.64	0.63	0.35	0.46	2.52	1.54

Пробы из коллекции Ю.А. Васюкова.

олистостромовый горизонт; грубогалечные до валунных вулканомиктовые конгломераты, наполненные галькой зеленых андезитовых, базальтовых порфиритов и их туфов, реже светло-серыми известняками с кораллами. Здесь же в отдельной глыбе в онколитовых известняках определены микрофитолиты……100

блоки и глыбы зеленых литокластических туфов андезитового, дацитового составов, реже базальтовых порфиритов; в элювиальных свалах тектонические брекчии по ним…….....…75

элювий разногалечника вулканомиктовых конгломератов……..…2

песчаники вулканомиктовые зеленые, темно-зеленые средне–грубозернистые до мелкозернистых…….....10

конгломераты полимиктовые с глыбами известняков с фауной кораллов катского яруса позднего ордовика…….....20

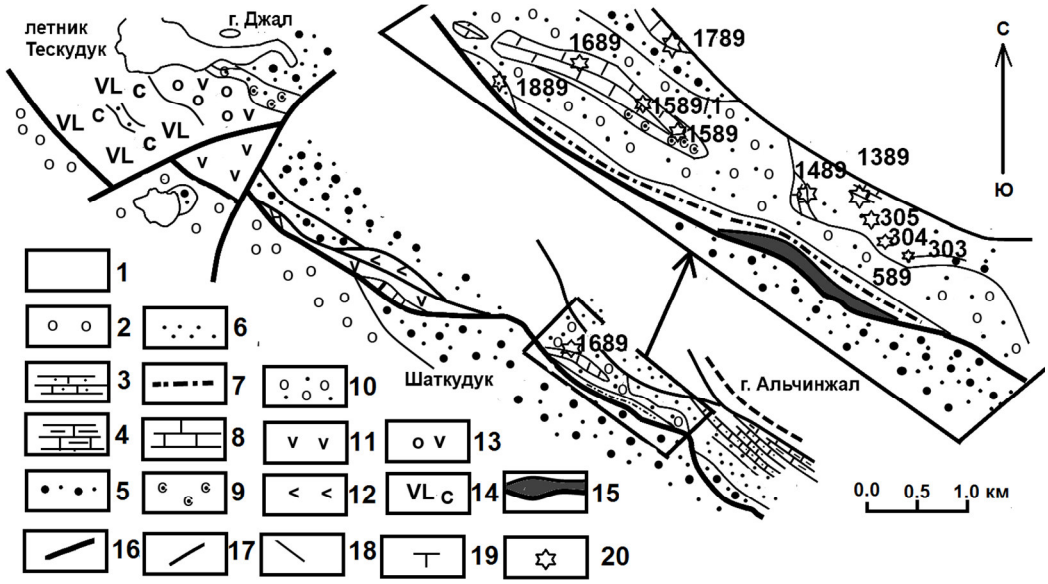

Рис. 6.1. *Схематическая карта строения шаткудукской олистостромы района горы Альчинжал (50^{0}24' с.ш., 77^{0}35' в.д), по В.Г. Степанцу, В.Е. Конику, Н.М. Гридиной и Б.Ш. Клингер (1991)*

1 – четвертичные отложения; 2 – вулканомиктовые конгломераты и туфоконгломераты жарсорской свиты; 3-4 – альпеисская свита нижнего силура: 3 – известковистые песчаники, 4 – плитчатые известняки; 5-14 – шаткудукская олистострома верхнего ордовика: 5 – конгломераты, гравелиты, песчаники с олистолитами кремней, 6 – разнозернистые песчаники, 7 – зеленые алевролиты, алевропесчаники, кремнистые алевролиты, 8 – известняки, 9 – туфопесчаники, 10 – глыбовые конгломераты с олистолитами вулканитов и их туфов, 11 – олистолиты туфов андезитов, 12 – олистолиты липарито-дацитов, 13 – олистолиты туфоконгломератов, 14 – олистолиты кристаллокластических туфов андезибазальтов; 15 – лиственитты; 16 – крупные разломы и крутые надвиги; 17 – разломы; 18 – геологические границы; 19 – элементы залегания; 20 – места находок фауны и их номера

глыбы конгломератов с хорошо окатанной галькой яшм, реже андезитов, в известковистом цементе брахиоподы среднего кембрия…….....5

переслаивание грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов на известковистом цементе, в цементе известковистых песчаников фауна среднего кембрия…….....7

глыбы красных яшм и железистых кварцитов……..……..20

песчаники буровато-серые средне-крупнозернистые, гравелиты наполнены неокатанными обломками яшм, кремнисты алевролитов, встречается галька андезитов, реже отмечаются маломощные прослои алевролитов с линзами красных алевролитов……..40

известняки серые, розовато-серые, розовые брекчированные, массивные, фауна кораллов слоев с *Holorynchus giganteus* ……..……20

Далее мощная зона разлома, за которой обнажается элювий, реже коренные выходы бурых, буровато-серых разнозернистых песчаников и алевролитов. К юго-востоку аналогичные песчаники и алевролиты постепенно сменяются песчани-

ками, известковистыми песчаниками и плитчатыми известняками, содержащими кораллы слоев с *Holorynchus giganteus*.

С востока на силурийский терригенно-карбонатный комплекс надвинуты силициты Найманжальской гряды.

Интересным представляется анализ фауны из глыб известняков, собранных к юго-западу от Токсанбайской гряды. Известняки, представлены онколитовыми и реже сгустковыми разностями, содержат микрофитолиты (пробы 245/1б, 245/2, 245/3а) и водоросли, а также брахиоподы (проба 245/4), которые по заключению С.П. Коневой характерны для раннего кембрия: *Matutella* sp., *Kutorgina* sp. Ранее в этом районе из глыбы известняков Б.Ш. Клингер были собраны трилобиты рода *Bonnia*, характеризующие возраст известняков, по заключению Г.Х. Ергалиева, как ленский ярус раннего кембрия.

В обн. 245/1 и 245/4а органогенные известняки переполнены мшанками, водорослями, обломками иглокожих; в них же обнаружены брахиоподы (пробы 245/4е) характерные, по заключению Р.Г. Теняковой, для чокпарского и дурбенского горизонтов Казахстана.

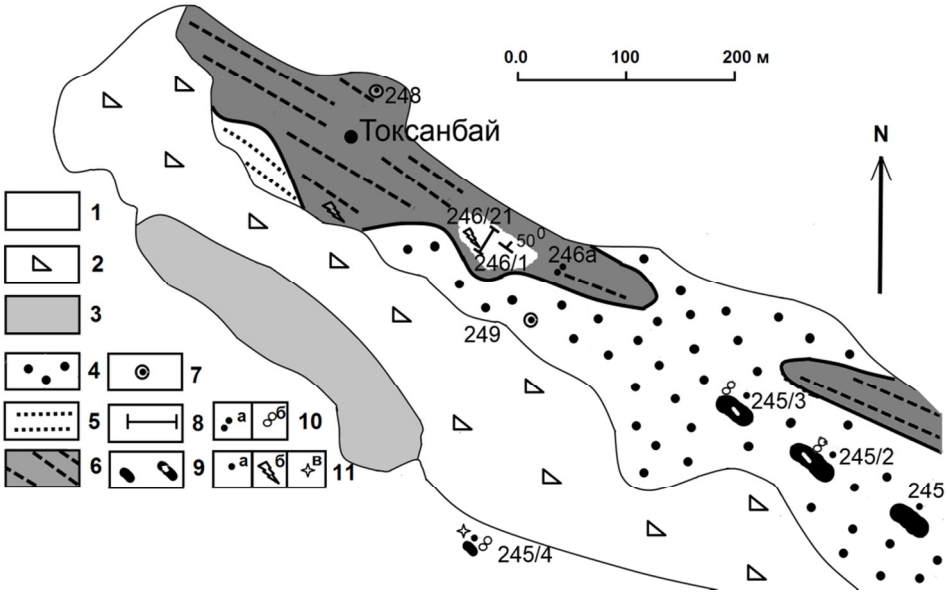

Рис. 6.2. *Схематическая геологическая карта района горы Токсанбай (56^{0}00'с.ш., 77^{0}22'в.д.), по Н.М. Гридиной с упрощениями автора*

1 -2– четвертичные отложения: 1 – Q_{II-III}, 2 – Q_{III-IV}, 3 – палеогеновые отложения; 4-5 – верхнеордовикские отложения: 4 – желтоватые, беризитизированные алевролиты, 5 – зеленовато-серые алевролиты; 6 – элювиальные развалы найманжальских кремней, светлым полем на рисунке показаны коренные выходы; 7 – точка наблюдения; 8 – линия геологического разреза; 9 – внемасштабные гальки и глыбы известняков: а – однородные, б – онколитовые; 10 – места отбора проб: а – радиолярии, б – микрофитолиты; 11 – места отбора проб: а – на растворение, б – конодонты, в – брахиоподы.

Остальные условные обозначения смотри на рис. 6.1

Особого внимания заслуживает упоминание о разрезе юго-западного склона гряды Токсанбай (рис. 6.2), где обнажены коренные выходы кремней. Здесь Н.М. Гридиной [Степанец и др., 1991; Гридина, 2003] описан разрез однообразных кремней мощностью 23.5м, различающихся только окраской, от чисто белых прозрачных до вишневых. Конодонты лучше просматриваются в белых разностях. По

комплексу конодонтов Н.М. Гридиной здесь выделяются следующие стратиграфические уровни: зона *P.(O.) evae* (5.7 м); слои *с P. Flabellum* (16.1 м); слои с *„C“ horridus* (2.5 м). В скобках приведены истинные мощности кремней.

Позднекембрийские конодонты (обн. 271): *Phakelodus tenuis* (Muller), *Westergaardodina* sp., *Mamillodus* sp., *Proconodontus* sp. собраны в олистоплаке кремней северо-восточнее озера Сарыкаска [Гридина, 2003].

ГЛАВА 7
КЕНДЫКТЫ-ШЫНГЫЗ-ТАРБАГАТАЙСКИЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

КЕНДЫКТИНСКИЙ СЕГМЕНТ

С северо-запада с выходами офиолитов Богембай-Ангренсорского преддугового прогиба тесно сопряжены разрезы Кендыктинского сегмента Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса. Ранее магматические комплексы данной структуры сопоставлялись с энсиматической островной дугой [Объяснительная …, 1981].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В пределах Кендыктинского сегмента в настоящее время известны ордовикские и силурийские отложения, которые были детально исследованы и описаны И.Ф. Никитиным [Никитин, 1972]. В изучении геологического строения этого района также принимали участие А.Р. Квятковский (1968), И.Ф. Калинин (1975), Р.Г. Тенякова [Тенякова и Калинин, 1980], В.И. Жуковский и В.Г. Степанец (1985). В последние годы обобщением этих материалов занимались Н.М. Гридина, Л.И. Магретова, Р.Д. Евсеенко [Гридина и др., 2002]. Результаты этих исследований отображены на геологической схеме района оз. Аманбайсор (рис. 7.1).

Кендыктинская свита ($O_{1\text{-}2}$kn) обнажается между оз. Кыркуй и ур. Нарульген (рис. 7.1). Отличительной особенностью строения кендыктинской свиты является отсутствие в ее разрезе терригенных пород [Степанец, 1992].

Сложена она лиловыми, бурыми, реже зелеными порфиритами двупироксеновых базальтов, трахибазальтов, реже базальтовых трахиандезитов и их агломератовыми туфами. Мощность свиты достигает 2650 м.

Нижняя граница свиты не обнажена, верхняя проводится по первому появлению красноцветных кремнистых туфоалевролитов сарыбидаикской свиты.

С выходами кендыктинской свиты, сопряжена отрицательная гравиметрическая аномалия.

Сарыбидаикская свита ($O_{2\text{-}3}$sb) обнажается к востоку от ур. Сарыбидаик, в районе оз. Аймандай, Сарыколь, Шандыколь и к северу от гор Богембай. Свита впервые выделена и описана И.Ф. Никитиным [Никитин, 1972]. Наиболее полное описание разреза сарыбидаикской свиты приведено в статье Н.М. Гридиной [Гридина и др., 2002].

В стратотипе (ур. Сарыбидаик – оз. Кыркуй) сарыбидаикская свита по литологическому составу четко разделяется на три толщи [Степанец, 1992].

Нижняя толща сложена преимущественно зеленовато-серыми лавами базальтов, андезибазальтов, андезитов, реже андезидацитов, переслаивающимися с их кристалло-кластическими туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоконгломератами, конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, кремнистыми алевролитами и яшмами (1200-2500 м). Данная часть разреза охарактеризована палеомагнитными данными (рис. 7.1).

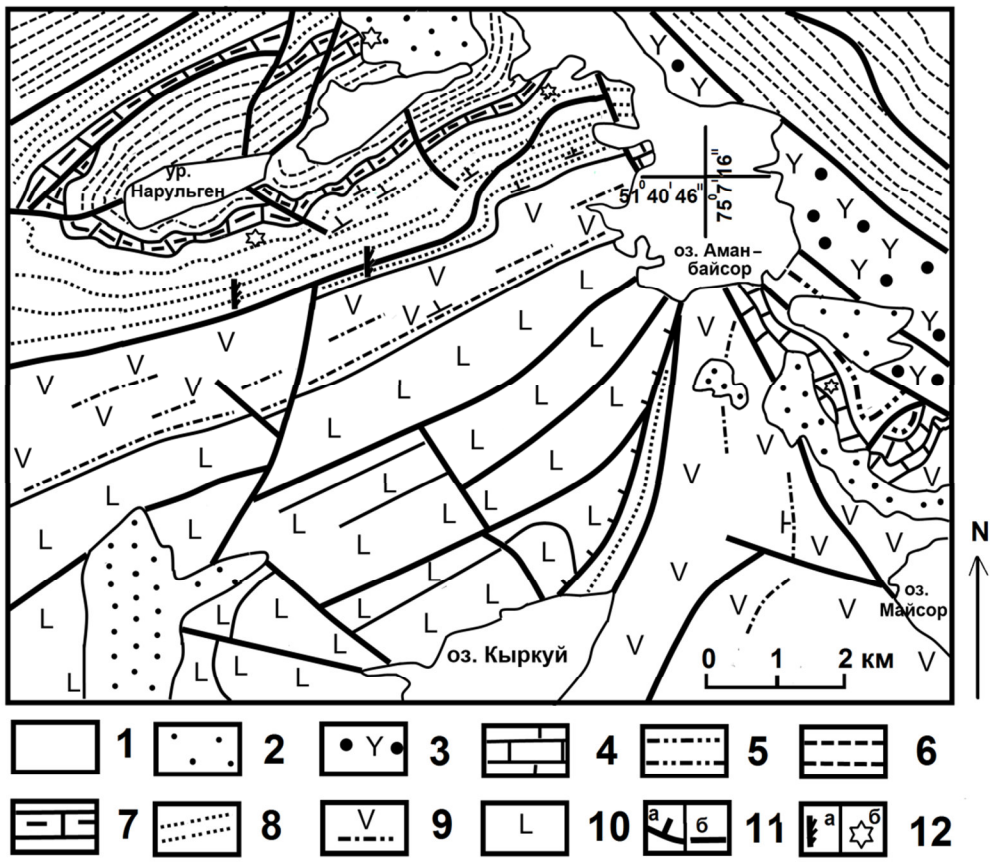

Рис. 7.1. *Геологическая схема района озера Аманбайсор и урочища Нарульген ($51^0$41' с.ш., $75^0$03'в.д.) (по: [Степанец, 1992; Гридина и др., 2002])*

1 – четвертичные отложения; 2 – палеогеновые отложения; 3 – жарсорская свита (D_1zr); 4-5 – оройская свита (O_3or): 4 – известняки, 5 – известковистые песчаники и алевролиты; 6 – нарульгенская свита (O_3nr); 7-9 – сарыбидаикская свита (O_{2-3} sb): 7 – верхняя толща, 8 – средняя толща; (Dec_a=88^0, Inc_a=-6^0, α_{95}=17^0, пш=-3^0 по [Степанец, 1992]), 9 – нижняя толща; 10 – кендыктинская свита (O_{1-2}kn); 11 – тектонические нарушения: а – надвиги, б – разломы; 12 – места находок фауны: а – граптолитов, б – кораллов

Средняя толща представлена песчаниками, алевролитами, известняками и кремнистыми алевротуффитами, которые по простиранию замещаются линзами андезитов и андезибазальтов (40-450 м). В основании разреза залегают песчаники и алевролиты с граптолитами поздне-дапингского и дарривилского ярусов [Гридина и др., 2002].

Верхняя толща представлена органогенными глинистыми известняками с прослоями глинистых и известковистых алевролитов (70 м) с трилобитами, брахиоподами, кораллами, остракодами позднего ордовика раннего сандбия (верхи целиноградского горизонта) [Гридина и др., 2002] .

В пределах полей развития вулканитов кендыктинской и сарыбидаикской свит встречаются тела монцонитов и монцодиоритов.

Нарульгенская свита (O_3 nr) согласно залегает на известняках стратотипического разреза сарыбидаикской свиты

в районе ур. Нарульген-Сарыбидаик, где была выделена В.Г. Степанцом (1985) при проведении ГДП-50 из состава еркебидаикской свиты, стратотип которой описан в горах Еркебидаик в пределах Шакшанской структурно-формационной зоны [Никитин, 1972]. Выходы нарульгенской свиты также известны в районе озера Шандыколь и месторождения Степной [Степанец, 1992].

Сложена она кремнисто-глинистыми желтоватыми алевролитами, песчаниками, конгломератами, для низов свиты характерно присутствие горизонтов магнезиальных базальтов и дифференцированных трахиандезибазальтов и их туфов, прослоенных туфопесчаниками и туфоалевролитами с фауной сандбского яруса позднего ордовика – граптолиты: *Dicranograptus* cf. *nicholsoni* Hopkins., *Climacograptus* cf. *antiguus* Lapw.*, Dicellograptus* sp.*,* определения Б.М. Келлера [Никитин, 1972]. В районе зим. Шийлы Р.Г. Теняковой собраны брахиоподы: *Eodinobolus* sp., *Pseudolingula* sp., *Kajnaria derupta* Nikitin & Popov, *Anoptambonites* aff. *aktasensis* Nikitin & Popov. Мощность свиты не более 300 м.

Нарульгенская свита повсеместно сопряжена с выходами известняков сарыбидаикской свиты, на которой залегает согласно, и несогласно перекрывается базальными конгломератами оройской свиты.

Оройская свита (O_3or) обнажается в районе оз. Майсор (рис. 7.1), Жумартколь, юго-западней раз. Карагандаозек и северо-западней пос. Коскарасу [Никитин, 1972]. Отложения свиты с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании налегают на отложения сарыбидаикской и нарульгенской свит. Выше обнажаются рифогенные известняки, реже известковистые песчаники и алевролиты (до 500 м), документированные кораллами дуланкоринского горизонта, слои с *Amsassia chaetetoides*, еще выше наслаивается толща (600 м) рифогенных известняков с кораллами слоев *Catenipora libera, Holorhynchus giganteus*, определения В.Е. Коника [Степанец, 1992].

Оройские известняки постепенно сменяются толщей песчаников, алевролитов, прослоенных пачками конгломератов и гравелитов, содержащих гальку интрузивных пород и яшм. Возраст толщи терригенных отложений определен по брахиоподам в пределах раннего – среднего лландовери [Бандалетов, 1969].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Кендыктинская свита. Вулканиты кендыктинской свиты по характеру накопления основных петрогенных компонентов в основном отвечают дифференцированным породам известково-щелочной серии, исключение представляют низкокалиевые недифференцированные базальты, которым свойственен толеитовый уклон (рис. 7.2).

В целом вулканиты характеризуются высокими содержаниями P_2O_5 (0,38-0,74 мас.%) и Al_2O_3 (17.23-20.87 мас. %), устойчиво низкими концентрациями TiO_2 (0,6-,95 мас.%) и $FeO_{общ}$ (6.5-10.4 мас.%) при постоянном преобладании FeO над Fe_2O_3.

По уровню содержания K_2O и SiO_2 они отвечают низко- и высококалиевым породам известково-щелочной и абсарокит-шошонитовой сериям (рис. 7.3) при постоянном преобладании Na_2O над K_2O.

Дифференцированные вулканиты обеднены магнием (MgO: 5.69-3.42 мас. %) и элементами группы железа (Co: 21-33г/т; Ni: 18-82 г/т; Cr: 8-100 г/т; V: 110-260 г/т), тогда как в примитивных вулканитах роль этих элементов-примесей увеличивается. В целом вулканитам кендыктинской свиты характерны высокие концентрации Rb (23-47 г/т), Pb (6-17г/т), Sr (350-580 г/т), Ba (270-900 г/т) и умеренные содержания Nb (5-11 г/т), Th (2.3-4.5 г/т) и Zr (50-130 г/т). Встречаются базальтовые андезиты с крайне высокими содержаниями Nb (20-35 г/т), Pb (10-30 г/т).

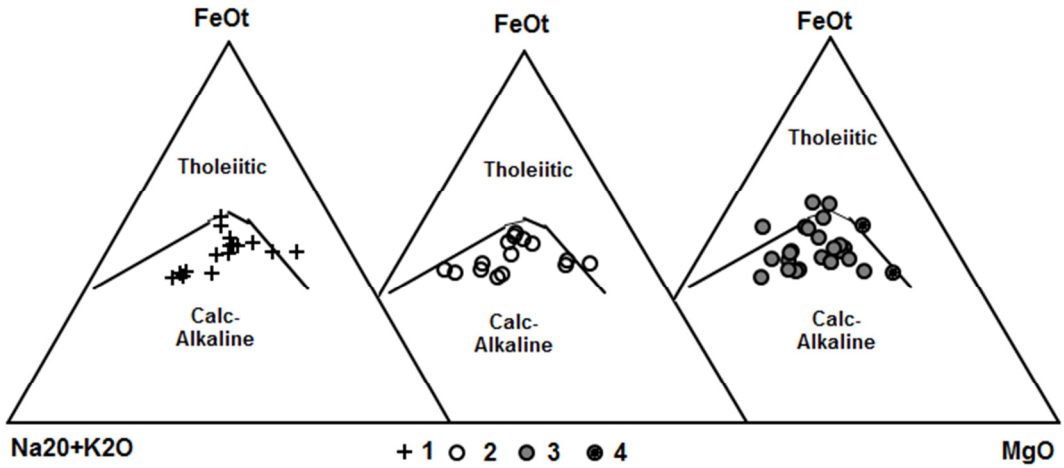

Рис. 7.2. *Диаграмма (Na_2O+K_2O)-$FeO_{общ}$-MgO [Irvine & Baragar, 1971] для вулканитов кендыктинской и сарыбидаикской свит*

1 – кендыктинская; 2-4 – сарыбидаикская: 2 – района оз Шандыколь, 3-4 – оз. Аймандай и Кыркуй, 4 – магнезиальные базальты

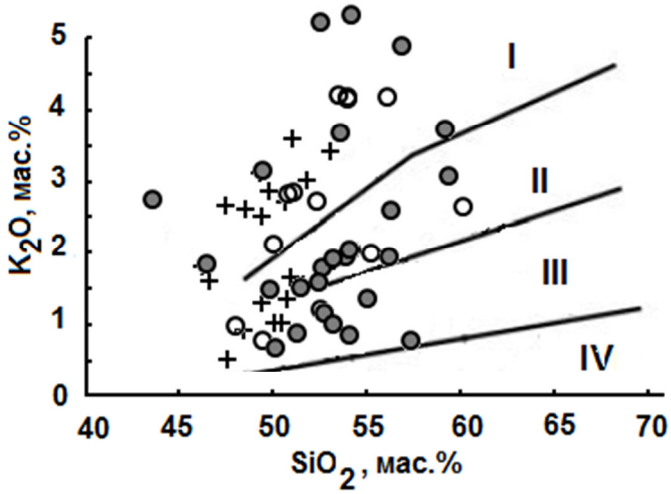

Рис. 7.3. *Диаграмма K_2O-SiO_2 [Pecerillo, Taylor, 1976] для вулканитов кендыктинской и сарыбидаикской свит*

Римскими цифрами: I – абсароκит-шошонит-латитовые серии, II – высоко- и III – умереннокалиевые известково-щелочные серии, IV – низкокалиевые толеитовые серии.

Остальные условные обозначения см. на рис. 7.2

Сарыбидаикская свита. По содержанию SiO_2 вулканиты сарыбидаикской свиты образуют непрерывный ряд от базальтов до трахидацитов. В районе озера Шандыколь породы сарыбидаикской свиты представлены базальтами, трахибазальтами, базальтовыми трахиандезитами, реже трахиандезитами. В районе озер Аймандай и Кыркуй спектр пород сарыбидаикской свиты дополняется базальтовыми андезитами, реже андезитами, а в районе оз. Сарыколь редко встречаются трахидациты.

По уровню содержания K_2O и SiO_2 они, как и вулканиты кендыктинской свиты, отвечают низко- и высококалиевым

породам известково-щелочной и абсарокит-шошонит-латитовой сериям (рис. 7.3). Однако характер распределения щелочей непостоянный, так в базальтовых трахиандезитах K_2O преобладает над Na_2O.

Вулканиты сарыбидаикской свиты, как и их аналоги кендыктинской свиты, обогащены P_2O_5 (<0,97 мас. %), но в меньшей степени они обогащены Al_2O_3 (10.34-20.70 мас.%). Низкоглиноземистые вулканиты (Al_2O_3 <15.44 мас.%), как правило, содержат повышенные концентрации MgO (7.08-10.07 мас. %). Выделяется две группы примитивных вулканитов.

Базальты с крайне непостоянными концентрациями TiO_2 (0.55-1.48 мас.%) и низкотитанистые (TiO_2=0.48-0.66 мас. %) базальтовые андезиты, в которых глиноземистость опускается до 10.34 мас.%, также встречаются разновидности, в которых уровень концентраций P_2O_5 не превышает 0.15 мас.%, геохимически эти породы остались, не изучены.

Дифференцированные вулканиты сарыбидаикской свиты отвечают породам известково-щелочной серии, а примитивные вулканиты тяготеют к толеитовому тренду, что характерно и для магнезиальных базальтов района озер Аймандай и Кыркуй (рис. 7.2).

Геохимически изучены только дифференцированные вулканиты, которые наряду с низкими концентрациями элементов группы железа и Zr (32-90 г/т) обогащены Pb (5-25 г/т), Rb (42-120 г/т), Ba (183-830 г/т), Sr (440-710 г/т), Nb (5-25 г/т), Th (2-20 г/т).

Нарульгенская свита. Как отмечают составители геологической карты [Объяснительная..,1981] «выше слоев с фауной (целиноградского горизонта, сарыбидаикской свиты) прослеживается выклинивающаяся по простиранию пачка основных вулканитов с повышенной щелочностью». Судя по петрохимическому составу, приведенному в табл. 7, № 22-23 [Объяснительная..,1981], эти вулканиты идентичны описанным выше примитивным и дифференцированным вулканитам сарыбидаикской свиты.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

В пределах Центрально-Шынгызского сегмента Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса литологическим и стратиграфическим аналогом сарыбидаикской свиты является абаевская свита, петрогеохимический состав которой детально изучен К.Е. Дегтяревым [Дегтярев, 2012], что позволяет провести более глубокий петрогеохимический анализ этих вулканогенных образований.

Геохимическое родство этих комплексов наглядно демонстрируют диаграммы, построенные с участием малоподвижных элементов (рис. 7.4, 7.5), где их фигуративные точки ограничиваются полем вулканитов известково-щелочной серии.

Островодужная природа вулканитов кендыктинской, сарыбидаикской, абаевской свит как и кембрийских магматических комплексов Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайской структуры долгие годы не вызывала сомнения [Объяснительная…, 1980; Степанец, 1992; Гридина и др., 2002; Жуковский и Магретова 2005; Рязанцев и Дегтярев, 2005; Дегтярев, 2012]. Однако опубликованные К.Е. Дегтяревым [Дегтярев, 2012] геохимические и изотопные данные по магматическим породам кембрия и ордовика Центрально-Шынгызского сегмента ставят вопрос, насколько мы обоснованно сопоставляли их с энсиматическими островодужными комплексами. Общепринято [Кокс и Харт, 1989], что субдукционные процессы на границах разнородных плит формируют островные дуги и активные окраины континентов, которым присущи определенные геологические комплексы.

Магматизм юных островных дуг (энсиматических) характеризуется марианит-бонинитовыми, толеит-базальтовыми и риолит-базальтовыми вулканическими комплексами.

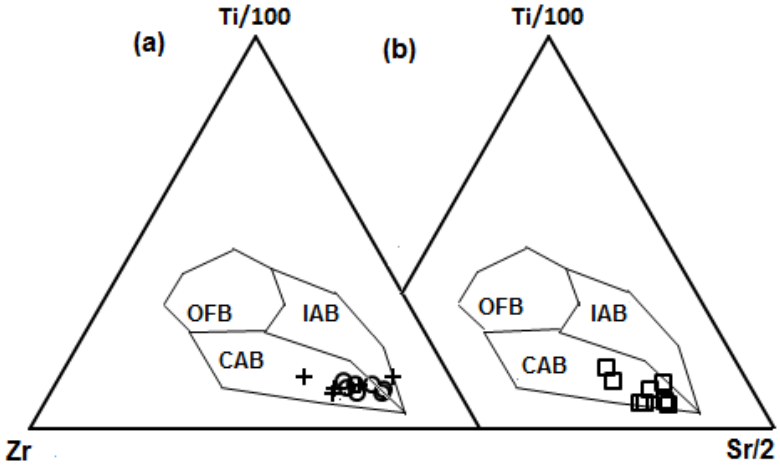

Рис. 7.4. *Диаграмма Zr-Sr/2-Ti/100 [Pearce & Cann, 1973] для пород: a) кендыктинской и сарыбидаикской свит, построена с использованием архивных материалов И.В. Глухана и b) абаевской свиты (по: [Дегтярев, 2012])*

Условные обозначения смотри на рис. 7.2

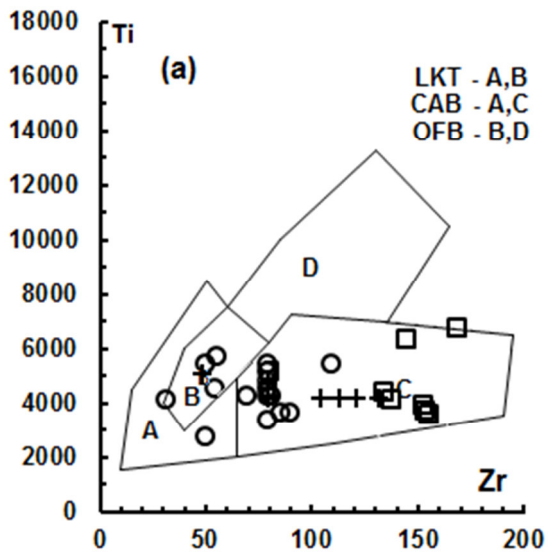

Рис. 7.5. *Диаграмма Ti-Zr [Pearce & Cann, 1973] для вулканитов кендыктинской, сарыбидаикской свит, построена с использованием архивных материалов И.В. Глухана и абаевской свиты (по: [Дегтярев, 2012])*

Условные обозначения смотри на рис. 7.2, 7.4

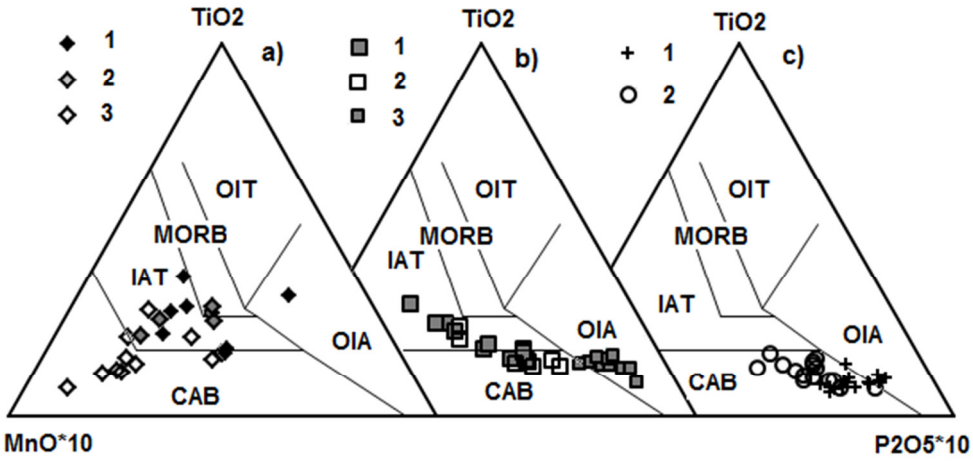

Рис.7. 6. *Диаграмма TiO_2-MnO*10-P_2O_5*10 [Mullen, 1983]*

а) вулканиты Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (по: [Pearce et al., 1999]): 1 – эоценовые и четвертичные базальты, 2 – базальты ранней островной дуги, 3 – бониниты древней островной дуги; b) вулканиты Центральноамериканской активной континентальной окраины (по: [Abratis, 1989]): 1 – островодужные толеиты, 2 – вулканиты преддугового и 3 – задугового бассейнов; c) вулканиты Кендыктинского сегмента: 1 – кендыктинской и 2 – сарыбидаикской свит

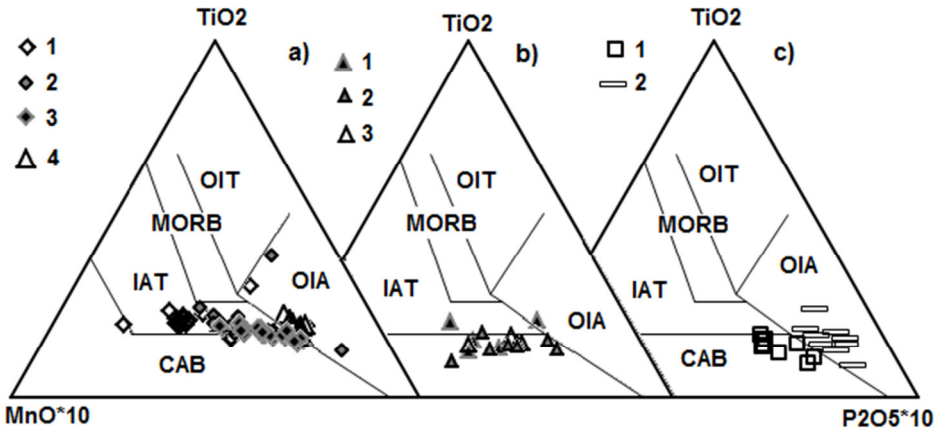

Рис. 7.7. *Диаграмма TiO_2-MnO*10-P_2O_5*10 [Mullen, 1983]*

а) вулканиты Камчатской островной дуги (по: [Churikova et al., 2001]): 1 – фронтальной зона, 2 – Центральной Камчатской депрессии; 3-4 – Срединного хребта: 3 – низкотитанистые вулканиты, 4 – вулканиты с внутриплитными характеристиками; b) Центрально-Шынгызского сегмента: 1 – канчингизского комплекса ($Є_2$), 2 – карагутуйской свиты (G_3), 3 – сарышокинской свиты (O_1) и c) 1 – абаевской свиты (O_{2-3}), 2 – жумакской свиты (S_1) (по:[Дегтярев, 2012])

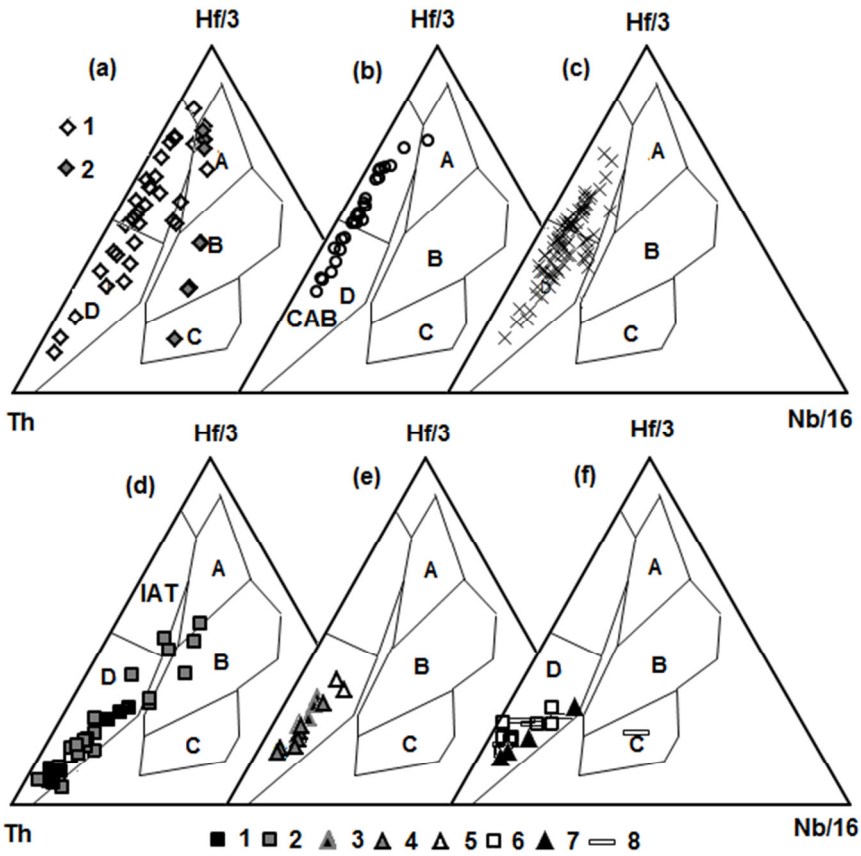

Рис.7.8. *Диаграмма Th-Nb/16-Hf/3 [Wood, 1980] для вулканитов*

a) 1 – Идзу-Бонин-Марианской энсиматической дуги и 2 – Западно-Филиппинского бассейна (по: [Pearce et al., 1999]); b) Южные Сандвичевой энсиматической [Julian et al., 1995] и c) Камчатской энсиалической (по:[Churikova et al., 2001]) дуг; d) Центральноамериканской активной континентальной окраины (по: [Abratis, 1989]): 1 – преддугового бассейна, 2 – магматической дуги; e) Центрально-Шынгызского сегмента: 3 – канчингизского комплекса ($Є_2$), 4 – карагутуйской свиты ($Є_3$), 5 – сарышокинской свиты (O_1) и f) 6 – абаевской свиты (O_{2-3}); 7 – намасской свиты (O_3); 8 – жумакской свиты (S_1) (по: [Дегтярев, 2012]).

Поля: A – NMORB, B – EMORB, C – WPB, D – CAB и активных континентальных окраин

Для развитых и зрелых островных дуг характерны вулканогенные комплексы толеитовой и известково-щелочной, реже шошонитовой серий и интрузивные комплексы известково-щелочной серии, натрового ряда (габбро-диорит-плагиогранитная, диорит-гранодиоритовая).

При взаимодействии океанических и континентальных плит формируются вулканоплутонические пояса активных континентальных окраин, где широко развиты вулканогенные комплексы адакитовой, известково-щелочной и шошонит-латитовой серий, которые ассоциируют с континентальными терригенными и туфогенно-терригенными отложениями.

Анализ петрохимических данных упомянутых выше вулканогенных серий с использованием диаграммы Е.Д. Муллена [Mullen, 1983] довольно четко показал их, отличая по уровню накопления P_2O_5 (рис. 7.6 (a, b), 7.7(a)).

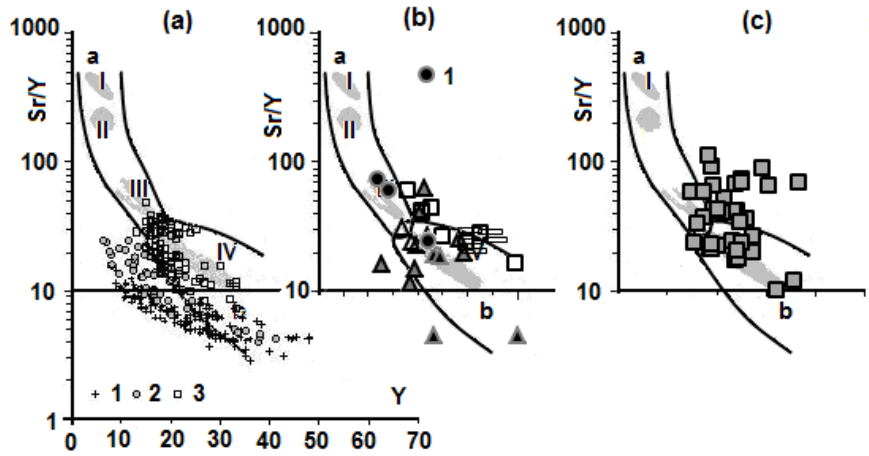

Рис. 7.9. *Диаграммы Sr/Y-Y: Поля [Stern, 2002]*

а–адакиты; б–дифференцированные вулканиты активных окраин континентов. Серыми полями обозначены составы адакитов островов: I–Коок [Kay, 1993], II–Адак (по: [Yogodzinski, 1995]), III-IV–Андской вулканоплутонической зоны: III–северной (по: [Futa, Stern,1998]), IV–южной [López-Escobar et al., 1993]. а) Для вулканитов: 1–SSIA-Южно-Сандвичевой (ДМ) симатической островной дуги (по:[Pearce et al., 1995]), 2–TKIA-Тонга-Кермадек (ДМ+ЕМ) симатической островной дуги (по: [Hergt & Farley, 1994; Ewart et al., 1998]), 3–KKIA-Курило-Камчатской (ДМ+ЕМ) сиалической островной дуги (по: [Churikova et al., 2001]); b) Для вулканитов Центрально-Шынгызкой зоны. 1 – диориты сарыкольского комплекса; с) для вулканитов Центральноамериканской активной континентальной окраины (по: [Abratis, 1998]); в скобках указаны типы мантий: ДМ–деплетированная, ТМ–промежуточная, ЕМ–обогащенная.

Остальные условные обозначения смотри на рис. 7.8

Вулканиты симатических дуг марианского типа (рис. 7.7 (а)) обладают низкими концентрациями P_2O_5. Аналогичная тенденция к обеднению фосфором отмечается в вулканитах внутриокеанических Южных Сандвичевых [Julian et al., 1995], Тонга и Кермадекских островов [Ewart et al., 1998].

Тенденция к обогащению фосфором отмечена в вулканитах Камчатской энсиалической островной дуги (рис. 7.7(а)) и в вулканитах Центральноамериканской активной континентальной окраины (рис. 7.6(b)), такая же тенденция характерна и для вулканитов Зондской сиалической островной дуги [Gertisser & Keller, 2003].

Обогащение фосфором характерно и для вулканитов кембрия и ордовика Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайской структуры (рис. 7.6(с), 7.7(b, с)), они, как правило, отвечают составам пород известково-щелочной и абсарокит-шошонит-латитовой серий.

На диаграмме Д.Е. Вуда [Wood, 1980] вулканиты канчингизского комплекса (G_2), карагутуйской (G_3), сарышокинской (O_1) и абаевской (O_{2-3}) свит также ограничиваются полем известково-щелочных базальтов и по характеру накопления Th, Nb, Hf сопоставимы с вулканитами Центральноамериканской активной континентальной окраины (рис. 7.8(d-f)), для которых характерно обогащение Nb, Th. Тогда как собственно островодужные вулканиты деплетированны Nb и имеют тенденцию к обогащению Th и Hf (рис. 7.8(a-c)). Высокие концентрации Hf могут указывать на мантию Индийского типа.

Содержания и отношения Sr, Y (рис. 7.9) также являются надежными геодинамическими индикаторами магматических комплексов [Kilian, 1997; Stern, 2002].

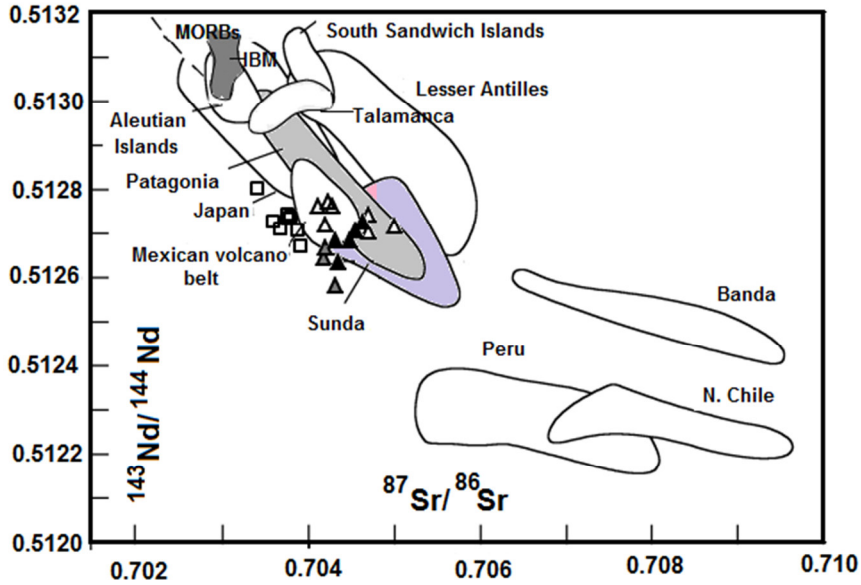

Рис. 7.10. *Диаграмма соотношения изотопов Sr и Nd для вулканитов Центрально-Шынгызского сегмента (по: Дегтярев, 2012)*

Поля островных дуг, континентальных окраин и MORB построены [Faure, 1986] и дополнены вулканитами Таламанка [Abratis, 1998], Идзу-Бонин-Марианской энсиматической дуги (IBM)[Pearce et al., 1999; Ikede & Yuasa, 1989].

Остальные условные обозначения смотри на рис. 7.8

На рис. 7.9(b) отчетливо видно как кембрийские и ордовикские комплексы Центрально-Шынгызского сегмента смещены в область повышения стронция и перекрывают основное поле вулканитов Центральноамериканской активной окраины и Южной Андской магматической зоны Южноамериканской активной окраины.

С позиции геохимической геодинамики [Zindler & Hart, 1986] изотопная (Sr, Nd, Pb) систематика позволяет распознавать генетическую природу магматических комплексов**.**

Отношения изотопов Sr и Nd являются надежными характеристиками при анализе магматических комплексов островных дуг и вулканоплутонических поясов [Faure, 1986]. На диаграмме изотопных отношений Sr и Nd (рис. 7.10) фигуративные точки вулканитов Центрально-Шынгызского сегмента значительно удалены от полей энсиматических островных дуг и тяготеют к полям вулканитов активных континентальных окраин.

В пользу сопоставления пород Центрально-Шынгызского сегмента с магматическими комплексами вулканоплутонических поясов свидетельствует и присутствие позднесилурийских адакитов сарыкольского массива, так как адакитовые комплексы являются неотъемлемой составной частью вулканоплутонических поясов активных окраин континентов [Kilian, 1997; Abratis, 1998; Yogodzinski, 1995].

Если учесть геохимическую специализацию и ассоциацию вулканогенных комплексов среднего кембрия и верхнего кембрия – нижнего ордовика с гранитоидами канчингизского и чаганского комплексов, а также жумакской свиты нижнего силура с адакитами сарыкольского комплекса [Дегтярев, 2012], то становится очевидным, что эти магматические образования следует относить к Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайской вулканоплутонической ассоциации.

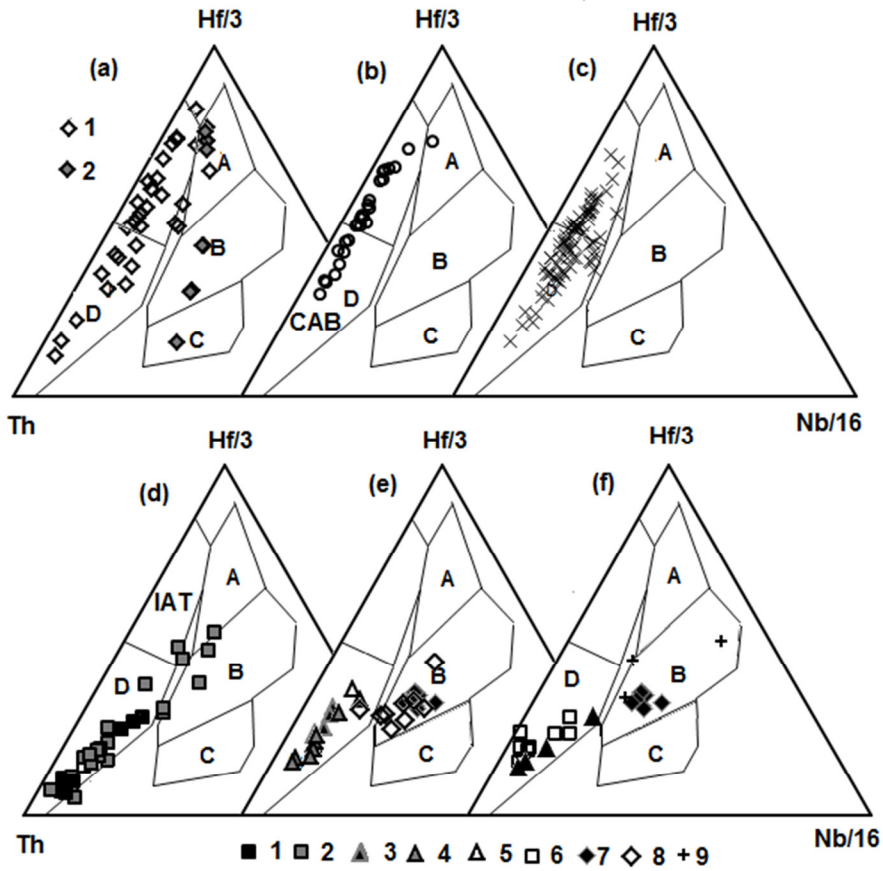

Рис.7.11 *Диаграмма Th-Nb/16-Hf/3 [Wood, 1980] для вулканитов*

а) 1 – Идзу-Бонин-Марианской энсиматической дуги и 2 – Западно-Филиппинского бассейна (по: [Pearce et al., 1999]);b) Южные Сандвичевой энсиматической (по: [Julian et al., 1995]) и c) Камчатской энсиалической (по: [Churikova et al., 2001]) дуг; d) Центральноамериканской активной континентальной окраины (по: [Abratis, 1998]): 1 – преддугового бассейна, 2 – магматическая дуга; e) Центрально-Шынгызкой зоны: 3 – канчингизского комплекса ($Є_2$), 4 – карагутуйской свиты ($Є_3$), 5 – сарышокинской свиты (O_1), 6 – абаевской свиты (O_{2-3}); f) Агырек-Арсаланской призмы: 7 – балкыбекская ($Є_1$), 8 – G3, 9 – карабулакская (Є) (по: [Дегтярев, 2012]).

Поля: A – NMORB, B – EMORB, C – WPB, D – CAB и активных континентальных окраин

Особый интерес для понимания геодинамический истории развития описываемого района представляет вещественный состав базальтов, андезибазальтов и андезитов жумакской свиты, чьи вулканогенно-осадочные разрезы документированы органическими остатками позднего лландовери – венлока [Геология и металлогения…, 1977].

Умеренные содержания TiO_2 (до 2%) и повышенные концентрации P_2O_5 идентифицируют вулканиты жумакской свиты на дискриминационной диаграмме TiO_2-MnO*10-P_2O_5*10 (рис. 7.7(c)) как щелочные базальты океанических островов. Их внутриплитная природа намечается в отдельных образцах и по характеру распределения литофильных элементов (рис.

7.8), но мы не спешим сопоставлять их с океаническими комплексами, что без особого труда делаем с базальтами балкыбекской и карабулакской свит Агырек-Арсаланской аккреционной призмы.

В пределах Агырек-Арсаланской призмы на сегодня достоверно не доказано присутствие глубоководных океанических базальтов. Базальты, сопоставляемые с NMORB и EMOEB [Дегтярев, 2012], как правило, несут следы воздействия надсубдукционных флюидов, что выражается в их обогащении U, Pb, Ba, Rb и деплетированности Mg, Cr и Ni.

Отсутствие глубоководных океанических базальтов в структурах Центрального Казахстана объясняется довольно просто [Хераскова, 1986; Дегтярев и др., 2008; Дегтярев, 2012 и многие другие]: океаническая кора поглощается в зонах субдукции, затем формируются энсиматические островные дуги, а базальты океанических островов аккретируются к ним.

В такой довольно упрощенной схеме на первый план выдвигаются энсиматические дуги, которые, естественно, должны в редуцированном виде сохраняться и слагать отдельные части покровно-складчатых структур Центрального Казахстана. Как образец тому К.Е Дегтярев [Дегтярев, 2012] приводит состав кембрийских магматических комплексов Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайской островной дуги.

Однако, как было показано выше, кембрийские и ордовикские магматические комплексы Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатая не являются аналогами энсиматических островных дуг. В их составе преобладают вулканиты известково-щелочной, шошонит-латитовой, реже адакитовой серий, что характерно для магматических комплексов активных континентальных окраин.

По-видимому, в нижнем палеозое Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс являлся казахстанской частью Западной активной континентальной окраиной суперконтинента Гондвана. Вероятнее всего, редуцированные фрагменты суперконтинента Гондваны сохранились в пределах Ерейментау-Ниязского кристаллического массива.

ГЛАВА 8
АНГРЕНСОР-МАЙКАИНСКИЙ СИАЛИЧЕСКИЙ БАССЕЙН
(Майкаинский рудный район)

Отложения Ангренсор-Майкаинской структурно-формационной зоны обнажаются вдоль юго-восточного фронта Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы (рис. 8.1(а)).

ВВЕДЕНИЕ В ПРОБЛЕМУ

Месторождение Майкаин находится на северо-востоке Центрального Казахстана (рис. 8.1) и было открыто в 1895 году русским геологом А.А. Краснопольским. В 1914-1919 годах в разведку месторождения было вовлечено английское акционерное общество известного предпринимателя Лесли Уркварта.

Систематическое изучение геологии месторождения Майкаин началось после установления советской власти на территории Казахстана [Коржинский, 1932].

Возраст и тектоническое положение осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов Майкаинского рудного поля и его обрамления, начиная с 50-х годов прошлого столетия, были предметом острых дискуссий [Борукаев, 1955; Борукаев и Звонцов, 1958; Антонюк и др., 1977; Михайлова и др., 1981;Щебуняев, 1983; Двойченко и Абаимова, 1986; Евсеенко и др., 2001; Жуковский и Магретова, 2003; Степанец и Антонюк, 2009].

Впервые осадочно-вулканогенные разрезы Майкаинского рудного поля были описаны Л.С. Коржинским [Коржинский, 1932] и отнесены к ордовику. Впоследствии Р.А. Борукаев [Борукаев и Звонцов, 1958] сопоставил вулканиты, обнажающиеся к востоку от месторождения Майкаин, с разрезами кембрийской джангабульской свиты.

Несколько позже Р.М. Антонюк [Антонюк и др., 1977; Объяснительная…, 1981] разделил эти отложения на два литолого-стратиграфических комплекса: венд-нижнекембрийскую майкаинскую свиту, включающую базальты, прослоенные в верхах кремнистыми породами, где в резко подчиненном количестве встречаются лавы и туфы андезибазальтов, силлы и дайки кератофиров и диабазов, и раннекембрийскую, преимущественно вулканогенную. По данным В.К. Заравняевой [Объяснительная…, 1981] последняя несогласно залегает на майкаинской свите и содержит линзы известняков с брахиоподами *Kutorgina* cf. *cingulata* (Billings), характерными, по заключению В.Ю. Горянского, для раннего кембрия. Следует особо отметить, что брахиоподы были найдены В.П. Коростиным в карьере месторождения Майкаин «В» [Объяснительная…, 1981]. Позднее Т.П. Таран указывал, что брахиоподы были обнаружены в комковатых известняках в составе баритовой жилы недалеко от тела кератофиров в том же карьере. Н.Я. Ященко [Евсеенко и др., 2001], долгие годы изучавшая эти разрезы, рассматривала их как ксенолит, захваченный субвулканическим телом плагиогранитов.

В процессе проведения ГДП-50 [Жуковский и Степанец, 1980] Н.Ф. Михайловой в карьере «В» месторождения Майкаин (рис. 8.1(б.5)) в яшмах были обнаружены конодонты: *Periodon* cf. *aculeatus* (Hadding), *Oistodus venustus* Stauffer, *Drepanodus* sp., определенные Т.А Москаленко, как среднеордовикские [Михайлова и др., 1981]. Это дало основание М.П. Щебуняеву отнести толщу вулканитов майкаинской свиты к лланвирну, а выше залегающие кремнисто-вулканогенные отложения выделить в надмайкаинскую свиту среднего ордовика. С находками конодонтов раннекембрийские брахиоподы были проигнори-

рованы, основываясь лишь на том, что вмещающие их отложения структурно залегают выше вулканитов майкаинской свиты.

Впоследствии М.П. Щебуняев [Щебуняев, 1983] в своей диссертации предложил более детальную схему стратиграфического расчленения отложений Майкаинского рудного района. Из состава майкаинской свиты, далее в стратиграфической последовательности, им были выделены: лавовая толща (тремадок - низы аренига) – собственно примитивные базальты, жериккудукская свита (ареніг - лланвирн) – базальты, андезибазальты и их туфы, в верхах горизонты лланвирнских яшм, а из состава надмайкаинской свиты: поселковская свита (средний ордовик) – преимущественно «зеленые туфы», низы осадочно-вулканогенной толщи по В.К. Заравняевой, кураминская свита (средний ордовик) – риолиты, дациты, андезибазальты, базальты их туфы, реже яшмы и туффиты.

При обсуждении стратиграфии Майкаинского района на III Казахстанском стратиграфическом совещании в Алма-Ате (1986 г.) схема М.П. Щебуняева претерпела существенные изменения, было принято компромиссное решение, предложенное Н.К. Двойченко [Решение…, 1991; Двойченко и Абаимова, 1986]. Все вышеприведенные комплексы пород были объединены в майкаинскую серию, а в ее составе снизу вверх выделены толщи: немая базальтовая тремадокская, алпысская кремнисто-вулканогенная, известная только на месторождении Жиланды, с двумя комплексами аренигских конодонтов: нижний с *Oepikodus evae* и др., верхний с *Microzarkodina flabellum*, *Periodon flabellum* и др., а на самом месторождении Майкаин – кремнисто-вулканогенная жерикудукская толща, содержащая лланвирнские конодонты *Oistodus venustus* Stauffer, *Periodon cf. aculeatus* (Hadding).

Позднее Н.М. Гридиной в рамках проекта № 546 [Степанец и др., 1991] в яшмах жериккудукской толщи, что обнажаются северо-восточнее месторождения Майкаин в районе высоты 430.2 (рис. 8.1(б.6)), были обнаружены раннелланвирнские конодонты: *Periodon aculeatus* Hadding, *P. flabellum* Lind., *Paroistodus horridus* Barnes et Poplawski. В этих же яшмах Н.М. Гридиной была собрана, по заключению Р.Г. Теняковой, коллекция раннелланвирнских брахиопод. Эти находки еще раз поставили под сомнение раннекембрийский возраст брахиопод, обнаруженных В.П. Коростиным в карьере месторождения «В».

В это же время Н.М. Гридиной юго-восточнее кол. Жериккудук (рис. 8.1(б.7)) в красно-бурых яшмах, залегающих в верхах разреза вариолитовых базальтов [Степанец и др., 1991], лавовая толща по М.П. Щебуняеву [Щебуняев, 1983] и немая базальтовая по И. Ф. Никитину [Решение…, 1991; Никитин, 2002], были обнаружены раннелланвирнские конодонты: *Paroistodus horridus* Barnes & Poplawski, *Periodon aculeatus* Hadding, *Spinodus spinatus* (Hadding).

Это дало основание авторам [Степанец и др., 1991] выделить толщу преимущественно вариолитовых базальтов, прослоенных в верхах силицитами, сменяющихся граувакками с редкими телами диабазов, в Восточно-Майкаинский террейн, а кремнисто-вулканогенный разрез майкаинской серии, жериккудукская свита по Р.Д. Евсеенко [Евсеенко и др., 2001] и М.П. Щебуняеву [Щебуняев, 1983], выделить в Майкаинский террейн [Степанец и Антонюк, 2009].

В рамках проекта № 546 на вершине гряды Баскай (рис.8.1(б.1)), расположенной в 6 км юго-западнее месторождения Жиланды, в массивных красных яшмах баскайской вулканогенно-кремнисто-терригенной свиты В.Г. Степанцом были обнаружены, по заключению Н.М. Гридиной, раннелланвирнские конодонты *Paroistodus horridus* [Степанец и др., 1991]. Позднее в аналогичных яшмах, вскрывающихся в карьере месторождения Жиланды (рис. 8.1(б.2)), Н.М. Гридиной были найдены среднеордовикские конодонты *Periodon* cf. *aculeatus* Hadding [Евсеенко и др., 2001].

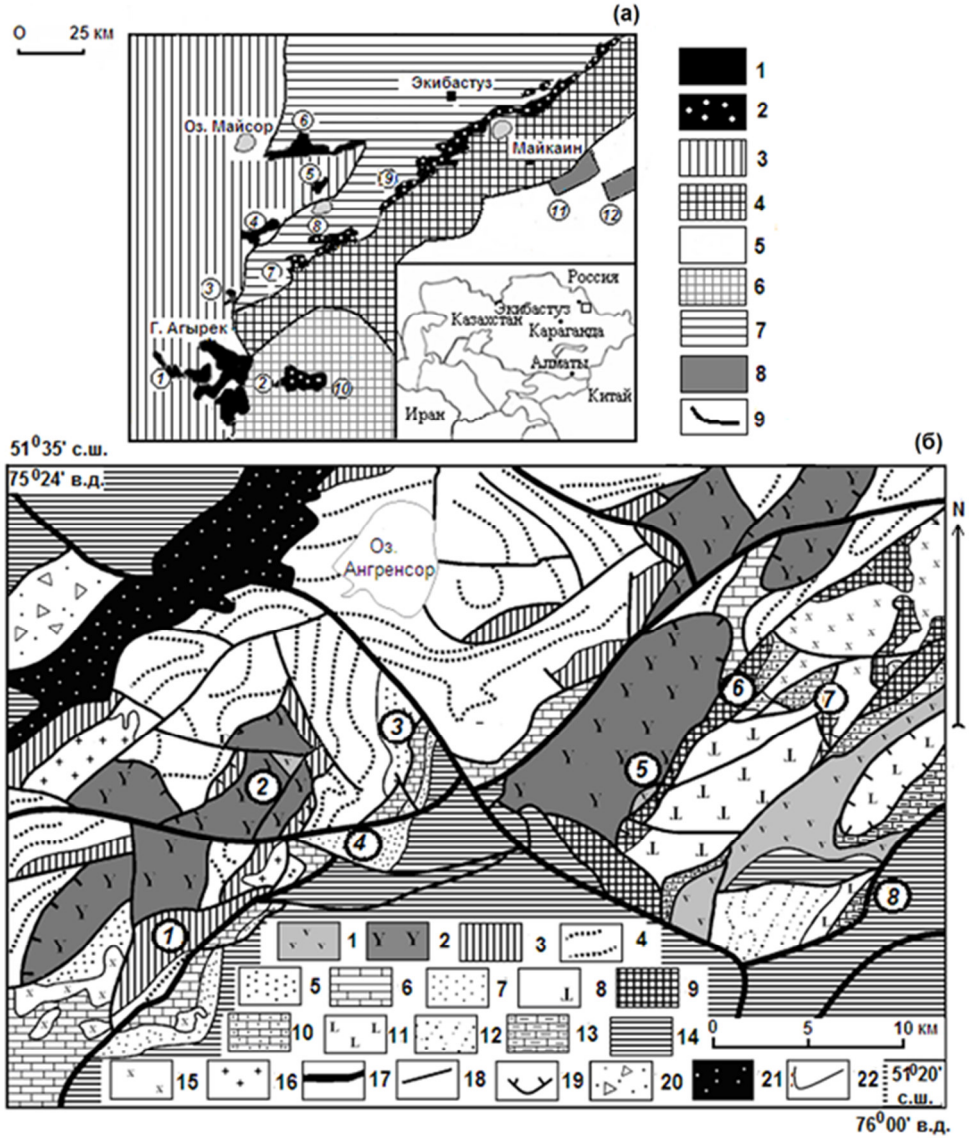

Рис. 8.1 (а) *Схема тектонического районирования нижнепалеозойских отложений северо-востока Центрального Казахстана*

(а)1-офиолиты задуговых спрединговых бассейнов; 2 – офиолиты преддуговых бассейнов; 3-7 – структурно-формационные зоны: 3 – Шакшанская с флишоидно-молассовым типом разреза (O_2-S_1), 4 –Ангренсорская с паравтохтонами вулканогенных комплексов ($Є_1$-S_1), 5 – Аккудукская (O_3) с осадочно-вулканогенными террейнами (O_2), 6 – Баянаул-Акшатауская (O_3-S_1) с системой паравтохтонов преддуговых офиолитов, 7 – Кендыктинская (O_{1-2}); 8 – осадочно-вулканогенные террейны (O_2); 9 – границы тектонических покровов. Цифрами в кружках обозначены покрова: 1-6 – Агырек-Арсаланская аккреционная призма: 1 – Агырек-Косгомбайский, 2 – Толпакский, 3 – Бурунчикинский, 4 – Одакский, 5 – Кулбалдинский, 6 –Майсорский; 7-10 – Богембай-Ангренсорская аккреционная призма: 7 –Жаман-Богембайский, 8 – Жаксы-Богембайский и 9 – Ангренсорский сегменты; 10 – Караулчекинский паравтохтон; 11 – Майкаинский и 12 – Восточно-Майкаинский террейны

(б) *Геологическая схема района месторождения Майкаин (координаты поселка Майкаин: $51^0$27` с.ш. $75^0$48` в.д.; координаты горы Жиланды: $51^0$28` с.ш. $75^0$35` в.д.). 1 – поселковская толща «зеленых туфов» ($Є_1$); 2-7 – Ангренсорская структурно-формационная зона: 2 – кураминская свита ($O_{1\text{-}2}kr$), 3 – вулканогенно-кремнисто-терригенная баскайская свита (O_2bs), 4 – толща граувакковых песчаников (O_2-O_3^1), 5-терригенная ангренсорская свита (O_3an), 6-керегетасские рифогенные известняки (O_3krg), 7–карбонатно-терригенные нерасчленённые отложения (O_3–S_1); 8-10– Майкаинский террейн: 8-9 – майкаинская серия (O_2mk): 8 – толща зеленых вулканитов (O_2), 9 – толща бурых вулканитов (O_2da); 10 – карбонатно-терригенная биикская (O_3bk) свита с кораллами слоев с Catenipora libera; 11-13–Восточно-Майкаинский террейн: 11–толща вариолитовых базальтов (O_2), 12– толща граувакковых песчаников ($O_{2\text{-}3}$), 13–аккудукские рифогенные известняки (O_3) с кораллами слоев с Holorhynchus giganteus; 14–нерасчлененные нижнедевонские-нижнекаменноугольные отложения; 15–верхнесилурийские гранодиориты; 16–среднедевонские сиениты; 17–главные разломы; 18–второстепенные разломы; 19–надвиги и шарьяжи; 20–верхнеордовикская олистострома; 21– серпентинитовый меланж; 22–геологические границы*

Цифрами обозначены географические пункты: 1 – гряда Баскай, 2 – горы Жиланды, 3 – горы Керегетас, 4 – озеро Ушкулун, 5 – поселок Майкаин (месторождение «В»), 6 – тригопункт 430.2, 7 – колодец Жериккудук, 8 – колодец Аккудук

Эти находки подтвердили предположение, высказанное ранее В.И. Жуковским (1980), об аналогии вулканогенно-кремнисто-терригенных фаций гряды Баскай и кремнисто-терригенных отложений, что обрамляют Жиландинское рудное поле (рис. 8.1(б.2)). Находки среднеордовикских конодонтов дополняют ранее известные аренигские комплексы конодонтов из кремнисто-вулканогенной алпысской свиты Жиландинского рудного поля [Никитин, 2002].

Нет единой точки зрения, как на возраст, так и на тектоническую позицию кремнисто-вулканогенной толщи района гор Жиланды.

Р.М. Антонюк [Объяснительная…., 1981; Антонюк и др., 1995] рассматривал ее как тектонический покров, шарьированный на дислоцированные флишоидные отложения среднего ордовика.

В.И. Жуковский [Жуковский и Степанец, 1980] на начальном этапе исследований выделял их в верхнеордовикский биикский кремнисто-вулканогенный комплекс, трансгрессивно налегающий на дислоцированные флишоидные отложения среднего ордовика с силицитами в основании. В последние годы он сопоставляет их с разрезами поселковской свиты района месторождения Майкаин [Жуковский и Магретова, 2003].

Составители двухсоттысячной геологической карты, М-43 – IV [Евсеенко и др., 2001], сопоставляют эти отложения с кураминской формацией, стратотип которой описан в пределах Майканского рудного поля [Щебуняев, 1983], и рассматривают их как систему тектонических покровов, сопровождающихся верхнеордовикской олистостромой.

Авторы [Степанец и др., 2014] относят кремнисто-вулканогенные образования месторождения Жиланды к кураминской свите [Степанец и Антонюк, 2009], соглашаясь при этом с Н.К. Двойченко [Двойченко и Абаимова, 1986], что два комплекса аренигских конодонтов, обнаруженные в карьере месторождения Жиланды, могут характеризовать ее возраст. Пространственно-временная и тектоническая сопряженность отложений кураминской и баскайской свит дают основание рассматривать их как паравтохтонные образования, слагающие ядра антиклиналей.

Сравнительный анализ петрогеохимического состава вулканитов Майкаинского рудного района показал [Степанец и Антонюк, 2009], что вулканогенно-осадочные толщи, содержащие раннелланвирнские конодонты, принадлежат различным магматическим сериям и отражают различные геодинамические обстановки их формирования.

Это дало основание предложить более детальное структурно-формационное районирование отложений Майкаинского рудного района [Степанец и др., 2014]. Ниже местные стратиграфические единицы будут приведены в соответствие с современной Международной стратиграфической шкалой ордовика (рис. 8.2).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В фундаменте Ангренсор-Майкаинской структурно-формационной зоны вскрывается нижнекембрийская толща «зеленых туфов», выделяемая ранее в поселковскую свиту [Щебуняев, 1983].

В строении толщи принимают участие зеленоцветные гломеропорфировые, порфировые, афировые пироксен-плагиоклазовые базальты, андезибазальты, амфибол-плагиоклазовые андезиты, дациты, их кристаллокластические туфы, эксплозивные брекчии, лавобрекчии, тефроиды, туфопесчаники, известны обширные поля пропилитов и пропилитизированных порфиритов, крайне редко встречаются известковистые песчаники.

Мощность толщи «зеленых туфов» достоверно не определена. В.И. Жуковский (1980) оценивает ее мощность до 800 м. Тогда как мощность разреза «зеленых туфов», описанного М.П. Щебуняевым [Щебуняев, 1983] по материалам разведочного и структурного бурения, проведенного на месторождении «Майкаин-В», не превышает 200 м.

В нижней части сводного разреза, мощностью до 120 м, преобладают потоки (от 6 до 25 метров) зеленых пироксен-плагиоклазовых гломеропорфировых, порфировых, реже афировых миндалекаменных базальтов, андезибазальтов, прослоенных (до 8 метров) зелеными, зеленосерыми кристалло-литокластическими мелкообломочными туфами среднего-основного состава с градационной текстурой, реже горизонтами (до 6 метров) мелкообломочных тефроидов и эксплозивных брекчий, брекчированных андезибазальтов. Верхняя часть разреза сложена преимущественно зелеными брекчиями, туфобрекчиями роговообманково-плагиоклазовых, роговообманковых полифировых андезитов, мощностью до 80 метров, которые замещаются по латерали переслаивающимися слоистыми туфопесчаниками, тефроидами и мелкообломочными туфами.

Толща «зеленых туфов» сопоставляется с комплексом пород преддуговых бассейнов [Степанец и Антонюк, 2009; Степанец и др., 2014], детально описанных В.А. Ермаковым [Ермаков, 2001] на Камчатке.

Структурно выше с несогласием на толще «зеленых туфов» залегает кураминская свита.

В составе Ангренсор-Майкаинской структурно-формационной зоны снизу вверх выделяются согласно залегающие и последовательно сменяющие друг друга: кураминская, баскайская, нерасчлененная терригенная, ангренсорская, керегетасская, ушкулунская и баяндырская свиты (рис. 8.1, 8.2 (II)).

Кураминская свита ($O_{1\text{-}2}$kr) обнажается к западу и северо-западу от Майкаинского рудного поля, в горах Жиланды и юго-западнее оз. Курама (рис. 8.1(б). Сложена свита (мощность не более 600 м) зеленовато-бурыми, вишнево-бурыми лито-, витрокристаллокластическими туфами, брекчиями и лавами андезитов, трахиандезитов, базальтовых трахиандезитов, трахибазальтов с горизонтами кремнистых туффитов и яшм; известны поля игнимбритов, дацитов с горизонтами конгломератов.

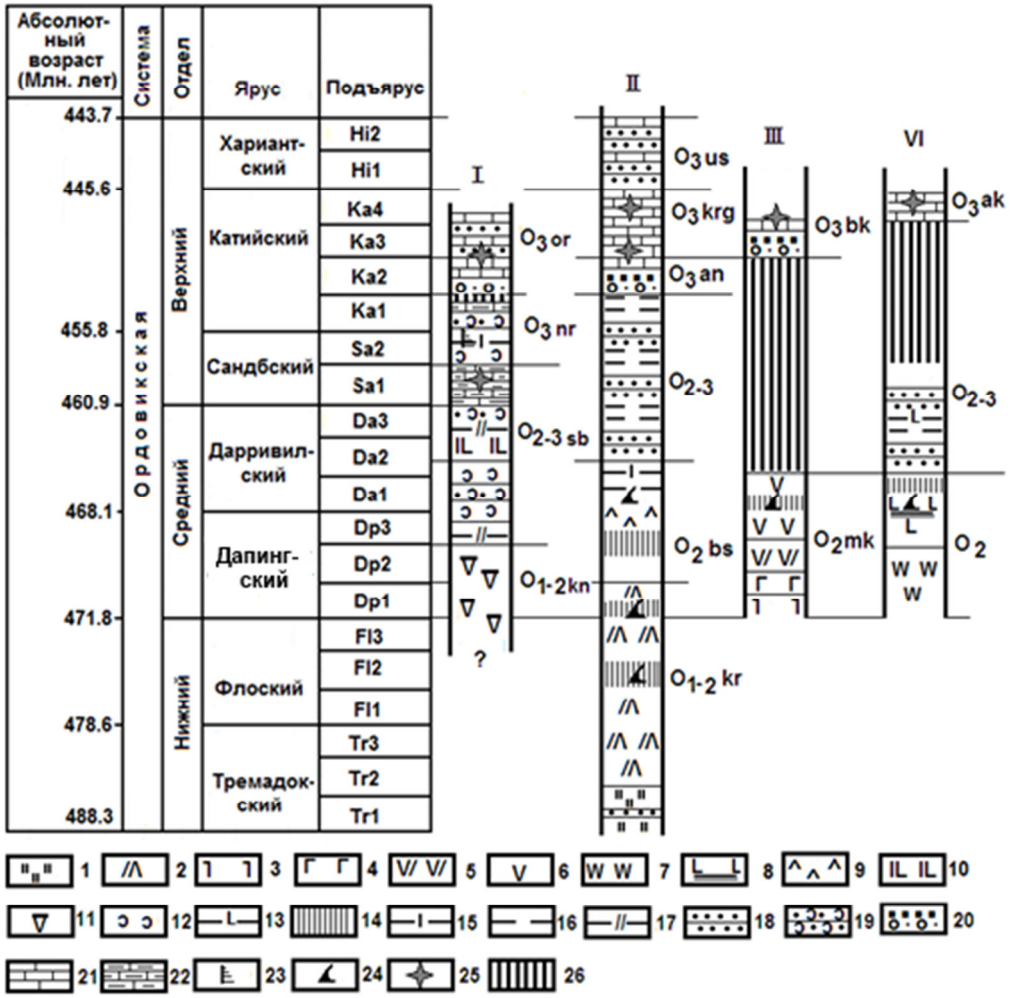

Рис. 8.2. *Корреляция ордовикских отложений Майкаинского рудного района*

1 – игнимбриты, дациты; 2 – бурые трахибазальты, трахиандезибазальты и их туфы; 3 – зеленые high-Sr примитивные базальты;4 – зеленые примитивные базальты; 5 – зеленые дифференцированные вулканиты; 6 – бурые дифференцированные вулканиты; 7 – зеленые примитивные вариолиты; 8 – зеленые дифференцированные вариолиты; 9 – адакиты; 10 – high-Mg андезиты и базальты; 11 – двупироксеновые базальты, андезибазальты и их туфы; 12 – туфы основного и среднего состава; 13 – силлы долеритов; 14– силициты, яшмы; 15 – кремнистые алевролиты; 16 – алевролиты; 17 – кремнистые алевротуффиты; 18 – песчаники; 19 – туфопесчаники; 20 – конгломераты и гравелиты; 21 – рифогенные известняки; 22 – плитчатые известняки и известковистые песчаники; 23 –граптолиты; 24 – конодонты; 25 – кораллы и брахиоподы; 26 – стратиграфические и структурные несогласия; свиты: kn – кендыктинская, sb – сарыбидаикская, nr – нарульгенская, or – оройская, us – ушкулунская.

Структурно-формационные зоны: I – Кендыктинская, II – Ангренсорская; III-VI – террейны: III – Майкаинский, VI– Восточно-Майкаинский. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.1

Для пород свиты характерно присутствие роговой обманки, биотита, магнетита, наличие большого количества субвулканических тел трахибазальтов, трахиандезитов, андезитов, трахитов, риолитов, лейкогранитов и плагиогранит-порфиров.

Учитывая резкую фациальную изменчивость пород кураминской свиты, выделяется два типа разрезов.

Один тип разреза описан в районе Майкаинского рудного поля, где снизу вверх залегают (мощность в метрах):

Пачка I. 0.0-30 м. Табачно-зеленые мелкообломочные туфы кварц-плагиоклазовых липарито-дацитов с обломками бурых андезитов, дацитов и флюидальных игнимбритов, размер обломков до 10 см, количество обломков в породе достигает 20 %.

Пачка II. 30-130 м. Серо-зеленые, вишнево-бурые или пятнистые туфы смешанного состава. В обломках преобладают миндалекаменные плагиоклазовые андезиты, трахиандезиты, обломки угловатые и полуугловатые, лапиллиевой размерности, цемент витрокристаллокластический среднего или умерено кислого состава. Туфы прослоены горизонтами (до 2 м) серовато-зеленых тонкослоистых алевропесчаников и кремнистых алевролитов.

Пачка III. 130-280 м. Вишнево-бурые крупнообломочные туфы базальтов, трахиандезибазальтов и алевритовой размерности витрокристаллокластических туфов андезибазальтов.

Пачка IV. 280-350 м.

1. Пятнистые (зеленовато-серые с пятнами вишнево-бурого цвета) литовитрокластические туфы среднего или умеренно кислого состав с обломками андезитовых и андезибазальтовых плагиопорфиритов, среди них встречаются горизонты мелкообломочных туфов основного состава. В обломках преобладают полифировые магнетит-роговообманково-плагиоклазовые андезиты со стекловато-микролитовой, апогиалопилитовой и пилотакситовой структурами основной массы. Реже встречаются обломки афировых трахибазальтов, роговообманково-плагиоклазовых дацитов. В верхах пачки встречаются лавы биотит-кварцево-плагиоклазовых андезидацитов с гломеропорфировой структурой – 40 м.

2. Серовато-бурые мелкообломочные литокластические туфы среднего или умеренно кислого состава с разнородными аллотигенными обломками андезибазальтов и яшм – 30 м.

Пачка V. 350-360 м. Красноцветные радиоляриты и яшмы.

В северной части блока характер строения толщи несколько иной, здесь преобладают лавы и лавобрекчии дацитов и андезидацитов. Основание разреза, мощностью до 28 м, сложено мелкогалечными вулканомиктовыми конгломератами, переслаивающимися с лавобрекчиями дацитов. Выше залегает толща (до 100 м) лавобрекчий и лав афировых миндалекаменных дацитов и андезидацитов.

Породы кураминской свиты слагают ядра запрокинутых антиклиналей, образующих паравтохтоны, надвинутые на дислоцированные ордовикские флишоидно-молассовые отложения (рис. 8.1(б)).

Нижняя граница свиты условно проводится по основанию тремадокского яруса нижнего ордовика (рис. 8.2 (II)). Возраст верхней части разреза кураминской свиты определен как ранний и средний ордовик на основании находок конодонтов: *Oepikodus evae* (Lindström) флоского яруса и *Microzarkodina flabellum* (Lindström), *Periodon flabellum* (Lindström) дапингского яруса в массивных красноцветных радиоляритах карьера месторождения Жиланды [Никитин, 2002], аналогичных тем, что обнажаются на Красной горке в районе месторождения Майкаин. Н.М. Гридиной там же обнаружены редкие конодонты, плохой сохранности *Periodon cf. aculeatus* Had-ding.

Баскайская свита (O_2bs) имеет ограниченное распространение, ее вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения вскрываются в районе гор Баскай, Жиланды, юго-восточнее и восточнее оз. Ангренсор, где они слагает крылья анти-

клиналей, ядра которых сложены вулканитами кураминской свиты.

Стратотип баскайской свиты описан В.Г. Степанцом (1985) в профиле гряды Баскай, где снизу вверх залегают (мощность истинная в метрах):

Пачка I. 0.0-55 м. Тонкополосчатые, массивные красные яшмы и радиоляриты прослоены пестроокрашенными кремнистыми алевролитами, аргиллитами, алевролитами, реже песчаниками. В верхах пачки в массивных, вязких яшмах редкие конодонты *Paroistodus horridus* основания дарривилского яруса среднего ордовика.

В аналогичных яшмах, юго-восточнее оз. Ангренсор, известны раннедарривилские конодонты *Paroistodus horridus* (Barnes & Poplawski), однако северо-западней оз. Ангренсор Н.М. Гридиной собран более богатый комплекс конодонтов: *Paroistodus horridus* (Barnes & Poplawski), *Periodon aculeatus* Hadding, *Oepikodus communis* (Ethington & Clark), *Paracordylodus* sp., *Paroistodus* sp. [Степанец и др., 1991]. В яшмах карьера месторождения Жиланды, известны среднеордовикские конодонты: *Periodon cf. aculeatus* Hadding [Евсеенко и др., 2001].

Пачка II. 55.0-120 м. Выше согласно наслаиваются серые, зеленовато-серые разнозернистые песчаники, алевропесчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты, бирюзовые силициты, радиоляриты, в верхах прослоены маломощными лавами высокостронциевых андезитов и адакитов. В светло-зеленых радиоляритах встречаются конодонты *Paroistodus horridus* (Barnes & Poplawski) [Степанец и др., 1991].

Общая мощность баскайской свиты не превышает 120 м.

Разрезы вулканогенно-кремнисто-терригенной баскайской свиты согласно надстраиваются средне-верхнеордовикской нерасчлененной терригенной толщей.

Нерасчлененная терригенная толща (O_{2-3}) слагает обширные поля в окрестности оз. Ангренсор (рис. 8.1(б). Ранее ее фаунистически недатированные флишоидные разрезы относились к еркебидаикской свите [Никитин, 1972, 2002; Евсеенко и др., 2001], стратотипический разрез которой был описан в пределах северной части Шакшанской структурно-формационной зоны в районе урочищ Еркебидаик и Жарык [Никитин, 2002].

В данном районе они также представлены зеленоцветными граувакковыми высокомагнитными шаровыми песчаниками и алевролитами с прослоями бирюзовых силицитов, вишневых яшм, гравелитов и конгломератов. Мощность более 1000 м.

Нижняя часть разреза терригенной толщи наиболее полно вскрывается юго-восточнее тригопункта Баскай, где она образует непрерывный разрез с отложениями баскайской свиты. Граница между этими толщами проводится по появлению первых горизонтов граувакковых песчаником с шаровой отдельностью.

Юго-восточнее тригопункта Баскай андезиты и их туфы баскайской свиты согласно сменяются терригенной толщей (истинная мощность в метрах):

Пачка I. 0,0-105 м.

1. Переслаивание серых, темно-зеленых песчаников с шаровой отдельностью, алевропесчаников, кремнистых алевролитов, реже силицитов – 29 м.

2. Частое ритмичное переслаивание желтовато-зеленых кремнистых алевропесчаников, бирюзовых силицитов, вишневых яшм – 35 м.

3. Песчаники вулканомиктовые зеленовато-серые с шаровой отдельность – 20 м.

4. Переслаивание слоистых алевропесчаников, яшм и силицитов – 10 м.

5. Песчаники светло-зеленые, переслаивающиеся с темно-вишневыми яшмами, зелеными силицитами, последние содержат конодонты плохой сохранности – 11 м.

Пачка II. 105-131 м. Вулканомиктовые песчаники зеленовато-серые с шаровой отдельностью. В верхах пачки горизонт (мощностью до 9 м) зеленых кремнистых алевролитов и алевропесчаников с редкими прослоями лиловых яшмовидных кремнистых алевролитов.

Средняя и верхняя части разреза наиболее полно описаны в профиле между горами Жиланды и Керегетас. Здесь на песчаниках с редкими прослоями лиловых яшмовидных кремнистых алевролитов, аналогичных таковым из пачки II разреза, описанного юго-восточнее тр. Баскай, залегают (истинная мощность в метрах):

Пачка III. 0.0-57 м. Конгломераты от средне-крупногалечных до валунных, плохо сортированных с галькой яшм, известняков, андезитовых порфиритов и их туфов.

Пачка IV. 57-257 м. Переслаивание мелко- и тонкозернистых песчаников, алевролитов, яшмовидных кремнистых алевролитов. В верхах горизонт (мощностью до 9 м) темно-зеленых вулканомиктовых среднезернистых песчаников со скорлуповатой отдельностью. Далее разрез сдвоен, повторяются пачки III-IV.

Пачка V. 0.0-352 м. Ритмичное переслаивание темно-зеленых средне-мелкозернистых вулканомиктовых песчаников со скорлуповатой отдельностью и алевролитов со щепковидной отдельностью. Мощность ритмов от первых десятков сантиметров до первых метров.

Пачка VI. 352- 552 м. Переслаивание зелено-серых гравелитов и мелкогалечных конгломератов с галькой бурых алевролитов, известняков, песчаников и андезитовых порфиритов, песчаников с редкими прослоями алевропесчаников.

Далее зона разлома. Многократное сдваивание разреза, что осложняет определение истинной мощности описанных выше отложений.

В темно-зеленых плитчатых песчаниках граптолиты еркебидаикского горизонта *Dicellograptus sextans*, *Climacograptus bicornis* (Hall), *Orthograptus quadrimucronatus augustus* [Никитин, 1972].

Ангренсорская свита (O_3an) развита в одноименной зоне в районе оз. Карасор, Курама и гор Керегетас (рис. 8.1(б.3)). Она согласно залегает на средне-верхнеордовикских нерасчлененных терригенных отложениях, образуя с ними единую флишоидную серию. Нижняя граница свиты в районе оз. Курама проводится по основанию горизонта известняков, содержащих фауну верхнего ордовика, низов дуланкаринского горизонта, слои с *Amsassia chaetetoides* и *Agetolites mirabilis*, а в районе урочища Керегетас, озера Карасор – по основанию горизонта конгломератов и гравелитов олистостромового облика, содержащих также фауну низов катского яруса верхнего ордовика. Верхняя граница свиты проводится по подошве горизонта известняков и известковистых песчаников керегетасской свиты с фауной кораллов слоев *Catenipora libera*. Мощность свиты изменяется от 186 до 680 м, увеличение мощности, как правило, связано с мощностью известняков.

Керегетасская свита (O_3krg) представлена крупными массивами рифогенных известняков, слагающих горы Керегетас, Жуантобе и серию массивов восточнее гряды Баскай. Мощность известняков достигает 560 м. Все выходы керегетасских известняков в описываемом районе документированы табулятами слоев с *Catenipora libera* и *Holorhynchus giganteus*, детально изученные В.Е. Коником.

Ушкулунская свита (O_3us) описана в районе озера Ушкулун (рис. 8.1(б.4)) и восточнее урочища Керегетас. Ее выходы повсеместно сопряжены с керегетасскими известняками, представлены зеленовато- и голубовато-серыми косослоистыми песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами с редкими линзовидными прослоями известняков и туфопесчаников, охарактеризованы брахиоподами, трилобитами и граптолитами плохой сохранности. Мощность свиты составляет не более 220 м. Возраст свиты определяется в объеме хариантского яруса верхов верхнего ордовика, поскольку ее отложения в районе гор Баяндыр согласно перекрываются нижнесилурийским пестроцветными терригенными отложениями баяндырской свиты нижнего силура [Степанец и др.,1991].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Поселковская свита. Примитивные базальты и базальтовые андезиты поселковской толщи отвечают low-Ti/Al породам, в которых Na_2O преобладает над K_2O. Дифференцированные андезиты – low-Ti/Fe/high-Al породы с резким преобладанием Na_2O над K_2O. Вулканиты поселковской толщи на дискриминационных диаграммах AFM, $MnO*10$-TiO_2-P_2O_5*10, TiO_2-K_2O однозначно идентифицируются как породы известково-щелочной серии. Высокий уровень щелочей, присутствие роговой обманки, high-Al указывает на их сходство с комплексом пород преддуговых бассейнов вулканоплутонических поясов [Ермаков, 2001].

Кураминская толща. Кислые вулканиты кураминской толщи характеризуются резким преобладанием K_2O над Na_2O и подразделяются на low-Al и med-Al разновидности. Особую группу образуют ultra-K/low-Ti трахиты. Low-Ti, основные и средние вулканиты, подразделяются на две группы дифференцированных пород. Первая группа представлена high-Al/P базальтовыми андезитами, трахибазальтами и базальтовыми трахиандезитами. Вторая группа представлена med-Al базальтовыми трахиандезитами и трахиандезитами, они также обогащены P_2O_5, Na_2O, K_2O. Все породы характеризуются наличием нормативного корунда.

Высокие концентрации K, P, Al, присутствие большого количества роговой обманки, биотита и модального магнетита, антидромная последовательность магматизма кураминской толщи сближают ее с породами субщелочной и щелочной серий континентальных рифтов или окраинно-континентальных бассейнов с сиалическим типом коры.

Баскайская свита. Low-Y(10 г/т)/high-Mg (MgO=4.06 %) андезиты обогащены Na_2O (4.6 %), Sr (740 г/т), Nb (8.2 г/т) и характеризуются умеренными содержаниями Zr (84 г/т), Cr (90 г/т), Ni (30 г/т). Адакиты относительно low-Y/high-Mg андезитов обогащены Sr (<1700 г/т), Nb (<15 г/т), Zr (<180 г/т), обеднены Cr (56 г/т) и Ni (<23 г/т). Адакиты и low-Y/high-Mg андезиты по уровню накопления Sr, Y и их отношениям (рис. 8.3) сопоставимы с таковыми породами, широко известными в переходных зонах континент-океан.

АККУДУКСКАЯ ЗОНА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ

В составе Аккудукской зоны к паравтохтонным отложениям отнесены аккудукские известняки, отложения биикской свиты, а аллохтоны представлены Майкаинским и Восточно-Майкаинским террейнами.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Биикская свита (O_3bk) обнажается к северо-востоку и востоку от рудного поля месторождения Майкаин, где она с базальными конгломератами в основании несогласно налегает на разрезы Майкаинского террейна, а с вулканитами поселковской свиты имеет повсеместно тектонические контакты.

Биикская свита сложена конгломератами, песчаниками, известковистыми песчаниками и известняками, мощностью не более 100 м.

Ее стратотипический разрез южнее гор Биик описан В.И. Жуковским и В.Е. Коником (1980), где снизу вверх обнажаются (истинная мощность в метрах):

Пачка I. 0.0-17.5 м.

1. Бурые мелкогалечные базальные конгломераты. Состав гальки – бурые миндалекаменные афировые базальты, лиловые и зеленые андезиты и бурые яшмовидные породы – 2.5 м.

2. Зеленые плитчатые мелкозернистые песчаники – 2.5 м.

3. Бурые среднегалечные конгломераты, аналогичные базальным – 12.5 м.

Пачка II. 17.5-62.0 м.

4. Переслаивание зеленых мелкозернистых песчаников и серых, рыжевато-

серых песчанистых известняков с фауной табулятоморфных кораллов, строматопороидей, водорослей и брахиопод плохой сохранности – 2.5 м.

5. Известняки серые и темно-серые глинистые, пронизанные прожилками кальцита с многочисленной мелкой неопределенной фауной кораллов, водорослей, мшанок и криноидей – 6.0 м.

6. Зеленые тонкозернистые известковистые песчаники – 7.5 м.

7. Известняки органогенно-детритовые серые и темно-серые с многочисленными остатками табулятов, детально изученные В.Е. Коником, слоев с *Catenipora libera* – 28.5 м.

Аккудукская свита (O_3ak) представлена известняками и обнажается в районе урочища Аккудук (рис. 8.1(б.7)), где она несогласно налегает на отложения Восточно-Майкаинского террейна. Тогда как в районе колодца Жериккудук вулканиты Восточно-Майканского террейна шарьированы на аккудукские известняки. Мощность известняков не более 200 м. Все выходы известняков документированы остатками табулятов слоев с *Holorhynchus giganteus*, детально изученные В.Е. Коником.

Майкаинский террейн. Обнажается к востоку от месторождения Майкаин (рис. 8.1б(5)), его кремнисто-вулканогенные отложения объединены в майкаинскую серию (O_2mk) среднего ордовика, ранее они выделялись Р.М. Антонюком [Антонюк, 1974] в майкаинскую свиту и сопоставлялись со вторым океаническим слоем.

Здесь в основании разреза, подошва которого не обнажена, вскрывается немая толща зеленоцветных вулканитов (более 1000 м), где в нижней части локализуются базальты, а в верхней части обнажаются преимущественно породы кератофир-спилит-диабазового комплекса. Структурно выше без видимого несогласия вскрывается толща (100 м) бурых миндалекаменных, афировых высокожелезистых долеритов, андезибазальтов и андезитов, реже отмечаются туфы и субвулканические тела примитивных габбро-диабазов. Толща в верхах прослоена пластами силицитов, кремнистых алевролитов, туффитов и яшм, последние по Н.М. Гридиной [Степанец и Антонюк, 2009] содержат комплекс раннедарривилских конодонтов, который определяет верхнюю возрастную границу майкаинской серии. Нижняя граница серии условно проводится по основанию дапингского яруса среднего ордовика (рис. 8.2(III)).

Сводный разрез серии описан восточнее месторождения Майкаин, где снизу вверх обнажаются (истинная мощность в метрах):

Пачка I. 0.0-460 м. Серо-зеленые плотные афировые базальты и плагиоклазовые олигофировые базальты, реже их лавобрекчии.

Пачка II. 460-820 м.

1. Чередование серых, серо-лиловых нередко комковатых вариолитовых базальтов, спилитов, диабазов, реже кератофиров. В верхах пачки преобладают миндалекаменные, массивные, реже брекчированные лейкобазальты – 57 м.

2. Завершает разрез пачки II горизонт, мощностью до 3 метров, серо-зеленых кремнистых алевролитов с маломощными прослоями мелкообломочных песчаников.

Пачка III. 820-920 м. Чередование серо-зеленых спилитов и диабазов с четкими корками закаливания.

Пачка IV. 920-1000 м. Лилово-серые пятнистые афировые миндалекаменные андезибазальты, андезиты прослоены двумя маломощными (2 м) горизонтами переслаивающихся зеленых силицитов, красно-бурых радиоляритов, алевролитов и красных яшм с конодонтами плохой сохранности.

Пачка V. 1000-1033 м. Переслаивание красных яшм, зеленых, светло-серых силицитов, кремнистых алевролитов, алевротуффитов. В верхах горизонт (3 м) яшм с конодонтами: *Periodon aculeatus* Hadding, *P. flabellum* Lindström., *Paroistodus horridus* Barnes & Poplawski., *Protopanderodus sp*. и брахиоподами. Завершает разрез маркирующий горизонт (7 м)

зеленовато-серых кремнистых туффитов и силицитов.

Пачка VI. 1033-1037 м. Переслаивание буровато-зеленых миндалекаменных спилитов и лилово-бурых афировых миндалекаменных базальтов.

Восточно-Майкаинский террейн. Вариолитовая толща. Образует отдельный тектонический блок, который обнажается к юго-востоку от колодца Жериккудук (рис. 8.1(б.6)), где он сложен кремнисто-базальтовой толщей (O_2). В ее составе преобладают вариолитовые миндалекаменные базальты, реже встречаются андезибазальты, андезиты, прослоенные в верхах маломощными горизонтами и линзами алевролитов, силицитов и яшм с раннедарривилскими конодонтами. Мощность толщи не более 500 м.

Наиболее представительный разрез толщи описан к юго-востоку от колодца Жериккудук, где снизу вверх обнажаются (истинная мощность в метрах):

Пачка I. 0.0-93.0 м.

1. Буро-серые, буроватые афировые, реже порфировые андезибазальты, андезиты неравномерно раскристаллизованные тонкозернистые – 60.0 м.

2. Зеленовато-серые андезибазальты неравномерно раскристаллизованные с просечками магнетита – 33.0 м.

Пачка II. 93.0-243.0 м.

3. Темно-зеленые, светло-серые афировые, реже порфировые миндалекаменные вариолитовые базальты. Вариоли заполняют весь объем породы и сложены дендритовыми агрегатами плагиоклаза и пироксена.

Пачка III. 243.0-257.0 м.

4. Переслаивание красно-бурых яшм с тонкими прослоями алевролитов, зеленоватых силицитов. В яшмах раннедарривилские конодонты: *Paroistodus horridus* Barnes et Popl., *Periodon aculeatus* Hadding, *Spinodus spinatus* (Hadding).

Пачка IV. 257.0-347.0 м.

5. Базальты – буровато-зеленые массивные, в верхах пачки светло-серые афировые базальты.

Западнее колодца Аккудук предполагается постепенное наращивание кремнисто-базальтовой толщи разнозернистыми граувакковыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, реже алевролитами, в верхах разреза известны единичные силлы долеритов.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Майкаинский террейн. *Майкаинская серия.* Толща зеленоцветных вулканитов (табл.8.1). Примитивные базальты кварц-нормативные породы high-Ca (CaO=11.2-16.39 мас. %), low-K (K_2O <0.14 мас.%), low-Ti (TiO_2> 0.61 мас.%), med-Al (Al_2O_3 <16.49 %), обогащены Sr (300-550 г/т), Cr (190-440 г/т), Ni (66-170 г/т) и обеднены Y (12-16 г/т), Zr (50-72 г/т). Известны потоки med-Ti (TiO_2=1.31 мас.%) примитивных базальтов также с высокими концентрациями Sr (500 г/т). Вторая группа примитивных базальтов отвечает нефелин-нормативным породам med-Ti (TiO_2> 1.08 мас.%), med-Al (Al_2O_3<15.78 мас.%), несколько обедненных Sr (170-180 г/т), Cr (110 г/т), Ni (50-54 г/т), Y (14-18 г/т). Значительно реже встречаются low-Mg (MgO=2.61 мас. %) аномальные базальты с высокими Y (40 г/т), Sr (670 г/т), Cr (350 г/т) и Ni (78 г/т).

Дифференцированные вулканиты high-Na (Na_2O=3.95-6.4 %) крайне обеднены Cr (10 г/т), Ni (<20г/т), а также Sr (74-180 г/т) и несколько обогащены Ti (TiO_2=1.08-1.65 %), но неоднородны по содержанию Y. Более Fe# и недосыщенные CaO (1.86-4.87 %) кварц-нормативные породы с нормативным корундом отвечают high-Y (33-43 г/т) базальтовым андезитам и андезитам, а менее Fe# гиперстен-нормативные породы, несколько обогащенные CaO (5.08-7.93 %), соответствуют low-Y (Y=15-20 г/т) трахибазальтам и базальтовым трахиандезитам. Кератофиры с нормативным корундом обогащены Y (70 г/т), Zr (540 г/т), Nb (13 г/т),

но обеднены Cr (10 г/т), Ni (<20г/т), а Sr не превышает 47 г/т.

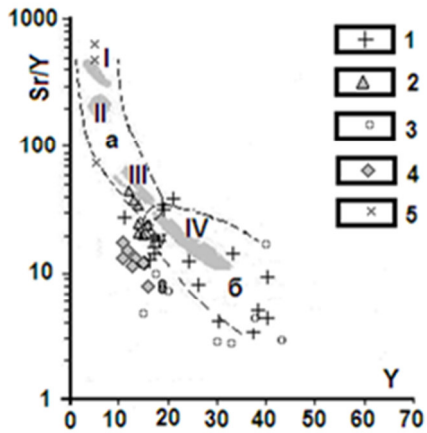

Рис. 8.3. Диаграммы Sr/Y-Y

Поля (по: [Stern, 2002]): а–адакиты; б–дифференцированные вулканиты активной континентальной окраины; 1–базальты вариолитовой толщи, 2-4–вулканиты майкаинской серии: 2–PB-примитивные базальты, 3–DV-дифференцированные вулканиты, 4–high-Fe бурые вулканиты верхов разреза; 5–low-Y/high-Mg андезиты и адакиты гряды Баскай.

Серыми полями обозначены составы адакитов островов: I–Коок [Kay, 1993], II–Адак (по: [Yogodzinski, 1995]); III-IV–Андская вулканическая зона: III–северная (по: [Futa & Stern,1998]), IV–южная (по: [López-Escobar et al., 1993])

Толща бурых вулканитов. Это дифференцированные high-Na (Na_2O> 4.18 мас.%), low-Ti (TiO_2<0.92 мас.%), low-K (K_2O <0.19 %), high-Fe (Fe_2O_3 (8.22-14.78 мас.%)> FeO(1.11-2.43 мас.%)) трахибазальты и базальтовые трахиандезиты, недосыщенные Y (11-16 г/т), Zr (50-62 г/т), Sr (130-200 г/т), Cr (45-67 г/т), Ni (42-86 г/т). В трахибазальтах отмечается некоторое преобладание Ni (86 г/т) над Cr (63 г/т). Известны super-Na (Na_2O <7.44 мас.%), med-K (K_2O <0.54 мас.%), low-Mg (MgO <2.57 мас.%) трахиандезиты также обеднены Y (16 г/т), Zr (66-88 г/т), Sr (190-210 г/т), Cr (40-58 г/т), Ni (18-42 г/т). Аномальные (MgO <4.85 %) габбро-диабазы high-Na (Na_2O>5 мас.%), low-Ti (TiO_2<0.91% мас.) характеризуются высокими Cr (230-340 г/т), Ni (86-110 г/т) и низкими содержаниями Y (11-13 г/т), Zr (70-80 г/т) и Sr (150-160 г/т).

Все вышеописанные вулканиты майкаинской серии несколько обогащены Nb (5.0-6.6 г/т) и содержат одинаковые концентрации Li_2O (0.0022 %), Rb_2O (0.0011 %). Одинаковый уровень Nb в вулканитах майкаинской серии свидетельствует, что они образовались из единого источника переходной мантии. Уровень концентраций Sr, Y, Nb, Zr и их отношения в high-Sr/low-Ti PB и DV сближают их с вулканитами дивергентных зон континент-океан (рис. 8.3, 8.4), фиксирующих последующее раскрытие окраинно-континентального бассейна с сиалическим типом коры.

Восточно-Майкаинский террейн. *Вариолитовая толща.* Базальты и трахибазальты отвечают (табл.8.1) кварц- и нефелин-нормативным породам, которые подразделяются на high-Fe/Ti соответственно $FeO_{общ}$ (<11.64 мас.%), TiO_2 (> 2.0 мас. %) и med-Ti (TiO_2<1.75 мас.%), где последние преобладают. High-Fe/Ti PB, реже тефриты характеризуются высокими концентрациями Y (30-40 г/т), Zr (130-200 г/т), Nb (13-20 г/т), P_2O_5 (<0.46 % мас.), непостоянным содержанием Sr (130-490 г/т) и соответствуют med-K (K_2O>0.84 мас.%), high-Al (Al_2O_3= 17.10-18.32 мас.%) и дифференцированным high-Na (Na_2O<5.86 %) трахибазальтам обедненным Cr (10 г/т), Ni (10 г/т). Примитивные med-Ti базальты и трахибазальты статистически менее $FeO_{общ}$ (> 7.33 мас.%), P_2O_5 (> 0.21 %), дифференцированы по натрию (Na_2O <4.6 мас.%) до нефелин-нормативных high-Al (Al_2O_3 <18.35 мас. %) пород.

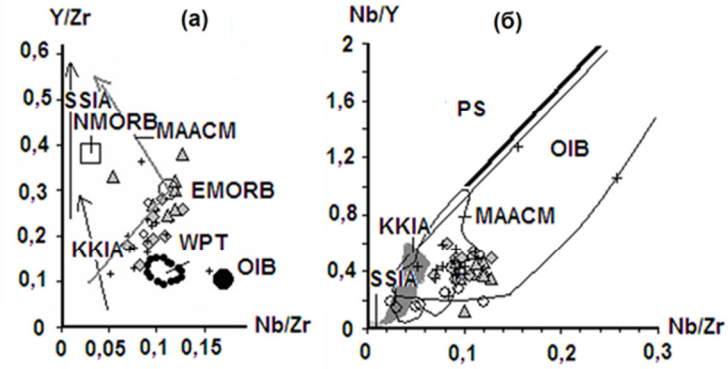

Рис. 8.4. *Диаграммы отношений (а) Y/Zr-Nb/Zr и (б) Nb/Y-Nb/Zr [Bradshaw, 2003]*

SSIA–Южной Сандвичевой симатической островной дуги [Pearce et al., 1995]; KKIA–Курило-Камчатской сиалической островной дуги и WPT–базальты внутриплитного типа Курило-Камчатской сиалической островной дуги [Churikova et al., 2001]; MAACM–вулканиты Центральноамериканской активной континентальной окраины (по: [Abratis, 1989]); OIB–базальты океанических островов; NMORB–нормальные базальты срединно-океанических хребтов.

Остальные условные обозначения см. рис.8.3

Все породы толщи содержат относительно равные концентрации Li_2O (0.0032-0.0075 %), Rb_2O (0.0011-0.0027 %), Zr (66-140 г/т, 180 г/т) и резко фракционированы по Nb (6.6-20 г/т), Y (11-40 г/т) и Sr (130-820 г/т).

Высокий спектр Sr, Nb, Zr, Ti, P, Y и их отношения указывают, что они отвечают составам базальтов с внутриплитными геохимическими признаками, широко известных в кайнозойских дивергентных зонах континент-океан (рис. 8.3, 8.4).

ВОЗМОЖНЫЕ СОСТАВЫ МАНТИЙНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

Анализ геохимических данных изученных примитивных базальтов выявил ряд особенностей их состава, что с позиции химической геодинамики [Zindler & Hart, 1986] позволяет рассматривать их как прямые мантийные выплавки.

Геохимические данные свидетельствуют, что состав high-Sr примитивных базальтов майкаинской серии (PBMS) отличается (рис. 8.3, 8.4) как относительно базальтов SSIA производных DM [Pearce, 1995], так и базальтов KKIA производных DM+EM [Churikova et al., 2001], однако находят некую аналогию с базальтами вулканоплутонического пояса MAACM производных DM+EM [Abratis, 1998].

Низкие концентрации Rb, K, Y и Zr PBMS указывают, что в магматические процессы была вовлечена мантия предыдущего цикла плавления, обогащенная изначально Cr, Ni, Fe, Nb и Sr (табл.1). Это заключение обосновывается тем, что Nb и Zr не переносятся надсубдукционными флюидами, они транспортируются только магматическим расплавом [Kilian, 1997], а содержание Sr зависит от абсолютного его первичного количества в магме [Saunders & Tarney, 1979]. Относительно постоянная величина Nb свидетельствует, что мантия над зоной субдукции не подвергалась обогащению за счет подтока снизу, из глубинных слоев нижней мантии, поскольку океаническая плита могла служить физическим барьером на пути поднимающихся мантийных расплавов [Saunders &Tarney, 1979].

Повышенный уровень концентраций Nb и высокий Sr дают основание предполагать, что исходная мантия соответствовала слабо обогащенному континенталь-

ному резервуару. Выплавляемые магмы имели смешанный состав и отвечали как толеитовой, так и известково-щелочной сериям.

По мере эволюции резервуара и последующего вовлечения его в зону влияния субдукции меняется и состав магмы. В ней значительно уменьшается роль Sr, отделяющиеся при дегидратации океанических осадков флюиды способствуют вторичному плавлению мантийного диапира, что приводит к обеднению магмы Ni, Cr, Co, Sc и Mg [Степанец, 2008б].

Понижение Cr, Ni и Mg DV, как правило, увязывается с повторным плавлением астеносферной мантии [Pearce et al., 1995], которое может быть обусловлено влиянием надсубдукционного хлорсодержащего флюида [Степанец, 2008б]. Однако эта закономерность в дифференцированных вулканитах зеленоцветной толщи (DVGF) не столь четко проявлена.

При крайне низком уровне концентраций Cr, Ni, Co магний изменяется от 6.15 % до 2.61 % и его содержание не зависит от уровня концентраций кремнезема в породе. В DVGF также отмечается повышение Y, Zr, что указывает на высокую степень контаминации мантийного расплава веществом океанической коры [Hawkesworth et al., 1993].

Магма аномальных вулканитов обогащена Cr, Ni, Sr и крайне редко Y, но обеднена Mg. Повышение Cr, Ni, Sr вновь образованной магмы аномальных вулканитов можно объяснить привносом компонента типа шпинелевого лерцолита, т.е. происходит плавление перидотитов вышележащей литосферы во фронте воздымающегося надсубдукционного мантийного диапира. Это предположение, согласно наиболее распространенному мнению, можно обосновать тем, что Ni (Co) преимущественно входит в оливин, Cr–в хромшпинелид и клинопироксен, а Sr–в плагиоклаз, замещая кальций.

Определение составных частей мантийного резервуара примитивных базальтов вариолитовой толщи (PBVF) выглядит менее проблематичным. PBVF по уровню содержания Y, который относительно неподвижен при высоком давлении флюида [Kilian, 1997] и остается постоянным от фронта к тылу островных дуг [Churikova et al., 2001], можно разделить на low- и high-Y. Состав low-Y магмы, прежде всего, характеризуется высокой добавкой надсубдукционного компонента, т.е. флюида, способного переносить элементы с крупными ионными радиусами. Повышенные концентрации Rb и K в low-Y расплаве, по-видимому, можно связать с начальной стадией плавления обезвоженных океанических осадков [Bon Othman et al., 1989]. Тогда как high-Y магма обогащена Sr, Nb, Zr, что указывает на значительную роль в ее составе компонента типа базальтов океанических островов (OIB). Генезис расплавов, обогащенных Sr, Nb, Zr и Ti, увязывается с более высокой степенью плавления океанической коры [Hawkesworth et al., 1993], которое обусловлено повышением температурного градиента во фронте субдуцируемой океанической коры [Hawkesworth et al., 1993] и ее взаимодействием с более горячей мантией [Tatsumi et al., 1986].

Уровень концентраций Rb, Zr, Y, Nb и их межэлементные отношения Y/Zr, Nb/Zr, Rb/Nb, Zr/Nb указывают, что PBVF являются производными EM, недостаточно высокие концентрации Sr свидетельствуют, что такие магмы образовались из вещества неполного рециклинга океанической коры [Hofmann, 1997]. Магмы такого типа, по-видимому, формировались как в стационарной зоне субдукции, за счет частичного плавления океанической коры, так и из фрагментов оторванной океанической коры, переработанной в процессе плавления в составе мантии, что и обусловило их обогащение компонентой типа OIB. Такие магматические источники могут поставляться на поверхность в составе глубинных плюмов [Hofmann, 1997] или малоглубинных глобул [Степанец, 2008б].

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Присутствие раннедарривилских конодонтов в яшмах верхов разреза вариолитовой толщи Восточно-Майкаинского террейна является неопровержимым доказательством их синхронного образования с бурыми вулканитами майкаинской серии. Это дает основание заключить, что исследуемые вулканогенные комплексы не могли стратиграфически надстраивать друг друга, что постулировалось ранее [Щебуняев, 1983; Жуковский и Магретова, 2003].

При этом важно отметить, что вулканиты обеих толщ принадлежат различным петрогеохимическим типам. Интересным представляется и тот факт, что их вулканиты на раннедарривилском стратиграфическом уровне обеднены Ni и Cr, что свидетельствует о вовлечении их магматических источников в область влияния стационарной зоны субдукции.

Наиболее проблематично в описанной выше стратиграфической схеме Майкаинского рудного района выглядит возраст рудовмещающих «зеленых туфов» поселковской свиты, впервые выделенной М.П. Щебуняевым [Щебуняев, 1983] из состава раннекембрийских нерасчлененных осадочно-вулканогенных отложений [Объяснительная…, 1981].

Типизация магматических комплексов зон перехода континент-океан, выполненная В.А. Ермаковым [Ермаков, 2001], показала, что комплекс «зеленых туфов», залегающий в основании Курило-Камчатской островной дуги, не является их магматической составной частью. Такие комплексы широко распространены в составе сиалических преддуговых бассейнов фанерозойских вулканоплутонических поясов.

Исходя из принципа аналогии, было высказано мнение [Степанец и Антонюк, 2009], что и в структурах рудных полей Жиланды и Майкаин толщи «зеленых туфов» являются более древними по отношению к рудоносной антидромной риолит-базальтовой кураминской свиты.

Обнаружение в Майкаинском рудном районе ордовикских вулканитов с нормативным корундом, а также высокостронциевых базальтов, андезитов и адакитов дает основание предполагать, что эти магматические комплексы формировались в структурах с сиалическим типом коры. Присутствие галенита [Ермолов и др., 2011], свинца (Pb=0.38-1.39 %) и бария (Ba=17.53-44-62 %) в рудах куроко месторождения Майкаин [Степанец и Антонюк, 2009] генетически увязывается с магматическими процессами, протекающими при высокой степени участия материала континентальной коры, что исключает сопоставление толщ «зеленых туфов» с вулканитами энсиматических островодужных систем и тем более с океаническими комплексами, на чем настаивает П.В. Ермолов [Ермолов и др., 2011].

Такое понимание геодинамической природы толщи «зеленых туфов» дало основание авторам [Степанец и Антонюк, 2009] вспомнить о раннекембрийских брахиоподах, найденных ранее в разрезе осадочно-вулканогенной толщи, описанной В.К. Заравняевой [Объяснительная…, 1981], которые после находок дарривилских конодонтов в яшмах майкаинской серии были проигнорированы.

Важно также отметить отсутствие пространственной и какой-либо генетической связи вулканитов майкаинской толщи с золото-барит-полиметаллическим оруденением месторождений Майкаин и Жиланды. Их геодинамическая природа вследствие слабой геохимической изученности интерпретировалась ранее также неоднозначно.

Р.М. Антонюк [Антонюк, 1974], опираясь только на петрохимический состав базальтов майкаинской толщи, относил их ко второму океаническому слою, а раннекембрийские нерасчлененные отложения, поселковская свита по М.П. Щебуняеву [Щебуняев, 1983], сопоставлял с вулканогенными комплексами энсиматических палеоостровных дуг. В общем, эта схема по отношению к посел-

ковской и кураминской свитам была принята и В.И. Жуковским [Жуковский и Магретова, 2003]. Однако он считал, что островная дуга развивалась на базальтах энсиматического задугового спредингового бассейна, которые были представлены вулканитами вариолитовой толщи. Несостоятельность таких представлений стала очевидна после получения авторами [Степанец и Антонюк, 2009] данных по элементам с высокозаряженными ионами (HFSE – Nb, Zr, Ti, P, Y), а также по некогерентным элементам (Ni, Cr, Co) одновозрастных вулканитов Майкаинского и Восточно-Майкаинского террейнов.

Вулканиты майкаинской серии отвечают различным петрогеохимическим сериям. В основании разреза широко распространены low-Ti/high-Sr примитивные базальты, центральная часть разреза сложена дифференцированными high-Ti/low-Sr вулканитами диабаз-спилит-кератофирового комплекса, завершают разрез дифференцированные low-Ti/Sr базальты и андезибазальты. Все вулканиты майкаинской серии по характеру распределения HFSE и их отношениям находят аналогию с вулканитами Центральноамериканской активной континентальной окраины, детально изученных М. Абратисом [Abratis, 1998]. Важно отметить, что все вулканиты майкаинской серии существенно отличаются по этим параметрам (рис.8.4) от вулканитов Южной Сандвичевой энсиматической [Pearce et al., 1995] и Курило-Камчатской энсиалической [Churikova et al., 2001] островных дуг.

High-Nb/Y и low-Y примитивные и дифференцированные вариолиты кремнисто-базальтового комплекса Восточно-Майкаинского террейна по содержанию HFSE наиболее близки базальтам внутриплитного типа Курило-Камчатской сиалической островной дуги и задугового бассейна Лимон Центральноамериканской активной континентальной окраины.

Высокий уровень глиноземистости кислых вулканитов кураминской свиты свидетельствует об их образовании за счет переплавления высокоглиноземистых пород континентальной коры. Они совместно с ultra-K трахитами отвечают вулканитам раннего цикла рифтогенеза, который непосредственно предшествовал раскрытию бассейна.

Продолжают этот цикл дифференцированные high-Al трахибазальты, базальтовые андезиты. По-видимому, оливин-нормативные базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты завершают ранний цикл рифтогенеза. Высокие концентрации K, P, Al, присутствие большого количества роговой обманки, биотита и модального магнетита, антидромная последовательность магматизма сближают вулканиты кураминской свиты с породами субщелочной и щелочной серий континентальных рифтогенных структур или окраинно-континентальных бассейнов с сиалическим типом коры.

Петрогеохимическая специализация вулканогенных комплексов Майкаинского рудного района и их ассоциация с рудами типа куроко ставит вопрос об обоснованности их включения в состав Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайской [Ермолов и др., 2011] и тем более Бозшакольшынгызской [Жуковский и Магретова, 2003] палеоостровных дуг. Это противоречие очевидно и при сопоставлении ордовикских разрезов (рис. 8.2) Майкаинского рудного района и Кендыктинского сегмента Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса.

Не увязываются представления о включении этих комплексов в состав Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса и с результатами палеомагнитных исследований [Куренков и др., 2002].

Средне-верхнеордовикские осадочно-вулканогенные отложения сарыбидаикской свиты имеют палеоширoты от 3^0с.ш. (Кендыктинский сегмент, [Антонюк и др., 1995]) до 12^0ю.ш. (Шынгызский сегмент, [Collins et al., 2003]), что указывает на субмеридиональную ориентировку Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса, формирующегося в приэкваториальной области суперконтинента Гондвана. Аналогичную ориентировку имели и текто-

нически сопряженные с ними верхнеордовикские отложения Агырек-Арсаланской аккреционной призмы.

Тогда как палеомагнитные определения для среднеордовикских осадочно-вулканогенных отложений майкаинской серии указывают на более низкую палеошироту (15^0 ю.ш., [Антонюк и др., 1995]) их образования относительно одновозрастных отложений Кендыктинского сегмента Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса.

Палинспастические реконструкции не исключают, что таковой могла быть западная окраина приэкваториальной Гондваны [Степанец и Антонюк, 2009], чему не противоречит палеогеографическое распространение нижнепалеозойской микрофауны и фауны Центрального Казахстана [Popov & Holmer, 1994; Popov & Tolmacheva, 1995].

Приложения.

Таблица 8.1. Химический состав и содержание элементов-примесей вулканитов майкаинской серии (1-8–примитивные, 9-10, 19–аномальные,11-18–дифференцированные вулканиты зеленоцветной и 20–аномальные, 21-26–дифференцированные бурой толщ), вариолитовой толщи (27-33, 37-40–примитивные, 34-36–дифференцированные) и баскайской свиты (41–андезит, 42,43–адакиты, 44–кремнистый алевролит)

№ пр.	Mo16	Mo17	Mo15б	Mo15	Mo18	Mo12a	Mo20	Mo29
№п	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	47.66	46.29	50.68	50.09	53.09	50.20	47.90	43.29
TiO_2	0.85	0.83	0.85	0.85	0.95	1.31	1.15	1.08
Al_2O_3	15.02	15.13	15.02	16.49	14.03	14.34	15.78	15.01
Fe_2O_3	6.05	7.03	4.18	6.14	3.29	4.62	3.19	1.62
FeO	3.26	3.29	4.25	3.11	3.80	6.43	5.77	6.55
MnO	0.22	0.28	0.24	0.18	0.18	0.20	0.16	0.16
MgO	6.08	6.18	6.00	5.22	6.94	4.92	6.48	5.89
CaO	14.98	16.39	11.79	11.15	11.20	9.64	6.12	10.73
Na_2O	2.44	1.99	3.50	3.50	4.16	4.10	4.60	4.04
K_2O	0.10	0.10	0.14	0.10	0,10	0.16	0.50	0.17
P_2O_5	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.13	0.14	0.11
П.п.п.	2.38	2.50	2.55	2.19	1.69	2.85	7.89	10.32
Сумма	99.15	100.08	99.28	99.13	99.55	98.60	99.68	98.97
Mg#	55..5	53.4	57.2	51.9	64.7	45.3	57.2	56.7
Li_2O	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022
Rb_2O	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011
Y	12	13	15	14	14	14	14	18
Zr	59	50	50	52	72	50	57	50
Nb	6.4	6	6	5	6.6	5.4	6.4	6.4
Cr	270	230	190	220	260	250	110	110
Ni	130	80	66	100	170	74	54	50
Sr	550	500	310	350	300	500	170	180

Таблица 8.1 (продолжение 1)

№ пр.	Mo27	Mo11	Mo21	Mo22	1592-1	Mo23a	Mo23б	Mo28a
№п	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	45.70	47.58	55.34	57.16	57.37	53.77	50.78	50.58
TiO_2	0.61	0.66	1.65	1.52	1.08	1.25	1.25	1.42
Al_2O_3	13.98	15.01	14.17	14.59	15.14	15.61	13.83	14.93
Fe_2O_3	8.37	8.17	5.13	5.84	3.25	4.42	4.46	3.52
FeO	3.68	2.61	7.09	4.36	6.69	4.52	4.76	7.28
MnO	0.16	0.15	0.14	0.15	0.20	0.15	0.14	0.17
MgO	3.50	2.61	4.62	3.17	3.43	2.61	2.68	6.15
CaO	16.07	15.38	1.86	3.21	4.87	5.08	7.93	6.43
Na_2O	0.16	0.26	3.95	5.68	5.12	6.40	5.66	4.74
K_2O	0.10	0.10	0.23	0.10	0.10	0.10	0.10	0.38
P_2O_5	0.078	0.099	0.19	0.74	0.18	0.11	0.21	0.17
П.п.п.	7.00	6.03	4.13	3.18	1.85	4.86	7.12	2.99
Сумма	99.33	99.69	98.50	99.70	99.28	93.88		98.76
Mg#	35.8	31.9	41.3	37.0	38.9	35.4	35.3	51.2
Li_2O	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022

№п	9	10	11	12	13	14	15	16
Rb_2O	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011
Y	16	40	33	43	37	19	20	15
Zr	50	50	50	130	180	70	62	74
Nb	6	5.0	6	6.6	5.4	6.4	5.0	6.4
Cr	440	350	10	10	10	10	10	11
Ni	110	78	10	10	13	10	10	20
Sr	390	670	93	130	180	150	150	74

Таблица 8.1 (продолжение 2)

№ пр.	Mo20	Mo19	592-4	592-5	592-6	592-7	592-8	592-9
№п	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO_2	52.15	71.16	54.54	54.27	59.70	56.59	53.86	51.05
TiO_2	1.06	0.41	0.89	0.91	0.79	0.67	0.82	0.85
Al_2O_3	14.76	13.71	13.99	15.16	15.60	15.13	16.77	16.62
Fe_2O_3	4.76	2.52	6.20	6.61	6.12	14.78	10.12	8.22
FeO	5.26	2.54	3.06	1.71	1.94	1.11	1.27	2.63
MnO	0.16	0.08	0.12	0.12	0.18	0.06	0.11	0.19
MgO	5.41	1.04	4.85	4.39	2.57	0.52	2.24	4.18
CaO	7.57	0.72	7.62	8.50	3.47	1.61	5.96	7.10
Na_2O	5.32	6.24	5.40	5.00	7.44	7.36	5.72	4.84
K_2O	0.16	0.12	0.88	0.90	0.54	0.37	0.14	0.19
P_2O_5	0.11	0.085	0.21	0.22	0.17	0.15	0.25	0.19
П.п.п.	2.43	0.84	1.44	0.80	1.11	0.80	2.61	3.58
Сумма	99.15	99.43	99.02	99.59	99.69	99.15	98.60	99.64
Mg#	50.3	27.9	50.0	50.6	38.1	6.1	27.7	42.6
Li_2O	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022
Rb_2O	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011
Y	19	70	13	11	16	16	16	12
Zr	57	540	70	80	88	66	57	62
Nb	5.4	13	6.4	6.6	6	6.4	6	6
Cr	52	10	230	340	58	40	50	67
Ni	36	15	86	110	42	18	42	63
Sr	160	47	160	150	190	210	130	180

Таблица 8.1 (продолжение 3)

№ пр.	Мд2	Мд5	1595	1595-3	1595-5	1597	1597-2	Mo2б
№п	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO_2	48.22	48.78	48.95	49.96	50.24	48.27	52.21	50.09
TiO_2	0.77	0.92	1.50	1.40	1.59	1.22	1.45	1.36
Al_2O_3	17.60	16.98	16.10	15.45	17.75	16.58	16.26	15.89
Fe_2O_3	8.94	12.31	4.38	3.23	5.51	6.16	5.01	2.55
FeO	1.84	2.43	5.12	5.52	4.10	4.63	4.06	5.03
MnO	0.23	0.17	0.15	0.13	0.15	0.17	0.18	0.14
MgO	3.69	4.03	7.52	6.26	5.03	5.88	4.77	6.56
CaO	9.33	6.01	8.30	10.16	7.10	9.65	7.78	9.58
Na_2O	4.18	5.40	3.10	2.45	3.40	3.20	3.75	3.44
K_2O	0.13	0.19	0.70	0.30	1.70	0.13	0.60	0.54
P_2O_5	0.20	0.15	0.25	0.21	0.28	0.24	0.39	0.26

№п	25	26	27	28	29	30	31	32
П.п.п.	4.07	3.33	3.47	3.56	3.00	3.22	2.88	3.80
Сумма	99.20	99.77	99.54	98.63	99.85	99.35	99.44	99.25
Mg#	39.9	34.8	59.7	57.0	49.8	50.8	49.8	61.5
Li_2O	0.0022	0.0022	0.0075	0.0054	0.0054	0.0032	0.0043	0.0043
Rb_2O	0.0011	0.0011	0.0016	0.0011	0.0027	0.0011	0.0011	0.0022
Y	13	11	26	11	24	19	21	17
Zr	50	55	110	90	140	94	180	130
Nb	6.4	6	10	14	10	6.6	9.2	10
Cr	46	63	500	250	200	140	140	390
Ni	50	86	280	140	120	90	110	280
Sr	170	200	220	310	310	610	820	280

Таблица 8.1 (продолжение 4)

№ пр.	1593	Mo10	1593-1	1593-1a	1595-2	1595-4	1596	Mo1e
№п	33	34	35	36	37	37	38	39
SiO_2	46.97	48.78	50.21	50.86	47.99	46.73	46.23	46.51
TiO_2	2.15	2.09	2.12	2.00	1.75	1.55	1.00	1.35
Al_2O_3	16.10	13.70	15.81	15.78	18.35	18.67	16.58	16.17
Fe_2O_3	5.53	6.76	6.98	7.07	9.10	8.79	6.91	4.32
FeO	6.66	6.76	5.07	4.37	2.54	3.29	2.69	4.89
MnO	0.16	0.18	0.14	0.12	0.11	0.14	0.14	0.13
MgO	5.66	5.52	4.10	3.50	3.95	5.81	6.55	5.15
CaO	9.44	5.34	5.81	6.33	5.70	6.95	8.40	10.42
Na_2O	2.60	3.46	5.86	5.80	4.60	4.20	4.60	3.58
K_2O	0.16	1.00	0.24	0.14	2.00	0.45	0.15	1.30
P_2O_5	0.25	0.25	0.45	0.46	0.30	0.33	0.22	0.27
П.п.п.	3.03	6.38	2.69	3.61	3.65	3.69	5.54	5.11
Сумма	98.71	100.22	99.48	99.04	100.04	100.00	99.01	99.20
Mg#	46.4	43.4	39.2	36.8	39.6	48.1	56.7	51.1
Li_2O	0.0054	0.0022	0.0022	0.0022	0.0037	0.0075	0.0064	0.0037
Rb_2O	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0057	0.0011	0.0011	0.0027
Y	30	30	38	40	18	40	17	16
Zr	130	91	200	180	110	110	70	91
Nb	13	5	18	17	10	9.2	18	7
Cr	190	10	10	10	560	330	410	240
Ni	130	10	12	10	160	130	180	150
Sr	130	89	200	180	330	390	250	210

Таблица 8.1 (продолжение 5)

№ пр.	Mo9a	1598	1598.7	1598.9	1598.10
№п	40	41	42	43	44
SiO_2	43.83	56.92	67.63	64.46	93.93
TiO_2	2.40	0.50	0.40	0.45	0.12
Al_2O_3	17.10	16.71	15.18	15.41	2.41
Fe_2O_3	5.01	3.44	2.05	2.77	0.3
FeO	5.80	2.61	1.43	2.17	1.54
MnO	0.17	0.088	0.048	0.08	0.01
MgO	5.41	4.06	1.49	2.57	0.5

№п	40	41	42	43	44
CaO	10.89	6.89	2.54	3.73	0.5
Na_2O	2.56	4.60	5.40	5.44	0.20
K_2O	1.18	0.42	2.22	0.32	0.5
P_2O_5	0.46	0.28	0.20	032	0.033
П.п.п.	4.22	3.02	1.08	1.96	0.41
Сумма	99.03	99.53	99.66	99.68	100.45
Mg#	48.3	55.9	44.7	49.6	33.0
Li_2O	0.0032	0.0022	0.0022	0.0022	0.0022
Rb_2O	0.0016	0.0011	0.0033	0.0011	0.0011
Y	37	10	10	12	10
Zr	180	84	180	160	2
Nb	20	8.2	15	18	5
Cr	180	90	40	56	11
Ni	96	30	23	23	10
Sr	130	740	1600	1700	85

ЖОНГАРО-БАЛХАШСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

ГЛАВА 9
ТЕКТУРМАССКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА

Тектурмасская аккреционная призма находится на северо-западе Жонгаро-Балхашской складчатой системы, где прослеживается на 350 км вдоль субширотной ветви Девонского вулканоплутонического пояса и обрамляет с юга Нуринско-Карасорский преддуговой прогиб (рис. 9.).

На юго-западном фланге (в горах Аркалык - Сарытау и Тортаульской ложбины, рис. 9.1 (4-5)) аккреционная призма круто надвинута на складчатые вулканогенно-осадочные отложения Нуринско-Карасорского преддугового прогиба, на восточном фланге плоскость надвига в районе гор Нурчекен и Сарыкулбалды (рис. 9.1(6, 7)) выполаживается до горизонтального положения.

С юго-востока на аккреционную офиолитовую призму надвинуты терригенные отложения Жаман-Сарысуйского окраинного моря, в основании которых вскрываются мощные разрезы турбидитов, наполненных глубоководными кремнистыми фациями.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

История геологической изученности данного района насчитывает не один десяток лет. Первые сведения о строении гор Тектурмас были получены А.А. Богдановым [Богданов, 1939] в процессе изучения геологического строения южной и западной окраин Карагандинского бассейна. Он объединил кремнисто-вулканогенные отложения гор Тектурмас в уртынджальскую серию, состоящую из двух свит, карамурунской базальтоидной и тектурмасской кремнисто-терригенной.

Последовательность, составов и возраст этих отложений обсуждались неоднократно многими геологами и прежде всего в работах В.Ф Беспалова [Беспалов, 1948, 1976, 1980], Н.П. Четвериковой [Четверикова и др., 1966], Р.М. Антонюка [Антонюк, 1974, 1976], Н.А. Афоничева [Афоничев и др.,1976], Б.Б. Назарова [Назаров, 1974, 1974], Ю.А. Зайцева [Зайцев, 1977], Т.Н. Шелеповой [Шелепова, 1974].

Особо следует отметить кропотливую работу Л.А. Курковской, Н.А. Герасимовой и М.З. Новиковой [Курковская, 1985; Новикова и др.,1991; Герасимова и др., 1992] в поисках конодонтов в кремнистых фациях гор Тектурмас, Сарытау, Аркалык. Обнаруженные ими конодонты позволили несколько усовершенствовать общую схему строения региона, предложенную ранее А.А Богдановым.

Новые находки конодонтов позволили им построить, на первый взгляд, непротиворечивую стратиграфическую схему строения осадочных, осадочно-вулканогенных отложений столь сложного в тектоническом плане района, которая согласовывалась с современной парадигмой в геологии – тектоникой плит. Одним из основных ее элементов является офиолитовая ассоциация, которая многими геологами [Dietz, 1963; Пейве, 1972, Антонюк, 1974 и многие другие] в покровно-складчатых структурах современных континентов сопоставляется с океанической корой геологического прошлого. Особо следует упомянуть о выделении олистостромовых комплексов в пределах Тектурмасской зоны [Герасимова и др., 1992].

Перидотиты, габброиды, их метаморфиты, гранитоиды, ассоциирующие с вулканитами карамурунской и яшмами тектурмасской свит, неоднократно изучались Н.Ф. Трусовой [Трусова, 1948], Н.П. Михайловым и В.Н. Москалевой [Михайлов, Москалева, 1972] Р.А. Антонюком [Антонюк, 1974], И.Е. Кузнецовым [Кузнецов, 1980], Ю.А. Зайцевым [Зайцев, 1980], Л.Л. Германом [Герман, 1988].

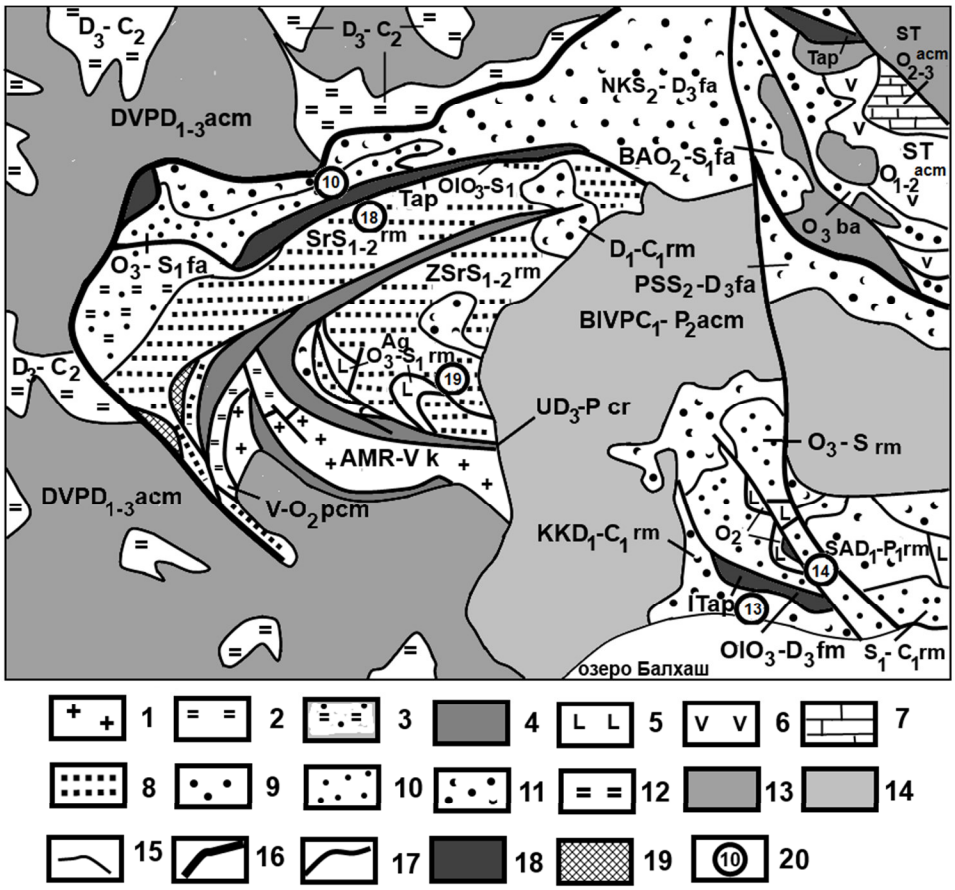

Рис.9. *Геодинамическая схема северной части Жонгаро-Балхашской складчатой области (по: [Объяснительная записка..., 1981; Антонюк и др., 1995])*

1 – террейны докембрийских микроконтинентов; 2 – отложения пассивной окраины континентов; 3 – турбидиты пассивной окраины; 4 – внутриконтинентальные рифтогенные комплексы; 5 – базальтоиды (с внутриплитными геохимическими признаками и окраинных морей); 6 –вулканоплутонические дуги; 7 – карбонатно-терригенная моласса; 8 – зеленоцветный флиш; 9 – пестроцветная моласса; 10 – вулканогенно-терригенный флиш; 11 – вулканогенно-терригенная моласса; 12 – углисто-терригенно-карбонатные отложения; 13-14 – активные окраины континентов: 13 – D_{1-3}, 14 – C_1-P_2; 15 – границы областей; 16 – Карагандинский надвиг; 17 – границы тектонических плит; 18 –серпентинитовые меланжи; 19 – дунит-пироксенит-габбровые комплексы; 20 – палеошироты.

Геодинамические обстановки: pct – пассивные континентальные окраины, act – активные континентальные окраины, cr – континентальные рифты, ia – вулканоплутонические пояса, ba – спрединговые задуговые бассейны, fa – преддуговые бассейны, rm – окраинные моря.

Тектонические структуры: ap – аккреционные призмы, ol – олистостромы, k – континентальные террейны.

Континентальные докембрийские массивы: АМ – Атасу-Моинтинский; континентальные активные окраины: DVP – Девонский вулканоплутонический пояс, BIVP – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс; ST – Чингиз-Тарбагатайская вулканоплуто-

ническая дуга; спрединговые бассейны: Sc – Шакшанский; преддуговые бассейны: BA – Баянаул-Акшатауской, NK – Нуринско-Карасорский, PS – Предчингизский; окраинные бассейны: Sr – Сарысуйский, ZSr – Жаман-Сарысуйский, Ag – Агадырьский, KK – Кентарлау-Котанбулакский, SA – Саякский; континентальные рифты: U – Успенский; аккреционные призмы: T – Токайская, T – Тектурмасская, IT – Итмурунды-Тюлькуламская

Жонгаро-Балхашская складчатая система является наиболее геодинамически структурированной областью Центрального Казахстана (рис. 9), где с северо-запада на юго-восток выделяются следующие геодинамические обстановки:

1) Девонский вулканоплутонический пояс и обрамляющий его с юга Нуринско-Карасорский преддуговой прогиб (S_2-D_3). Тектурмасская аккреционная призма (O_3-S_1), которая с юга тектонически перекрыта флишем Сарысуйского окраинного моря (S_{1-2});

2) Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс (C_1-P_2) с юга обрамлен Кентарлау-Котанбулакским преддуговым бассейном (D_1-P_1), структуры которого на юге контактируют с Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмой (D_3-C_1). С северо-запада Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс обрамлен флишем Жаман-Сырысуйского окраинного моря (S_{1-2}). Структуры Сарысуйского и Жаман-Сарысуйского окраинных морей разделены Успенским внутриконтинентальным рифтом (D_3-P).

Учитывая современные направления в геодинамике, Р.М. Антонюк [Антонюк, 1972] еще в начале семидесятых годов прошлого столетия сопоставил породы офиолитовой ассоциации гор Тектурмас с океанической корой геологического прошлого. Впервые для Казахстана он отнес габбро-перидотиты офиолитовой ассоциации к серпентинитовому меланжу и сопоставил его с меланократовым океаническим фундаментом.

Развивая теорию геосинклинального развития палеозоид Центрального Казахстана Ю.А. Зайцев [Зайцев, 1980, 1984] рассматривает офиолиты Тектурмаса как результат деструкции и базификации континентальной коры и внедрение ультраосновной и основной магм, что привело к новообразованию квазиокеанической коры.

Впоследствии это направление нашло отражение в диссертации А.С. Якубчука [Якубчук, 1991], где он сопоставил вулканиты карамурунской свиты Тектурмасской офиолитовой зоны с базальтами энсиалических окраинных бассейнов Южных Шетландских островов.

Автор в конце 80-х и в начале 90-х годов прошлого столетия в рамках проекта «Геодинамическая карта Центрального Казахстана» [Антонюк и др., 1995] занимался исследованием офиолитов Тектурмасской аккреционной призмы. В этот период автор плодотворно сотрудничал с группой геологов ЦКЭ ГФ МГУ, возглавляемой М.З. Новиковой. В порядке научного обмена автором было продемонстрировано строение олистостром гор Агырек и хорошо сохранившиеся разрезы преддуговых офиолитов ур. Караулчеку, что существенно изменило понимание строения и образования пород офиолитовой ассоциации Центрального Казахстана вообще и гор Тектурмас в частности. Однако груз фиксизма, который на этот период преобладал в научных направлениях геологов МГУ, не позволил отказаться от геосинклинальной терминологии. Несмотря на описание олистостромов и признание наличия серпентинитового меланжа, по-прежнему шла речь о Тектурмасской офиолитовой зоне, а смежные структуры именовались синклинориями, антиклинориями и продолжались поиски ненарушенных контактов между офиолитовыми террейнами.

Существующая схема последовательности верхних членов офиолитовой ассоциации, описанная в работе И.Ф. Никитина [Никитин, 2002], отражает широкий возрастной интервал вулканитов карамурунской свиты в объеме O_1fl^2 – O_2da^3, а возраст яшм тектурмасской свиты определяется только в объеме O_3sa.

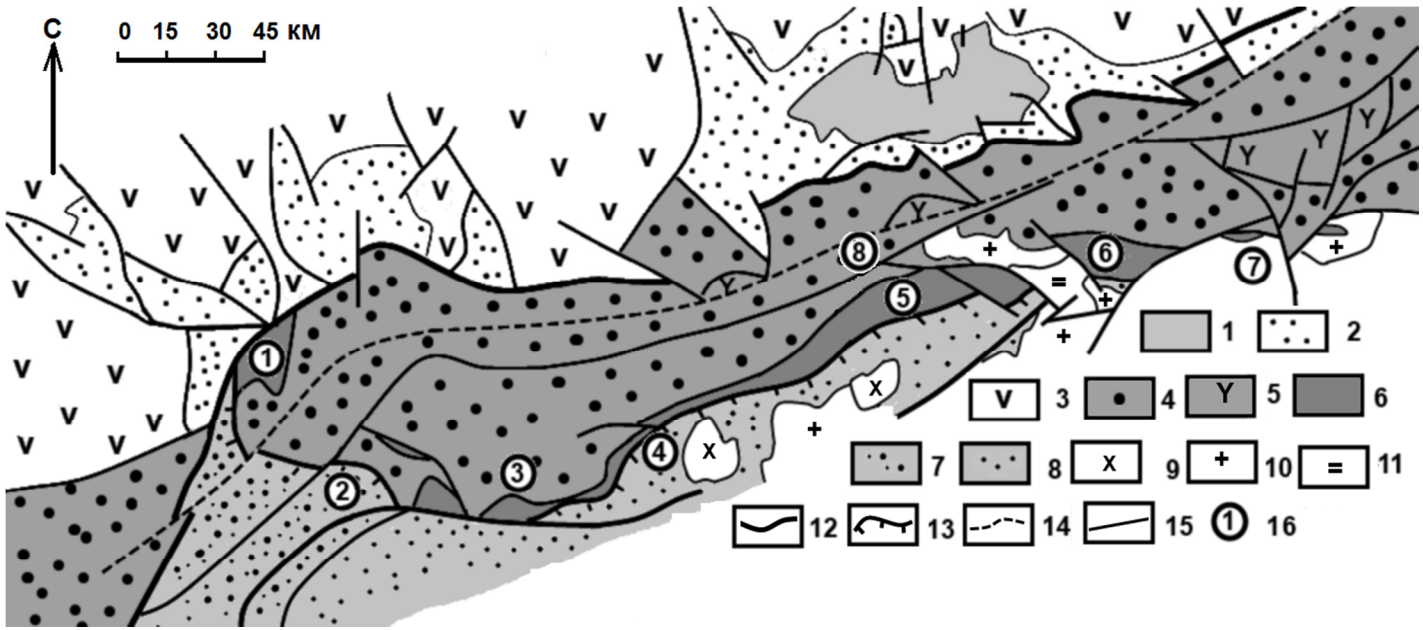

Рис. 9.1. *Геодинамическая схема Девонской активной континентальной окраины построена автором (по: [Антонюк и др.,1995])*

1 – мезозойский чехол (J); 2 – углисто-терригенно-карбонатные морские отложения (D_3-C_2); 3 – Девонский вулканоплутонический пояс (D_{1-2}), 4-5 – образования преддугового Нуринско-Карасорского бассейна: 4 – вулканогенно-терригенные отложения (O_3-D_3), 5 – Байдаулетовская активная континентальная окраина (O_{2-3}); 6 – аккреционная призма; 7-8 – отложения Жаман-Сарысуйского окраинного моря: 7 –турбидитные образования Атасуйской зоны, 8 – терригенная флиш; 9 – гранодиориты среднего девона; 10 –гранитоиды среднего карбона; 11 – риолиты и риодациты Успенского внутриконтинентального рифта;12 – Карагандинский надвиг; 13 – Тектурмасский надвиг; 14 – зона смятия;15 – разломы; 16 – географические пункты: 1 – г. Сатыбай, 2 – г. Актасты, 3 – г. Жаман-Иманак, 4 – г. Аркалык, 5 – Тортаульская ложбина, 6 – г. Нурчекен, 7 – г. Сарыкулбалды

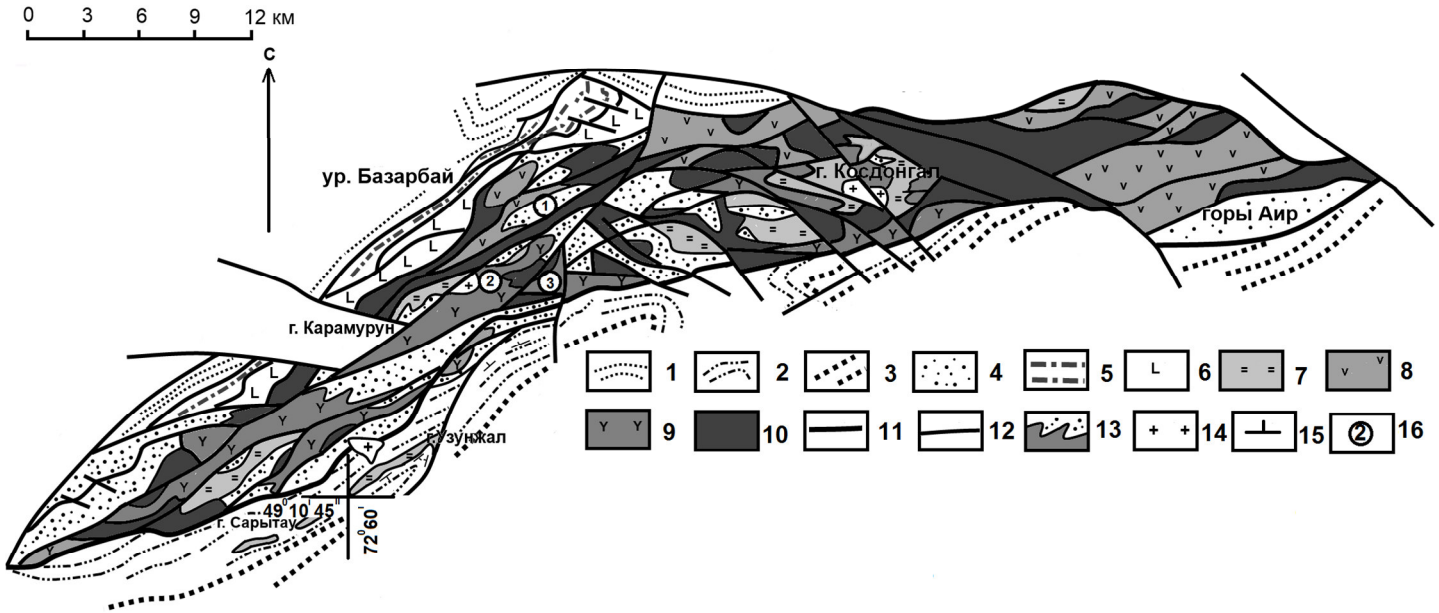

Рис. 9.2. *Геологическая схема Краснополянского сегмента (координаты тригопункта Карамурун: 49^{0}15 ' с.ш., 73^{0}10' в.д.) Тектурмасской аккреционной призмы, составлена с использованием материалов Н.А. Герасимовой, М.З. Новиковой, Л.Л. Германа и личных наблюдений автора (1987-90 гг.)*

1 – зеленоцветная терригенная ермекская свита нижнего силура Нуринско-Карасорского преддугового прогиба; 2 – вероятно, верхнеордовикские зеленоцветные терригенные отложения с протяженными олистоплаками яшм и 3 – терригенные раннее-верхнесилурийские отложения Сарысуйского окраинного моря; 4 – олистостромы сарытауской свиты (O_3-S_1); 5 – кремнисто-туфогенно-терригенная базарбайская свита (O_3sa^1-S_1); 6 – базальты кузекской свиты (O_3sa^1), в основании диабазы, кератофиры и расслоенный габбро-плагиогранитный комплекс; 7 – тектурмасские силициты (O_2da^3-O_3sa); 8 – дуана-корасыские базальты (O_2da^3-O_3sa); 9 – карамурунские базальты (O_2da^3); 10 – серпентинитовый меланж; 11 – надвиг;, 12 – тектонические нарушения; 13 – геологические границы, а также границы между аллохтонами серпентинитов, базальтов и силицитов; 14 – диориты и габбро-диориты (C_{2-3}); 15 – элементы залегания; 16 – цифрами обозначены: 1 – г. Дуана-Корасы, 2 – горы Тектурмас (49,16^0 с.ш., 73,2^0 в.д.), 3 – Тортаульская ложбина

Мощность тектурмасских яшм оценивается около 200 м, что значительно превышает мощность интенсивно конденсированных силицитов, описанных в других аккреционных призмах Центрального Казахстана [Степанец, 1992; Popov &, Tolmacheva, 1995; Степанец и др., 1998; Гридина, 2003]. Тогда как в первичных материалах Л.А. Курковской, приведенных в диссертации А.С. Якубчука [Якубчук, 1991], их возраст значительно шире, а нижняя граница опускается до позднего дарривила включительно. То есть нижняя граница яшм синхронна верхам разреза карамурунских базальтов, что характерно и для других офиолитовых ассоциаций аккреционных призм Центрального Казахстана [Popov & Tolmacheva, 1995; Дегтярев и Рязанцев, 2007; Степанец и Гридина, 2011]

Особо следует отметить недостаточный анализ существующих петрохимических данных диабазов и базальтов полимиктового серпентинитового меланжа Тектурмасской аккреционной призмы.

Все это требует дополнительного анализа списков конодонтов, составов вулканитов, диабазов, габбро, перидотитов и обсуждения тектонического положения пород офиолитовой ассоциации в разрезе олистостромовой толщи.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Паравтохтонные и автохтонные образования

Сарытауская олистостромовая толща. Впервые была описана Н.А. Герасимовой и М.З. Новиковой [Новикова и др., 1991; Герасимова и др., 1992] и частично соответствует литологическому составу тектурмасской свиты в понимании А.А. Богданова [Богданов, 1939], Р.М. Антонюка [Антонюк, 1971, 1974]. Сарытауская олистострома является составной частью неоднократно тектонизированного покровно-олистостромового комплекса Тектурмасской аккреционной призмы. В пределах Краснополянского сектора подошва и кровля олистостромовой толщи достоверно не установлены (рис. 9.2).

Матрикс олистостромы сложен алевритисто-глинистым и алевро-песчанистым материалом, который неоднократно перемыт и рассланцован, нередко отмечаются оползневые текстуры. Также присутствуют пестроокрашенные алевролиты, глинистые сланцы, кремнистые алевролиты, туфоалевролиты, пачки осадочных брекчий, туффиты и пепловые туфы.

В матриксе олистостромы присутствуют олистолиты и олистоплаки яшм и микрокварцитов, базальтов, габброидов, метаморфизованных перидотитов и серпентинитового меланжа, ранее объединяемые в единую офиолитовую ассоциацию [Новикова и др., 1991, Якубчук, 1991].

Перемыв плутонических пород офиолитового комплекса, подтверждается присутствием мелких обломков хромитов, очень высокими содержаниями хрома [Якубчук, 1991] и мелкими обломками серпентинитов [Антонюк, 1974] в матриксе олистостромы.

Матрикс олистостромы северней гряды Сарытау и в районе гор Дуана-Корасы охарактеризован позднеордовикскими конодонтами *Periodon grandis* (Ethington), *Drepanodus suberectus* (Branson & Mehl). Севернее гряды Сарытау у реки Сулу в матриксе олистостромы на двух стратиграфических уровнях встречены раннесилурийские граптолиты зоны *Coronograptus gregarius* и пограничного интервала между зонами *Coronograptus gregarius* и *Monograptus convolutus* [Герасимова и др., 1992].

Юго-западнее гор Сарытау в районе гор Аркалык и Шотан, западнее гор Жаман-и Жаксы-Иманак также вскрываются разрезы сарытауской олистостромы, выделяемые А.С. Якубчуком [Якубчук, 1991] в Аркалыкский сегмент.

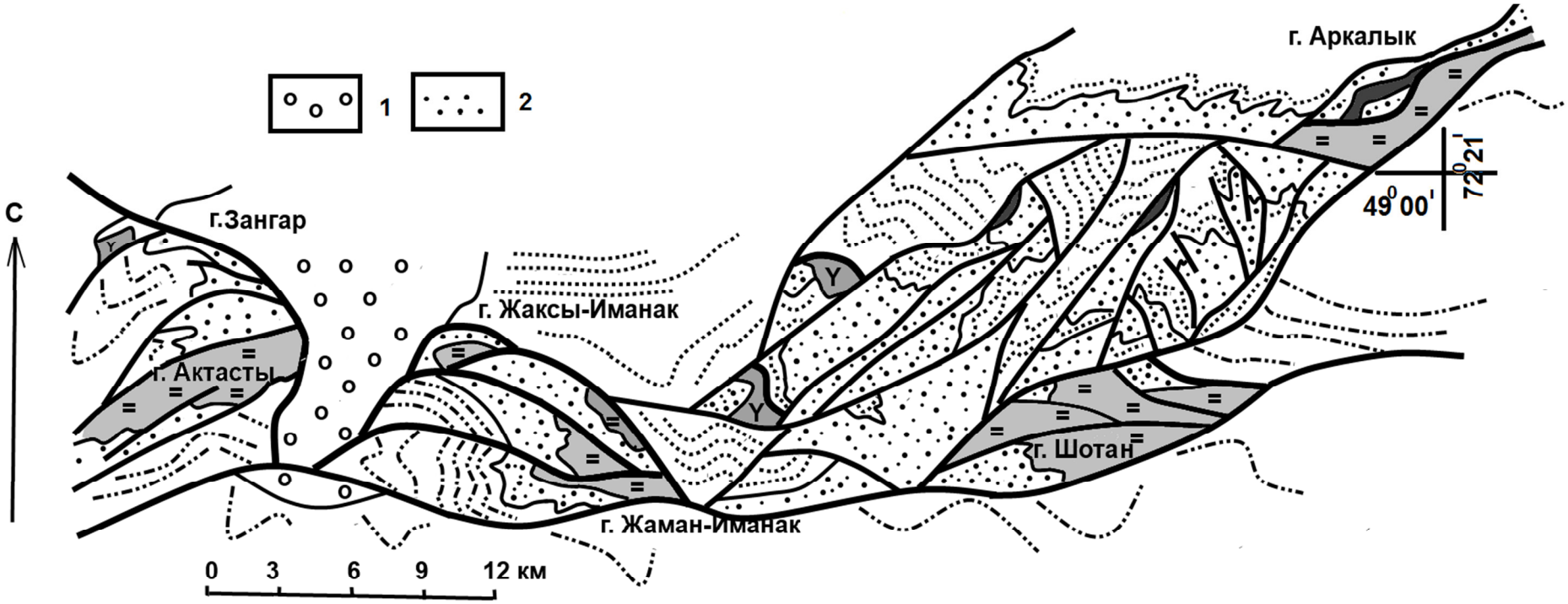

Рис. 9.3. *Геологическая схема района гор Актасты и Аркалык, составлена по материалам М.З. Новиковой, А.С. Якубчука*
1 – терригенные отложения (D_{2-3}); 2 – карашошакская олистострома (O_3).
Остальные условные обозначения смотри на рис. 9.2

Здесь в горах Жаман-Иманак отчетливо наблюдается налегание сарытауской олистостромы на верхнеордовикские зеленоцветные терригенные отложения Сарысуйского окраинного моря (рис. 9.2). Северней гор Шотан можно предположить налегание зеленоцветных терригенных отложений ермекской свиты нижнего силура на хаотический комплекс сарытауской свиты.

Аллохтонные комплексы

Тектурмасский полимиктовый серпентинитовый меланж. Состав и строение полимиктового серпентинитового меланжа неоднократно описано в работах [Антонюк, 1974; Авдеев, 1986; Новикова и др., 1984, 1991; Герман, 1988; Магматические комплексы.., 1988; Якубчук, 1991].

Серпентинитовый меланж является неотъемлемой составной частью Тектурмасской аккреционной призмы и повсеместно сопряжен с выходами сарытауской олистостромы. Матрикс меланжа сложен интенсивно серпентинизированными и динамометаморфизованными лизардитовыми и хризотил-лизардитовыми апогарцбургитами, в который закатаны разновеликие блоки и будин дунитов, шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитов, жильных пироксенитов, также известны разбудинированные тела диабазов, габбро-диабазов, габбро, габбро-амфиболитов и родингитизированных по ним пород.

Наряду с породами габбро-перидотитового комплекса в серпентинитовом меланже в районе Тортаульской ложбины встречаются блоки гнейсов, кварцитов, базальтов, яшм и обрывки пород олистостромового комплекса, а у северного подножья гряды Тектурмас описаны протяженные глыбы плагиогранитов, встречаются также сиениты, мигматиты и плагиогранитогнейсы, амфиболиты с голубовато-зеленой роговой обманкой, сиенитогнейсы с гранатом. У северного подножья гор Тектурмас известны глыбы амфиболитов в парагенезисе с мраморизованными известняками, содержащими онколитоподобные образования и железистые кварциты.

В районе южной гряды Сарытау и южнее ур. Пожарища в серпентинитах встречаются подиформные тела хромитов.

Все ранее выдвинутые предположения о горячих контактах перидотитов и габброидов с базальтами карамурунской толщи [Кузнецов, 1980] при ревизии этих соотношений оказались тектоническими [Антонюк, 1974; Авдеев, 1986; Магматические комплексы.., 1988 и многие другие].

В 1987 г автором восточнее поселка Красная Поляна был описан разрез верхней части расслоенного комплекса, где плагиограниты соприкасались с афировыми базальтами. Позднее этот разрез изучал Л.Л. Герман [Герман и Рязанцев, 1988], он двояко объяснил происхождение закаленной фации, что также не позволило решить проблему возраста расслоенного комплекса. Важно отметить, что подобные соотношения отмечены в пределах паравтохтона Караулчеку, где плагиограниты являются составной частью преддуговых офиолитов.

Не решают проблему времени образования плутонических офиолитов и цифры абсолютного возраста, полученные K-Ar методом [Антонюк, 1974], а также и цифры, определенные дисперсионным методом [Кузнецов, 1980], тем более, что их данные расходятся.

Карамурунская толща [Антонюк, 1974] представлена вулканитами известково-щелочной и абсарокит-шошонитовой серий, их пиллоу-лавы и лавобрекчии, прослоены туфами, туфопесчаниками с линзами гравелитов, разбудинированных, развальцованных яшм и туфосилицитов. В яшмах Тортаульской ложбины присутствуют верхнедарривилские конодонты: *Periodon aculeatus* (Hadding), *Protopanderodus* cf. *parvibasis* Lofgren [Новикова и др., 1991; Герасимова и др., 1992].

Вулканиты слагают тектонические покровы и протяженные олистоплаки, запечатанные сарытауской олистостромой.

Нижняя граница покровов нередко подстилается серпентинитовым меланжем. На контактах с серпентинитовым меланжем вулканиты рассланцованы и зонально метаморфизованны, а ранее принимаемые за первичные стратиграфические соотношения с базит-гипербазитами [Антонюк, 1974; Якубчук, 1991] на проверку оказались фрагментами олистостромовых фаций или брекчиями доорогенного происхождения.

Восточнее горы Косдонгал А.С. Якубчуком [Якубчук, 1991] описано налегание со стратиграфическим контактом на карамурунские базальты тектурмасских микрокварцитов. Однако, как отмечает автор [Якубчук, 1991], сам контакт не обнажен, что не дает права утверждать о наличии такового. Силициты перекрываются толщей вишневых алевролитов и зеленоцветных песчаников, среди которых присутствуют обломки яшм.

Яшмы в наиболее крупных пластинах смяты в мелкие изоклинальные складки, что в принципе исключает обнаружение стратиграфических контактов с вулканитами карамурунской толщи.

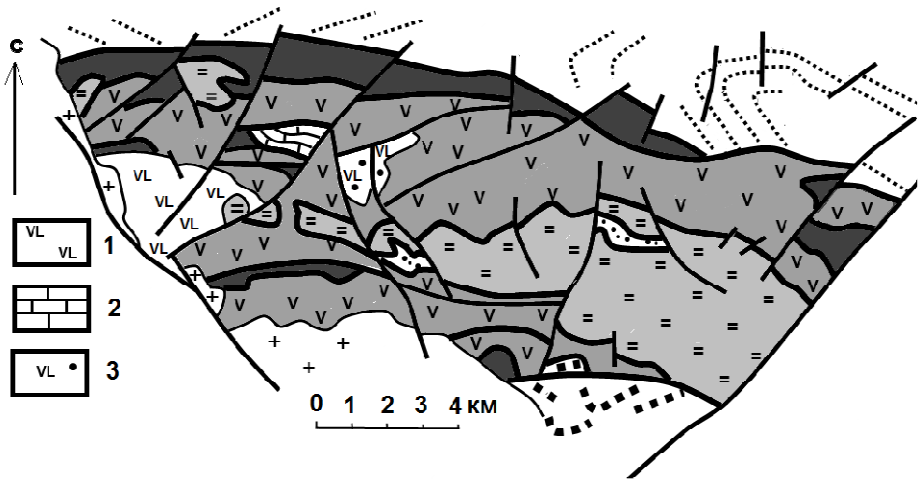

Рис. 9.4. *Геологическая схема района горы Нурчекен, по материалам Е.Ю. Барабошкина, А.Ф. Читалина и А.С. Якубчука с упрощениями автора*

1 – орогенные вулканиты (C_{1-2}); 2 – известняки и известковистые алевролиты (D_3fm –C_1t); 3 – андезито-дациты (D_{2-3}).

Остальные условные обозначения смотри на рис. 9.1

В левом борту Тортаульской ложбины среди базальтов встречается рой даек кератофиров мощностью до 10 м [Звонцов, 1967; Антонюк, 1974], на других участках развития вулканитов карамурунской толщи кератофиры встречаются реже. Их родство с базальтами определяется величиной отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ [Антонюк, 1974].

Тектонические покровы и олистоплаки вулканитов в составе сарытауской олистостромы, выделяемые в карамурункскую толщу, неоднородны по составу. В горах Сарытау и Тортаульской ложбины олистоплаки карамурунской толщи по петрографическому составу довольно близки и представлены базальтами, трахибазальтами, базальтовыми трахиандезитами, реже трахиандезитами, также базанитами, тефритами, фонотефритами и тефрифонолитами. Тогда как в районе горы Косдонгал и урочище Пожарище встречаются только базальты, базальтовые андезиты, трахибазальты и трахиандезиты, которые, по-видимому, следует выделить в самостоятельную толщу.

Отдельные потоки пиллову-лав в составе олистоплак достигают 80 м и ограничены линзовидными горизонтами туфосилицитов. Размеры и формы подушек

весьма разнообразны, как правило, межшаровые пространства заполнены кремнистым или кремнисто-гематитовым веществом.

Дуана-Корасыская толща обнажается в районе одноименных гор (рис. 9.2(1)), где ее породы слагают протяженную олистоплаку, запечатанную сарытауской олистостромой. Наиболее полный разрез толщи описан М.З. Новиковой [Новикова и др., 1991] на северном склоне г. Дуана-Корасы, который сопоставлялся ею с кузекской свитой. Пиллоулавы и лавобрекчии отвечают по составу вулканитам толеитовой и известково-щелочной серий. Базальты, базальтовые андезиты, реже андезиты, трахибазальты и базальтовые трахиандезиты прослоены туффитами, линзами яшмокварцитов, которые смяты в изоклинальные складки. Вверх по разрезу увеличивается количество линз яшмокварцитов, завершает разрез пачка зеленых кремнистых туффитов и красных яшм. Мощность толщи достигает 200 м. Также известны блоки пиллоу-базальтов с линзами известняков [Якубчук, 1991].

На северном склоне г. Дуана-Корасы яшмы, ассоциирующие с пиллоу-лавами, содержат позднедарривилские конодонты: *Periodon aculeatus* (Hadding), *Pygodus serra* (Hadding), а яшмы юго-западных отрогов г. Дуана-Корасы охарактеризованы позднеордовикскими сандбскими конодонтами – *Periodon aculeatus* (Hadding), *Pygodus ancerinus* Lamont & Lindström [Новикова и др., 1991; Якубчук, 1991].

По-видимому, аналогичные толщи вскрываются в обрамлении гор Нурчекен (рис. 9.4), которые сложены тектурмасскими силицитами. Здесь интенсивно тектонизированные, смятые в изоклинальные складки вулканиты слагают тектонические покровы, надвинутые с севера на серпентинитовый меланж с глыбами габброидов, плагиогранитов и кварцитогнейсов. В свою очередь покров серпентинитового меланжа шарьирован на зеленоцветные терригенные отложения нижнего силура.

На одном из участков в окрестности гор Нурчекен, по данным О.Е. Беляева [Якубчук, 1991], скважина на глубине 80 м вскрыла подошву пластины базальтов и вошла в рассланцованные черные известковистые алевролиты, схожие с фаменскими.

Тектурмасская толща. Тектурмасские силициты представлены красными яшмами, микрокварцитами по ним, фтанитами, тяготеющими к основанию разреза, кремнистыми алевролитами, яшмы прослоены темно-вишневыми пеплистыми яшмами и кремнистыми туффитами, реже встречаются кремнеобломочные породы [Хераскова, 1986; Новикова и др., 1991]. В яшмах обнаружены позднедарривилские конодонты: *Pygodus serra* (Hadding), *P. ancerinus* Lamont & Lindström [Барабошкин, Читалин, 1989; Герасимова и др., 1992; Никитин, 2002], фтаниты содержан дарривилские конодонты: *Drepanodus suberectus* (Branson, Mehl) s.f., *Paroistodus cf. originalis* (Sergeeva), *Periodon aculeatus* (Hadding), *Drepanodus arcuatus* Pander, а розово-красные яшмы охарактеризованы позднеордовикскими сандбскими конодонтами – *Pygodus ancerinus* Lamont & Lindström, *Periodon aculeatus* (Hadding) [Новикова и др., 1991; Якубчук, 1991].

Силициты слагают олистолиты и олистоплаки в составе сарытауской олистостромы, таковые встречаются и среди терригенной толщи в районе гор Узунжал (рис. 9.2), а также образуют тектонические покровы в горах Донгал, Нурчекен (рис. 9.4), Косдонгал. Мощность наиболее крупных пластин силицитов достигает 200 м.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В главе будет дана петрогеохимическая характеристика аллохтонных комплексов Тектурмасской аккреционной призмы по неопубликованным материалам М.З. Новиковой, а также по опубликованным материалам И.В. Глухана [Глухан, 1983].

Тектурмасский полимиктовый серпентинитовый меланж.

Состав динамометаморфизованных перидотитов серпентинитового меланжа изменяется в довольно узких пределах, что в целом характерно для дунитов и гарцбургитов офиолитовых комплексов [Колман, 1979]. Преобладают гарцбургиты с довольно низким колебанием Al_2O_3 (0.75 до 1.87 мас.%). Все серпентиниты характеризуются крайне низкими концентрациями P_2O_5 (0.01-0.11 мас.%), а уровень концентрации CaO не превышает 1.05 мас. %. Отношение MgO/(MgO+FeO) вычислено с переводом Fe_2O_3 в FeO. Средняя величина этого отношения в серпентинитах составляет 0.85-0.86. В низкоглиноземистых серпентинитах это отношение не превышает 0.86, что наиболее свойственно дунитам.

Для лерцолитов Тортаульской ложбины характерны более высокие содержания щелочей (до 1.40 мас.%) и Al_2O_3 (3.42-4.04 мас.%), чем для гарцбургитов.

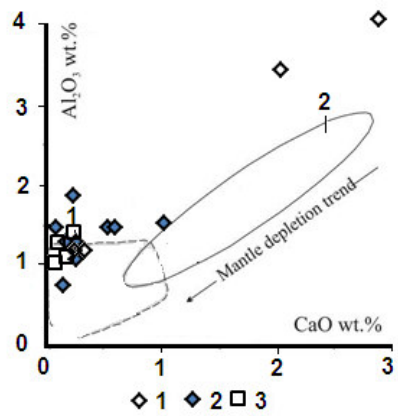

Рис.9.5. *Диаграмма Al_2O_3-CaO для серпентинитов (1, 2) Тектурмасской аккреционной призмы и преддуговых перидотитов (3) Базарбайского комплекса*

Поля: 1 – преддуговые гарцбургиты, 2 – абиссальные перидотиты [Ishii et al. 1992].

Перидотиты: 1-Тортаульской ложбины, 2 – гор Дуана-Корасы-Тектурмас, 3 - урочища Базарбай

По характеру накопления Al_2O_3 и CaO (рис. 9.5) серпентиниты тяготеют к полю гарцбургитов преддуговых бассейнов, и только отдельные их фигуративные точки, с повышенным содержанием Al_2O_3, выходят за пределы этого поля. Богатые клинопироксеном гарцбургиты смещаются в область обогащения алюминием. Лерцолиты Тортаульской ложбины, имея сходный тренд с абиссальными перидотитами, выходят за пределы ареала их распространения.

Акцессорные хромшпинели перидотитов серпентинитового меланжа неоднородны по составу [Новикова и др., 1991]. Хромшпинели перидотитов Тортаульской ложбины обладают высокими концентрациями Fe_2O_3 и TiO_2, что характерно для перидотитов преддуговых бассейнов. Хромшпинели перидотитов гор Нурчекен характеризуются высокой хромистостью, что также указывает на их надсубдукционную природу. Присутствие рудных хромитов в составе полимиктового меланжа также не противоречит надсубдукционной природе вмещающих их пород.

Известны (неопубликованные данные Э.М. Спиридонова) крайне деплетированные по TiO_2 алюмохромиты, которые характеризуются высокой Mg# (37-58) и Cr# (47-67), что позволяет также отнести содержащие их перидотиты к надсубдукционным спилит-офиолитам толпакского типа (смотри раздел 14).

Клинопироксены пироксенитов Тортаульской ложбины на ковариантных диаграммах отношений Al(t)-Ti, $Ti\text{-}Al^{iv}$ (рис. 9.6) совпадают с полями клинопироксенов бонинитов, формирование которых геодинамически ограничивается преддуговыми рифтами. На ковариантной диаграмме Alz- TiO_2 (рис. 9.7) фигуративные точки клинопироксенов пироксенитов также тяготеют к основанию тренда островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов. По петрохимическому составу они аналогичны без натровым клинопироксенам перидотитов террейна Центральный Толпак Агырек-Арсаланской аккреционной призмы.

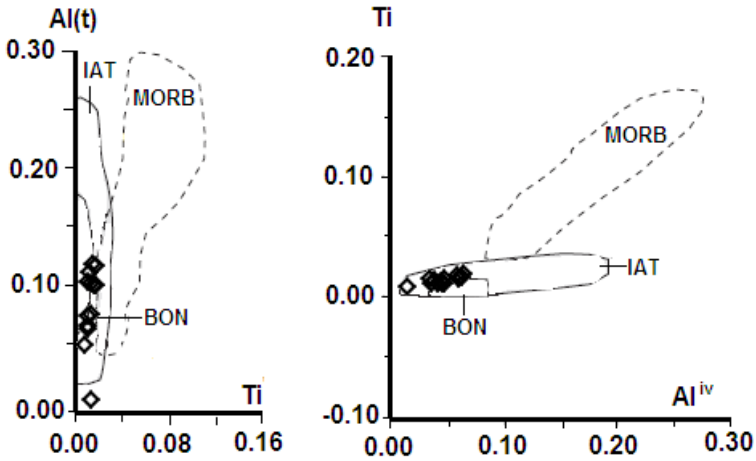

Рис. 9.6. *Ковариационные диаграммы клинопироксенов*
Поля: IAT– островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов (по: [Beccaluva et al., 1989]); Al(t) - Ti (атомные отношения); Ti - Al^{iv} (атомные отношения)

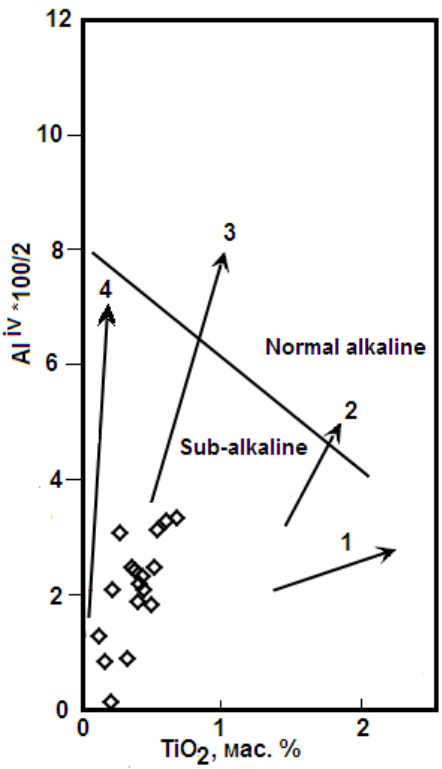

Рис. 9.7. *Ковариационная диаграмма $Alz=(Al^{iv*100/2}) - TiO_2$ клинопироксенов*

Тренды: 1 –перидотитов океанических хребтов, 2 – палеозойских офиолитовых комплексов, 3–островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов (по: [Loucks, 1990]), 4 – перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых спрединговых бассейнов (по: [Степанец, 2012]). Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы (по: [LeBas, 1962])

Габброиды, габбро-диориты, тоналиты и плагиограниты серпентинитового меланжа, расположенного южнее пос. Красная Поляна, различаются по характеру накопления основных петрогенных компонентов. Общим для основных и средних пород являются низкие концентрации TiO_2 (<0.96 мас.%), P_2O_5 (<0.10 мас. %). Первая группа габброидов расслоенного комплекса представлена породами островодужной известково-щелочной серии с явно выраженной натровой специализацией. Для них также характерны пониженные концентрации MgO (6,86 мас. %) и слабое обогащение Al_2O_3 (<17.29 мас. %). Они имеют явно выраженный максимум по иттрию (24.5 г/т) и слабо выраженный минимум по ни-

обию (2.3 г/т), что специфично для габброидов преддуговых офиолитовых комплексов палеозоид Центрального Казахстана.

Породы второй группы встречаются реже и отвечают островодужным толеитам. Для габброидов этой группы характерны низкие концентрации TiO_2 (0.21 мас.%), Al_2O_3 (14.75 мас. %) и Na_2O (1.47 мас. %) при K_2O=0.19 мас. %.

Плагиограниты, ассоциирующие с габброидами первой группы, также обогащены натрием (5.13 мас. %).

Гранитоиды урочища Тортаул и южнее пос. Красная Поляна с высокими содержаниями калия (1.80-2.05 мас %) отвечают трондъемитам континентальных окраин по классификации [Баркер и др., 1983].

Диабазы и долериты серпентинитового меланжа Тортаульской ложбины резко различаются по содержанию основных петрогенных окислов (рис. 9.8).

Довольно четко выделяется группа low-TiO_2 (0.89-0.24 мас. %) диабазов (SiO_2: 50.37-51.96 мас. %, MgO: 5.96-6.73 мас. %) с крайне низкими концентрациями P_2O_5 (0.01-0.03 мас. %) и преобладанием FeO (<8.02 мас. %) над Fe_2O_3 (<1.16 мас. %), что сближает их с оригинальными бонинитами острова Бонин [Cameron et al., 1979], это отчетливо демонстрирует и диаграмма Е.Д. Муллена (рис. 9.9). Однако отсутствие элементов-примесей для этих пород не позволяет уверенно классифицировать их как бониниты. Особо следует отметить наличие нормативного оливина, тогда как бониниты являются кварц-нормативными породами [Cameron et al., 1979].

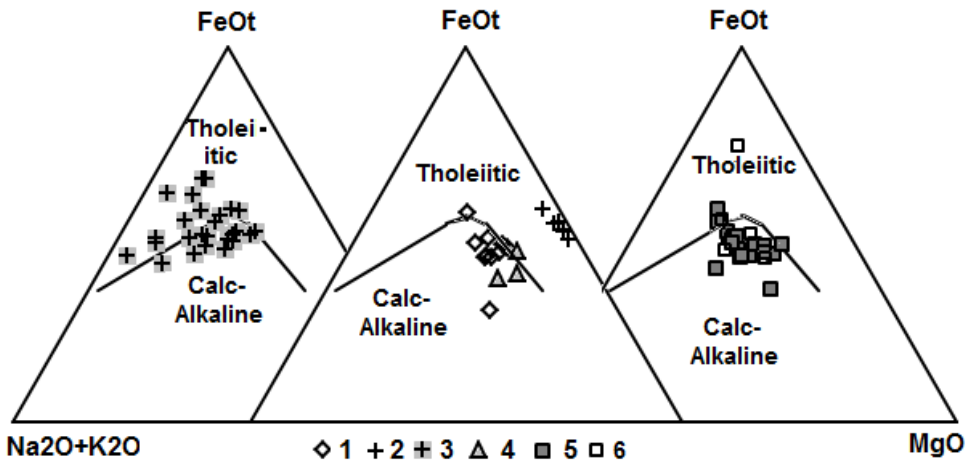

Рис. 9.8. *Бинарная диаграмма Na_2O+K_2O-$FeO_{общ}$-MgO [Irvine & Baragar, 1971]для пород Тектурмасской аккреционной призмы*

Тортаульская ложбина:1 – диабазы, 2 – долериты, 3– карамурунские базальты; 4 – диабазы гор Сарытау; 5 – базальты гор Дуана-Корасы; 6 –базальты гор Косдонгал

Med-Ti (TiO_2: 0.77-1.47 мас.%) примитивные диабазы (SiO_2: 50.37-51.96 мас. %, MgO: 6.67-7.81 мас. %; P_2O_5: 0.09-0.15 мас. %) отвечают островодужным толеитам с известково-щелочным уклоном (рис. 9.8, 9.9).

По характеру накопления породообразующих окислов долериты (SiO_2:44.49-46.42 мас. %) приближаются к составу базальтовых коматиитов, на что указывают крайне низкие концентрации щелочей (рис. 9.8) и P_2O_5 (0.03-0.1 мас. %). Это также подтверждают и низкие содержания TiO_2 (0.67-0.98 мас. %), невысокий уровень Al_2O_3 (13.34-14.66 мас. %) и стабильно выраженное преобладание FeO

(<6.98 мас.%) над Fe_2O_3 (<2.21 мас. %). По соотношениям $MgO-Al_2O_3-FeO_{общ}$ [Pearce et al., 1977] они могут быть сопоставлены с MORB и частично с OIB (рис. 9.10), но на диаграмме $10*MnO-10*P_2O_5-TiO_2$ [Mullen, 1983] их фигуративные точки располагаются в поле островодужных толеитов.

В горах Сарытау встречаются диабазы близкие таковым Тортаульской ложбины (рис. 9.8). Однако они более высокомагнезиальные (MgO <8.64 мас. %), а P_2O_5 не превышает 0.08 мас. %. Они также как и диабазы Тортаульской ложбины содержат нормативный оливин. На диаграмме $MgO-Al_2O_3-FeO_{общ}$ [Pearce et al., 1977] диабазы гор Сарытау, как и базальтовые коматииты Тортаульской ложбины располагаются в поле MORB (рис. 9.10).

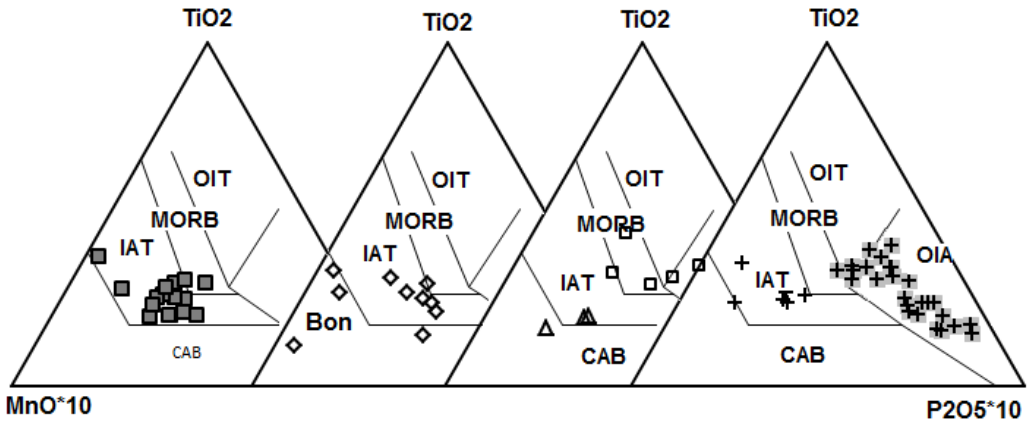

Рис. 9.9. *Бинарная диаграмма $10*MnO -10*P_2O_5-TiO_2$ [Mullen, 1983] для пород Тектурмасской аккреционной призмы*

Условные обозначения смотри на рис. 9.8

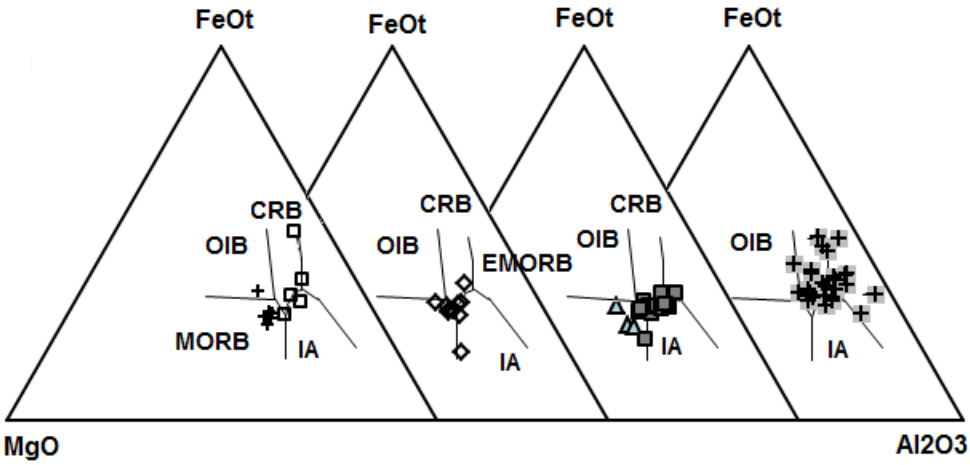

Рис. 9.10. *Бинарная диаграмма $MgO-Al_2O_3-FeO_{общ}$ [Pearce et al., 1977] для диабазов серпентинитового меланжа и базальтов карамурунской свиты Тектурмасской аккреционной призмы*

Условные обозначения смотри на рис. 9.8

Такое сочетание пород характерно для бонинитовых серий примитивных островных дуг. В таких структурах бониниты и подобные им породы рассматриваются как примитивные расплавы частичного плавления значительно гидратированного истощенного мантийного вещества над зоной субдукции [Ishikawa et al., 2002].

Базальтоиды карамурунской свиты Тортаульской ложбины (рис. 9.8-9.10) имеют совершенно иной петрохимический состав, чем диабазы, что не дает нам основание рассматривать их как подводящие каналы и объединять эти породы в единый офиолитовый комплекс.

Аллохтонные комплексы.

Карамурунская толща имеет довольно пестрый состав и представлена базальтами, трахибазальтами, базальтовыми трахиандезитами, реже трахиандезитами, также базанитами, тефритами, фонотефритами и тефрифонолитами (рис. 9.11).

Общим для всех вулканитов карамурунской толщи являются высокие концентрации TiO_2 (<3.25 мас.%), $FeO_{общ}$ (<14.76 мас.%), P_2O_5 (<1.35 мас.%) и рост щелочей с увеличением SiO_2.

Они также обогащены Nb (35-42 г/т) V (185 г/т), Ba (350-460 г/т) Sr (300 г/т), Zr (278 г/т), Rb (27 г/т), Y (29 г/т) и резко обеднены Cr (10 г/т), Ni (50 г/т), Co (23 г/т) и MgO (< 5.59 мас. %), что свидетельствует об интенсивной дифференциации исходной обогащенной магмы. Все вулканиты карамурунской толщи отвечают нефелин-оливин-нормативным породам.

Плюмовая составляющая базальтоидов карамурунской толщи находит подтверждение на диаграмме $10*MnO-10*P_2O_5-TiO_2$ [Mullen, 1983], где они в основном ложатся в поле щелочных базальтов океанических островов (рис. 9.9). Тогда как на диаграмме $MgO-Al_2O_3-FeO_{общ}$ [Pearce et al., 1977] они соответствуют базальтам континентальных рифтов и обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (рис. 9.10).

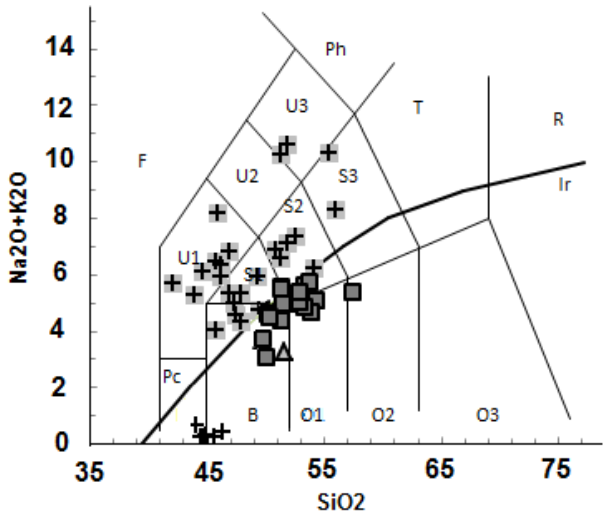

Рис. 9.11. *Диаграмма $Na_2O+K_2O-SiO_2$ для пород Тектурмасской аккреционной призмы*

F – фоитид; Pc – пикритобазальт; U1 – базанит, тефрит; U2 – фонотефрит, U3 – тефрофонолит; Ph – фонолит; S1 – трахибазальт; S2 – базальтовый трахиандезит; S3 – трахиандезит; T – трахит; B – базальт;O1 – базальтовый андезит; O2 – андезит; O3 – дацит.

Условные обозначения см. на рис. 9.8

Контаминация исходной магмы карамурунских вулканитов веществом континентальной коры подтверждается и величиной отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, изменяющейся от 0.7086 до 0.7170 [Антонюк, 1974].

Дуана-Корасыская толща. Базальты и базальтовые андезиты сопоставляются с low-Ti (TiO_2: 0.63-1.15 мас. %), low-Al (Al_2O_3:13.96-15.75 мас.%), low-P (P_2O_5: 0.08-0.15 мас. %), high-Na (Na_2O: 2.65-7.89 мас.%) толеитами с известковощелочным уклоном. По содержанию калия они относятся к низкокалиевым толеитам и среднекалиевым известковощелочным островодужным базальтам (рис. 9.9,9.10). С увеличением роли кремнезема (SiO_2 <53.87 мас. %) в вулканитах повышается уровень концентраций Al_2O_3 (до 17.36 мас. %) и TiO_2 (<1.15мас. %), по характеру распределения MgO (3.41-6.90 мас. %) они преимущественно отвечают дифференцированным, реже примитивным базальтам. Редко встречаются базальты с крайне низкими концентрациями P_2O_5 (<0.04 мас. %), чем находят аналогию с породами примитивных островных дуг. По характеру накопления петрогенных окислов базальты дуана-корасыской толщи близки диабазам серпентинитового меланжа Тортаульской ложбины (рис. 9.9, 9.10).

Косдонгалская толща представлена преимущественно титанистыми (TiO_2: 1.14-1.69 мас. %) толеитовыми базальтами с умеренными концентрациями Al_2O_3 (12.76-15.21 мас. %) при низких содержаниях P_2O_5 (0.09-0.22 мас. %) и K_2O (>0.05 мас.%), что сближает их с базальтами задуговых спрединговых бассейнов (рис. 9.9, 9.10), обогащенных Na_2O (3.46-6.25 мас. %). Также встречаются дифференцированные высокотитанистые (TiO_2=3.36 мас. %), низкоглиноземистые (Al_2O_3= 12.25 мас. %) и низкокалиевые (K_2O=0.05 мас. %) базальты, но с невысокими содержаниями P_2O_5 (0.22-0.45 мас. %), что в целом отличает их от плюмовых базальтов карамурунской толщи.

По-видимому, в отдельную толщу следует выделить вулканиты урочища Пожарище и гор Сарытау, где встречены базальты трех различных типов.

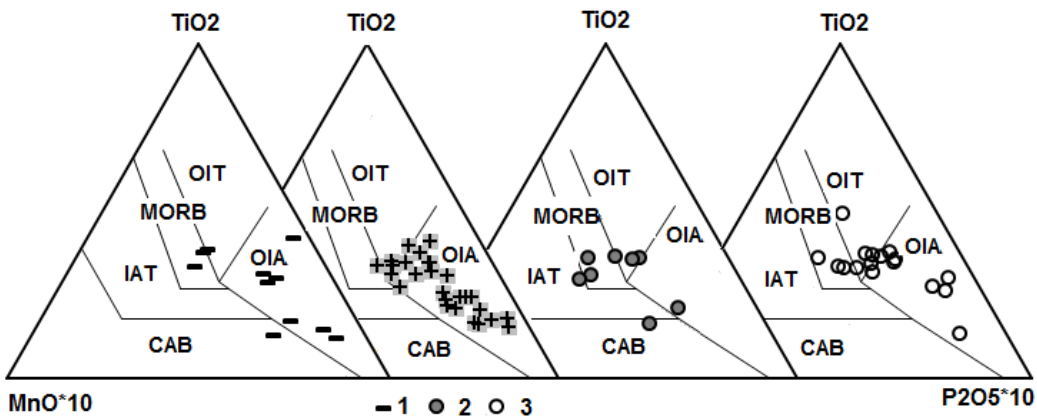

Рис. 9.12. *Бинарная диаграмма 10*MnO -10*P_2O_5-TiO_2 [Mullen, 1983] для пород Тектурмасской аккреционной призмы*

1 – базальты урочища Пожарище; 2 – базальты севера гор Сарытау; 3 – базальты гор Сарытау.

Условные обозначения смотри на рис. 9.8

Известны собственно плюмовые базальты, аналогичные таковым карамурунской толщи урочища Тортаул (рис.9.12). Особо следует отметить появление низкотитанистых (TiO_2: 0.76-0-96 мас.%), низкожелезистых ($FeO_{общ}$: 7.45-8.17 мас. %), умеренноглиноземистых (Al_2O_3:14.79-15.09 мас.%), фосфористых (P_2O_3: 0.32-0.38 мас. %) известково-щелочных базальтов широко известных в пределах активных континентальных окраин. Важно отметить появление примитивных титанистых (TiO_2 <3.37 мас. %), высококальциевых (CaO <11.51 мас. %) толеитовых базальтов с известково-щелочным уклоном известных в задуговых спрединговых бассейнах.

БАЗАРБАЙСКИЙ ПАРАВТОХТОН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Базарбайский комплекс. Базарбайский комплекс впервые выделен М.Н. Новиковой и ее коллегами при непосредственном участии автора [Магматические комплексы…, 1988] из состава Тектурмасской офиолитовой зоны [Новикова и др., 1991].

Редуцированные разрезы пород базарбайского комплекса наиболее хорошо обнажены в районе развалов Базарбай, гор Кенеспай, где они широкой полосой северо-восточного простирания прослеживаются вдоль юго-восточного борта Нуринско-Карасорского преддугового бассейна (рис. 9.13).

Учитывая сложную тектоническую обстановку прилегающих с юго-востока структур Тектурмасской аккреционной призмы и недостаточную изученность этой части района, автор относит к базарбайскому комплексу только те участки, где встречаются совместно породы расслоенного габбро-диорит-плагиогранитного комплекса, сменяющегося кератофиро-диабазовым дайково-силловым комплексом, который непосредственно контактирует с пиллоу-лавами.

Включение в состав базарбайского комплекса динамометаморфизованных серпентинитов гарцбургитового и дунитового составов, учитывая их петрохимическое сходство с таковыми Тектурмасской аккреционной призмы [Новикова и др., 1991], ставится под сомнение. Однако развитие бирбиритовой коры выветривания по серпентинитам в пределах данной структуры не исключает их отличие от серпентинитов Тектурмасской аккреционной призмы. Разрешить эту проблему мог бы состав хромитов, встречающихся юго-восточнее ур. Базарбай, однако, их состав остался не изучен.

Расслоенный комплекс. Его породы наиболее полно сохранились в пределах массива Базарбай [Магматические комплексы…, 1988; Якубчук и др., 1988; Новикова и др., 1991; Якубчук, 1991], где мощность разреза достигает 800 м. Основание разреза сложено габбро-амфиболитами, которые постепенно сменяются офитовыми габбро. В верхней части разреза обособляются прослои анортозитов и небольшие линзовидные тела плагиогранитов. В этой части разреза встречаются отдельные силлы диабазов, которые выше сменяются сплошным роем силл (рис. 9.14). Плагиограниты, по данным Л.Л. Германа [Якубчук, 1991], изменяются по составу от роговообманковых кварцевых диоритов до лейкократовых гранитов.

Дайково-силловый комплекс. Впервые был выделен в 1987 г. Л.Л. Германом и В.Г Степанцом в совместном маршруте и впоследствии продемонстрирован участникам петрографического совещания [Магматические комплексы…, 1988]. Его выходы закартированы на всех участках распространения базарбайского комплекса [Новикова и др., 1991, Якубчук, 1991].

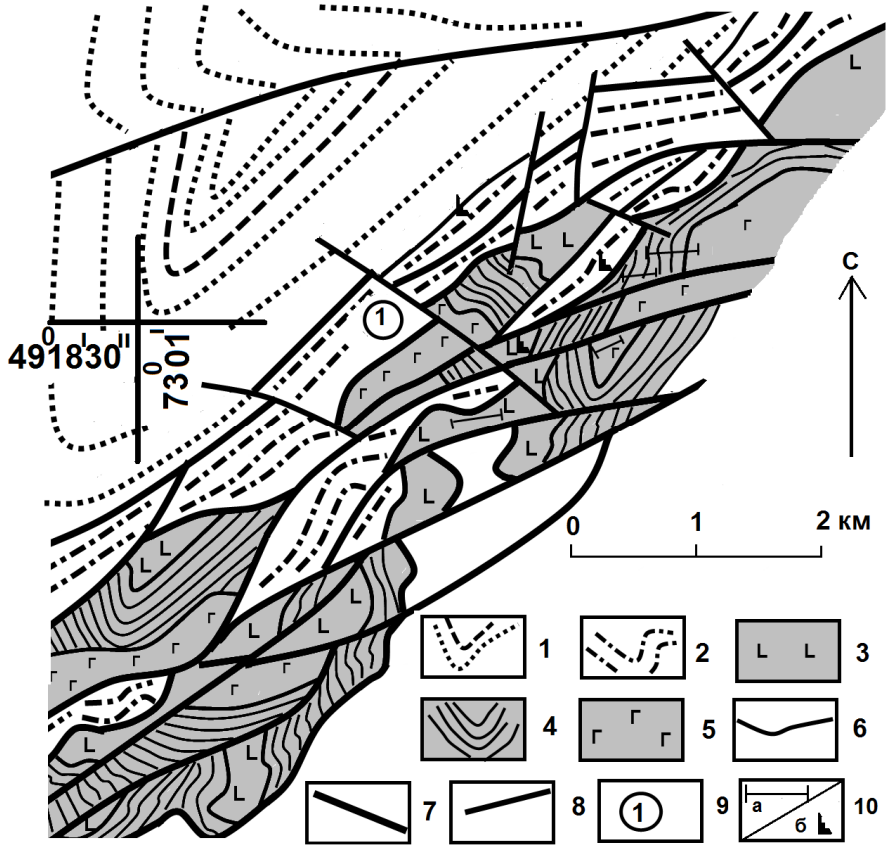

Рис. 9.13. *Схема геологического строения района развалин Базарбай, составлена по материалам Л.Л. Германа, Н.А Герасимовой, М.З. Новиковой, А.С. Якубчука и личных наблюдений*

1 – ермекская свита (S_1); 2 – базарбайская свита (O_3sa^1-S_1); 3-5 – базарбайский комплекс: 3 – кузекская свита (O_3sa), 4 – дайково-силловый комплекс, 5 – габбро-плагиогранитный комплекс; 6 – геологические границы; 7 – надвиги; 8 – разломы; 9 – географические пункты: 1 – развалины Базарбая; 10а – места отбора ориентированных образцов на палеомагнитные исследования; 10б – места находок конодонтов

В составе комплекса резко преобладают силлы долеритов (95 %), реже встречаются кератофиры (5 %). Зоны закала обнаружены только с одной стороны тел долеритов и обращены к подошве массива, т. е. силлы наслаивались снизу вверх по разрезу. Мощность сплошного роя силл достигает 500м. Сплошной рой силл долеритов залегает между габброидами и пиллоу-базальтами кузекской свиты.

В верхней части роя обособляются силлы кератофиров и кварцевых кератофиров, образующие ритм мощностью до 120 м. Они содержат ксенолиты долеритов и, следовательно, внедрились позже них и, в свою очередь, также прорываются диабазами. Отдельные мощные тела кератофиров проникают в основание разреза пиллоу-базальтов, а силлы долеритов прорывают габброиды расслоенного комплекса. Мощность отдельно взятых силл не превышает 30 см.

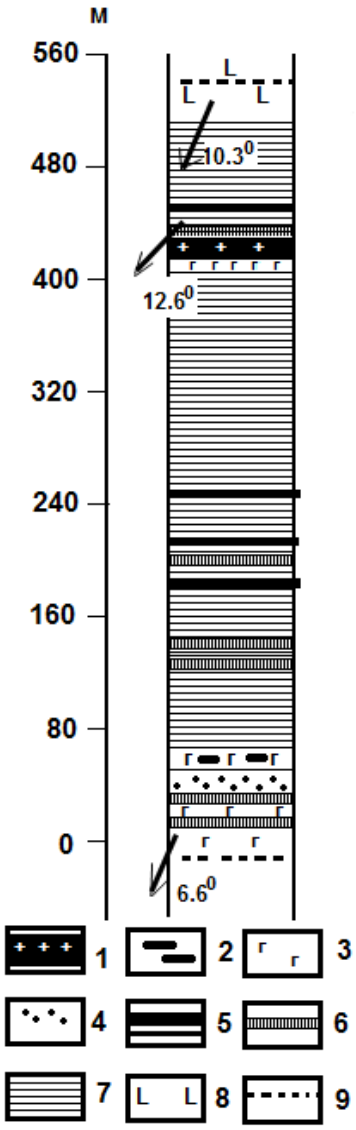

Рис. 9.14. *Схематический разрез силлового комплекса массива Базарбай построен с использованием полевых материалов Л.Л. Германа.*

1 – плагиограниты; 2 – беербахиты; 3 – габбро; 4 – анортозиты и габбро-анортозиты; 5-6 – отдельные силлы: 5 – кератофиров, 6 – диабазов и долеритов; 7 – рои тонкослоистых силл долеритов; 8 – вулканиты кузекской свиты. Стрелками наказаны склонения и палеоширота в градусах

А.С. Якубчук [Якубчук и др., 1988] в южной части массива Базарбай выполнил замеры ориентировки тел диабазов, в результате которых были выявлены кроме силлов и дайки. Наиболее часто дайки обнаруживаются в верхах роя силл, примыкающего к подошве толщи пиллоу-лав.

Кузекская свита, выделена М.З. Новиковой [Новикова и др., 1991] из состава базарбайской свиты [Антонюк, 1974]. В ур. Базарбай подошва пиллоу-лав контактирует с долеритами дайково-силового комплекса. Силлы, слагающие отдельные тела долеритов, прорывают пиллоу-базальты.

Контакты с перекрывающей ее базарбайской свитой, как правило, тектонические. Только в отдельных случаях фиксируется налегание базарбайской свиты с линзовидным горизонтом базальных конгломератов на базальты кузекской свиты.

Кузекская свита сложена афировыми пиллоу-базальтами, базальтовыми андезитами, трахибазальтами, базальтовыми трахиандезитами, трахиандезитами, однородными диабазами и долеритами с редкими линзовидными прослоями туффитов и красных кремнистых алевролитов, содержащими позднеордовикские сандбские конодонты: *Periodon aculeatus* Hadding, *Pygodus anserinus* Lamont & Lindstrom [Новикова и др., 1991]. Видимая мощность кузекской свиты оценивается от 200 до 700 м.

Базарбайская свита. Вскрывается в юго-восточном борту Нуринско-Карасорского преддугового прогиба, где образует систему тектонических покровов, шарьированных на магматические разрезы базарбайского комплекса, реже они встречаются в пределах Тектурмасской аккреционной призмы.

Базарбайская кремнисто-туфогенно-терригенная свита на отдельных участках с размывом залегает на вулканитах кузекской свиты и согласно перекрывается терригенными отложениями ермекской свиты раннего силура [Объяснительная .., 1985; Новикова и др., 1991].

Основание свиты сложено зелеными туфогенными песчаниками с линзами базальных конгломератов, а выше прослаиваются красные и вишневые глинистые и пеплистые яшмы, кремнистые алевролиты, мелкообломочные, пеплистые туфы дацитового, реже риолитового состава, а в самых верхах появляются пеплистые туфы среднего и основного состава. Мощность этой пачки не превышает 150 м.

Выше залегает мощный горизонт (до 170 м) пеплистых, глинистых яшм с конодонтами – *Periodon grandis* (Ethington), *Panderodus mutatus* (Branson & Mehl), *Scabbardella* cf. *altipes* (Henningsmoen), прослоенные редкими горизонтами кремнистых алевролитов и пеплистых туфов кислого состава

Завершает разрез мощная толща (350 м) переслаивающихся туфогенных песчаников, прослоенных горизонтами пепловых туфов кислого состава, туфоалевролитами. Выше по разрезу увеличивается количество пепловых туфов андезитового и андезибазальтового состава, а завершают разрез известковистые песчаники и алевролиты с среднелландоверийскими граптолитами зоны *Coronograptus gregarius*.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Расслоенный комплекс. Габброиды, габбро-диориты и трондъемиты базарбайского комплекса по петрохимическому составу отвечают low-Ti (TiO_2: 0.79-0.59 мас %), low-K (K_2O<0.1 мас. %) и high-Na (Na_2O<8.0 мас. %) породам известково-щелочной серии (рис. 9.15).

Дайково-силловый комплекс. Диабазы и кварцевые диабазы, образующие, как правило, одиночные силлы и дайки, отвечают high-Na (Na_2O< 5.29 мас. %) дифференцированным (MgO>2.54 мас. %) и реже примитивным (MgO< 7.08 мас. %) породам толеитовой и известково-щелочной сериям. В примитивных известково-щелочных диабазах по отношению к дифференцированным диабазам несколько повышены Al_2O_3 (14.96-15.44 мас. %) и P_2O_5 (0.1-0.13 мас. %), но они менее железистые ($FeO_{общ}$ <9.39 мас. %), а уровень Na_2O не превышает 3.08 мас. %. Для кварцевых диабазов характерны крайне низкие концентрации P_2O_5 (0.05 -0.07 мас. %), тогда как в дифференцированных диабазах содержания P_2O_5 достигают 0.22 мас. %.

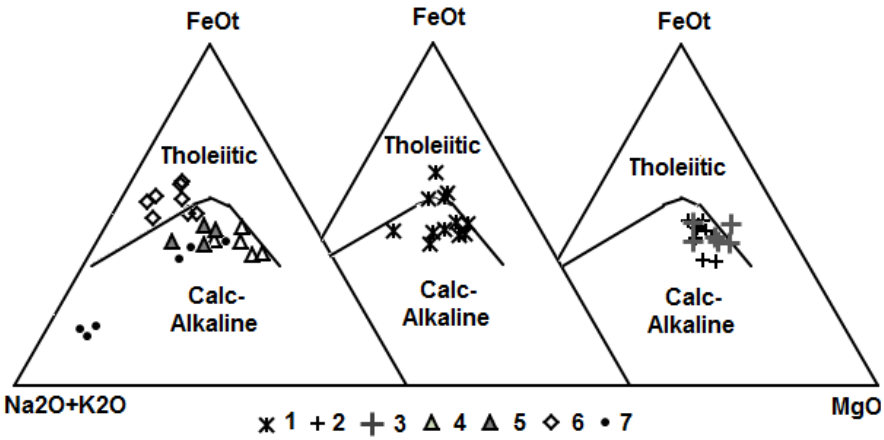

Рис. 9.15. *Бинарная диаграмма Na_2O+K_2O-$FeO_{общ}$-MgO [Irvine & Baragar, 1971]для пород базарбайского офиолитового комплекса*

1 – диабазы и кварцевые диабазы; 2-3-долериты: 2 – low-Ti, 3 – med-Ti;4-6 – кузекская свита: 4 – примитивные вулканиты; 5-6 – дифференцированные вулканиты: 5 – low-Fe, 6 – high-Fe; 7 – породы расслоенного габбро-плагиогранитного комплекса

Долериты являются примитивными известково-щелочными породами и довольно четко разделяются на низкотитанистые (TiO_2>1.0 мас. %) и умереннотитанистые. С увеличением кремнезема постепенно понижается уровень концентраций глинозема и железа, однако в умереннотитанистых эта тенденция не проявлена (рис. 9.17). Породы дайково-силлового комплекса по характеру накопления основных петрогенных окислов неэквивалентны вулканитам кузекской свиты, что демонстрируют бинарные диаграммы (рис.9.17). На диаграмме отчетливо видны различные направления трендов накопления глинозема в примитивных вулканитах и примитивных диабазах, а уровень глинозема в долеритах выше, чем в вулканитах кузекской свиты.

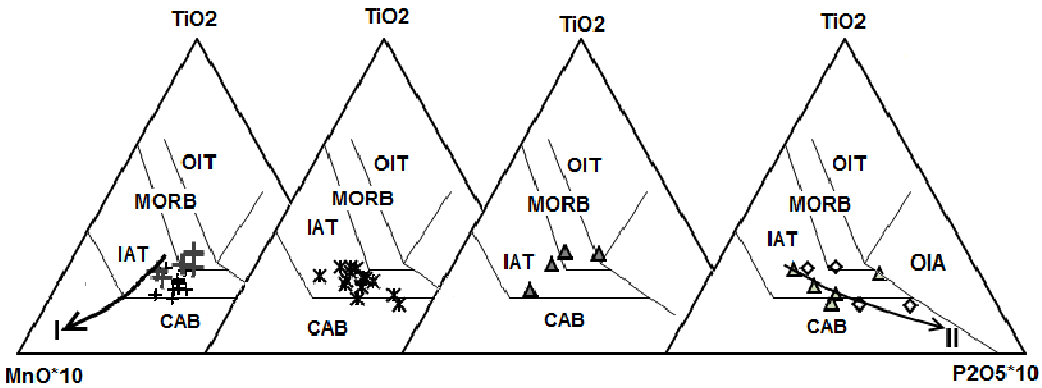

Рис. 9.16. *Бинарная диаграмма 10*MnO -10*P_2O_5-TiO_2 [Mullen, 1983] для пород базарбайского офиолитового комплекса*

Линиями показаны тренды: I – примитивных островных дуг, II – активных континентальных окраин.

Условные обозначения смотри на рис. 9.13

Кузекская свита. Вулканиты свиты по петрохимическому составу принадлежат примитивным базальтам и дифференцированным базальтам, трахибазальтам, базальтовым трахиандезитам и трахиандезитам с явно выраженным обогащением по Na_2O (<2.51 мас. %) при K_2O не более 1.58 мас. %, что наиболее характерно для известково-щелочных серий (рис. 9.15). Обособленную группу составляют высокожелезистые дифференцированные вулканиты, которые могут быть сопоставлены с толеитами с известково-щелочным уклоном. По характеру накопления титана они отвечают низко- и умереннотитанистым вулканитам с характерно высоким трендом обогащения фосфором для вулканитов активных континентальных окраин (рис. 9.16).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Стратиграфическая последовательность базальтоидных и осадочных толщ Тектурмасского района, предложенная М.З. Новиковой и ее коллегами [Новикова и др., 1991; Герасимова и др., 1992], с позиций классического строения верхних членов офиолитовой триады, отражающей океаническую историю их формирования [Пейве, 1967; Колман, 1979], как бы не вызывает сомнений. Это в том случае, если океаническая природа исследуемых базальтов четко определена, ассоциирующие с океаническими перидотитами и габброидами тела диабазов являются комагматами базальтов, а конденсированные силициты содержат металлоносные илы и железомарганцевые конкреции.

Как было показано выше, ни одно из перечисленных критериев определения океанической природы нижнепалеозойских образований в пределах Тектурмаса, не установлено.

Тем более все изученные перидотиты и габброиды, как и их породообразующие и акцессорные минералы, отвечают плутоническим породам преддуговых бассейнов и островных дуг. В серпентинитовом меланже встречаются породы марианит-бонинитовой серии, образование которых также ограничивается рифтами преддуговых бассейнов.

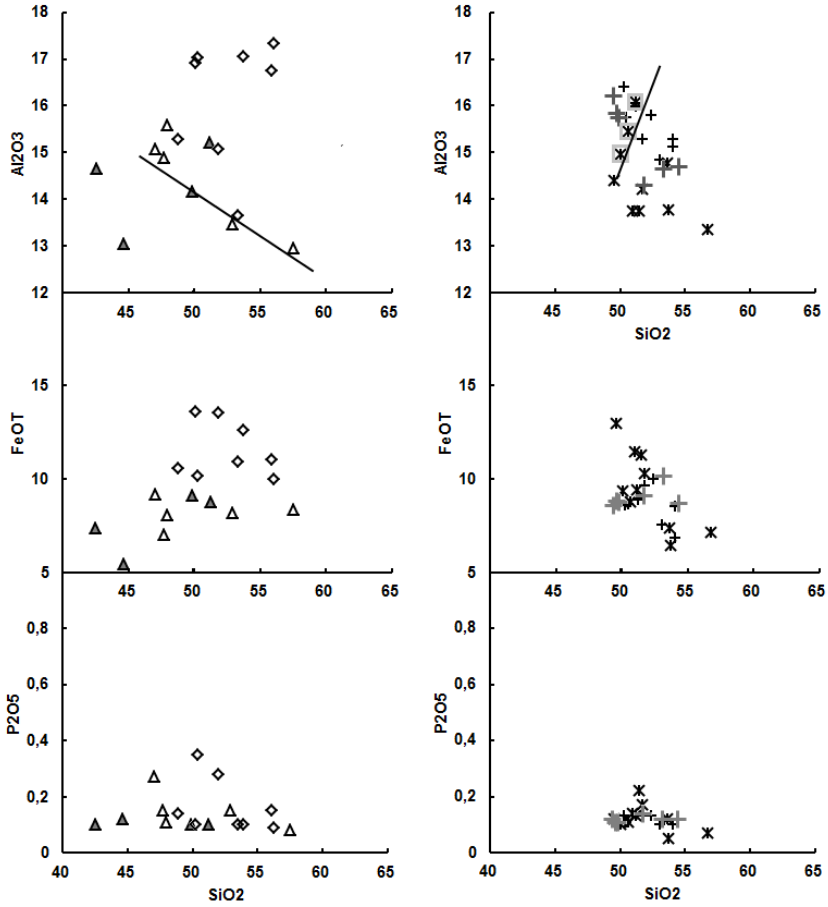

***Рис. 9.17**. Бинарные диаграммы SiO2-Al2O3, -FeO*$_{общ}$*, - P2O5 для пород массива Базарбай*

Сплошной линией показан тренд глинозема примитивных вулканитов и диабазов.
Остальные условные обозначения смотри на рис. 9.13

В составе тектонических покровов известны базальты дуана-корасыской толщи, аналоги вулканитов примитивных островных дуг марианского типа, а также покровы вулканитов задуговых спрединговых бассейнов, одновозрастных high-Ti базальтам карамурунской и силицитам тектурмасской толщ (рис. 9.18).

Если рассмотреть имеющиеся по магматическим породам Тектурмасской аккреционной призмы палеомагнитные определения, к примеру, для базальтов гор Дуана-Корасы и базальтов карамурунской толщи Тортаульской ложбины (табл. 1), то для их совмещения в один разрез они должны были бы преодолеть расстояние почти в одну тысячу километ-

ров. Такое же расстояние можно констатировать и между базальтами карамурунской толщи и вулканитами кузекской свиты. При этом базальты гор Дуана-Корасы аномально повернуты на 80 градусов по часовой стрелке относительно как карамурунских базальтов, так и вулканитов кузекской свиты.

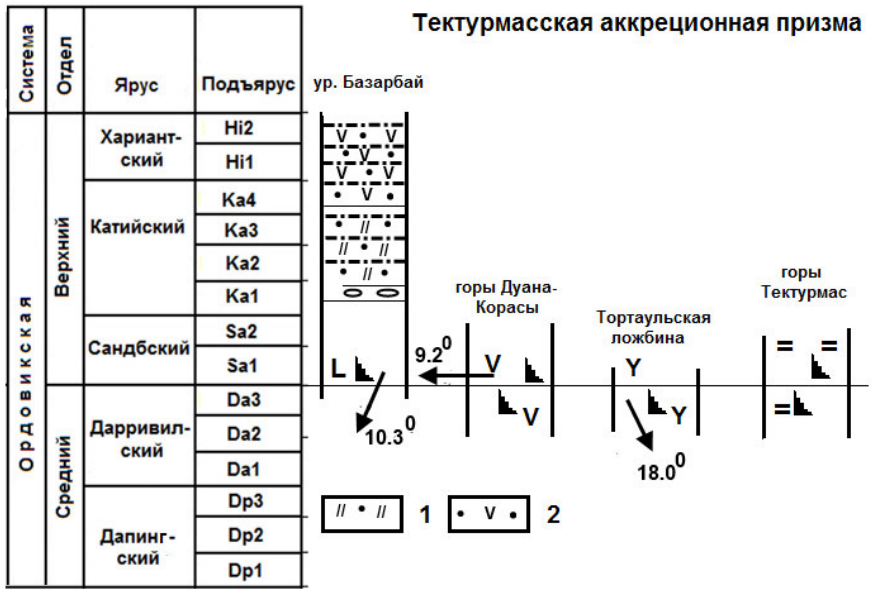

Рис. 9.18. *Корреляционная схема образований Тектурмасской аккреционной призмы*

1 – пепловые туфы кислого состава;2 – пепловые туфы среднего и основного состава. Стрелками показано склонение и в градусах палеоширота.

Остальные условные обозначения см. на рис. 9.13

Таблица 1. Палеомагнитные направления пород Тектурмасской аккреционной призмы (52.8^{0}с.ш., 74.6^{0}в.д.)

Объект	Воз.	Аз,^{0}	Уг,^{0}	Т-чистка, 500^{0}С					Круги				П,^{0}
		ПД		n	Dec,^{0}	Inc,^{0}	K	α95,^{0}	n	Dec,^{0}	Inc,^{0}	α95,^{0}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
ББ	O_3	325-20	25-75	17	171	-6	4	17	-	-	-	-	-
					180	17	-	-	23	190	20	10	10.3
БД1-14	O_3	280	90	15	155	44	2	25	-	-	-	-	-
					240	25	-	-	9	210	24	19	12.6
БД 15-18 БГ	O_3	340	40	12	46	47	1.5	43	-	-	-	-	-
					20	25	-	-	12	185	13	9	6.6
ДБ	O_2	210-30	30-80	9	162	-5	2	25	-	-	-	-	-
					139	-25	-	-	7	273	18	11	9.2
БА	O_2	164-232	20-80	9	313	78	2	26	-	-	-	-	-
					205	79	-	-	9	162	33	11	18

Примечание. ББ – базальты кузекской свиты; БД – долериты дайково-силлового комплекса; БГ – габбро: ДБ – диабазы серпентинитового меланжа; БА – базальты карамурунской свиты района Тортаульской ложбины, по данным [Турманидзе и др., 1991]

Геодинамические условия образования дифференцированных high-Ti/Fe/Nb базальтов гор Тектурмас является одной из основных проблем в истории геологического развития Жонгаро-Балхашской складчатой системы.

А.С Якубчук [Якубчук, 1991], анализируя спайдерграммы базальтов карамурунской свиты, используя при этом данные полуколичественного спектрального анализа, сделал вывод, что они наиболее близки вулканитам энсиалического окраинного бассейна Южных Шетландских островов, ссылаясь при этом на спайдерграммы третичных базальтов приведенных в работе [Сондерс и Тарни, 1987].

Прежде следует отметить, что в геологическом строении Южных Шетландских островов ведущее место занимают известково-щелочные интрузивные породы, пирокласты кислого состава и субаэральные лавы, дифференцированные от базальтов до риолитов [Hamer, 1983]. Базальты, как правило, занимают незначительный объем в составе этих серий и представлены low-Fe примитивными базальтами, явно обогащенными элементами группы железа, в которых содержание Nb не превышает 3 г/т.

Дифференцированные базальты карамурунской толщи района Тортаульской ложбины напротив обогащены Nb (35-42 г/т), концентрации Ba (460 г/т), Rb (28 г/т) в них на порядок выше, а Cr (10 г/т), Ni (50 г/т) значимо меньше, чем в третичных базальтах Южных Шетландских островов.

Высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ дарривилских базальтов карамурунской толщи, как правило, связывают с контаминацией исходной магмы веществом континентальной коры. Однако отсутствие их парагенезиса с субаэральными лавами, дифференцированными от базальтов до риолит-дацитов известково-щелочной серии, столь характерных для сиалических бассейнов [Сондерс, Тарни, 1987], дает основание предполагать, что высокая доля сиалического компонента базальтов указывает на значительный объем отслоившейся нижней части мантии континентальной литосферы, вовлеченной в конвективный поток [McKenzie & O`Nion, 1983]. Предполагается, что такие отслоения могут происходить в результате воздействия флюидов, отделяющихся от пододвигаемой океанической плиты в зону субдукции [Tatsumoto et al., 1992]. Этому не противоречат низкие концентрации Cr, Ni, Co, V, Mg, а также высокие содержания Ba, Pb, Zr базальтов карамурунской толщи.

Отсутствие в составе серпентинитового меланжа Тортаульской ложбины диабазов комагматичных базальтам карамурунской толщи, как и их палеоширота образования, свидетельствуют о том, что последние были сорваны с материнского ложа и тектонически совмещены с меланжированными породами габбро-перидотитового комплекса преддуговых бассейнов. Это исключает возможность объединения этих пород в единый офиолитовый комплекс.

Присутствие в разрезе тектурмасских яшм вишневых кремнистых туффитов, пеплистых яшм, не смотря на отсутствие прямых соотношений последних с базальтами карамурунской толщи, может свидетельствовать о принадлежности их одному палеобассейну. По-видимому, еще предстоит выработать критерии, которые помогут нам распознавать силициты из различных палеогеографических обстановок, совмещенные в один пакет покровов.

Учитывая некоторое петрохимическое родство между диабазами серпентинитового меланжа и базальтами дуанакорасыской толщи, можно предположить, что только эти комплексы Тектурмасской аккреционной призмы могут быть объединены в единый офиолитовый комплекс.

Н.А. Герасимова [Герасимова и др., 1992], ссылаясь на изменчивость строения, состава матрикса и аллохтонного материала сарытауской олистостромы, предлагает выделять в ее составе проксимальные (Тектурмасская подзона) и дистальные (Сарытауская подзона) фации, что характерно для турбидитовых толщ

подножия островных дуг и континентальных склонов. По-видимому, дистальные фации турбидитов гор Зангар, Иманак и северных склонов гор Сарытау отвечают таковым, тогда как собственно для Тектурмасской подзоны наиболее характерны олистостромы, связанные с тектоническими перемещениями в зонах поглощения тектонических плит, формирующих систему аккреционных призм.

Прежде чем вдаваться в петрологические тонкости пород, объединяемых в базарбайский комплекс, обратимся к палеомагнитным данным, характеризующим отдельные его составляющие (табл. 1).

Палеоширoты базальтов кузекской свиты и габброидов базарбайского массива различаются всего на 4^0 при близком их склонении, тогда как породы дайково-силлового комплекса повернуты относительно габбро и базальтов на 20^0 по часовой стрелке при палеошироте на 6^0 больше чем палеоширота габбро.

Отсутствие прямых петрогеохимических связей между базальтами кузекской свиты, аналогичных составу вулканитов активных континентальных окраин, породами дайково-силлового и габбро-плагиогранитного комплексов, также ставят вопрос правомерности объединения этих пород в единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Особого внимания заслуживает краткое обсуждение тектонического положения серпентинитового меланжа в структуре Тектурмасской аккреционной призмы. Естественно, в конце 80-х и начале 90-х гг. прошлого столетия, в период геосинклинальной доктрины в геологи Казахстана, большинство исследователей, обращающихся к этой проблеме, основываясь на магнитных и гравиметрических данных [Геология.., 1967; Суворов, 1973], рассматривали структуру гор Тектурмас как глубинный разлом, где массивы габбро-перидотитов [Михайлов и Москалева, 1972] или серпентинитового меланжа [Якубчук, 1991] своими корнями достигали границы Мохо. Также предполагалось, что под горами Тектурмас и смежными с ними структурами отсутствует гранитно-метаморфический слой, что в целом обосновывало существование в пределах покровно-складчатых структур мантийных диапиров, поставляющих габбро-перидотитовые массы на дневную поверхность. Следует помнить и примеры расчетов залегания подошвы ультрамафитов и базальтов района урочища Пожарище на глубине не более 4.5 км [Геология…, 1967]. Вероятнее всего эта мощность на порядок завышена, поскольку в расчетах, как правило, принималось, что с глубиной увеличивается плотность перидотитов.

По-видимому, современное решение этой проблемы лежит в плоскости понимания аллохтонной природы пород офиолитовой триады на флангах Тектурмасской аккреционной призмы, которую еще раньше распознала М.З. Новикова [Новикова и др., 1992]. Очевидно, что и террейны разноформационных офиолитов Тектурмасской аккреционной призмы слагают бескорневые тела, запечатанные сарытауской олистостромой, образование которой обусловлено схождением двух тектонических плит в зоне субдукции.

ГЛАВА 10
АГАДЫРСКАЯ СИСТЕМА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

Кремнисто-вулканогенные отложения в районе ст. Агадырь впервые были выделены Н.А. Штрейсом и С.Е. Колотухиной (1948г.) под названием кызылтауская свита ордовика (нижний силур в прежнем понимании).

Окружающие их терригенные породы относились, по представлениям того времени, к верхнему силуру или готландию, при этом отмечалась исключительная сложность их строения.

Позже, в 60-70-х годах, у геологов, проводивших в этом районе геологическую съемку (Н.А. Пупышев, Ю.П. Ненашев, В.Д. Вознесенский, Т.И. Гурина и др.) сложилось представление о моноклинальном залегании кремнисто-базальтовых и терригенных отложений, в составе которых выделялись два уровня их формирования – нижний, акдомалакский и верхний – талдыэспинский комплексы [Пупышев, 1974].

Находки конодонтов раннего-позднего ордовика в кремнистых породах рассматриваемых толщ, сделанные в 1984г. И.Ф. Никитиным, Д.Т. Цаем и А. М. Жилкайдаровым [Никитин и др., 1999] дали повод пересмотреть возраст этих отложений и установить весьма сложный покровно-складчатый характер строения Агадырского района.

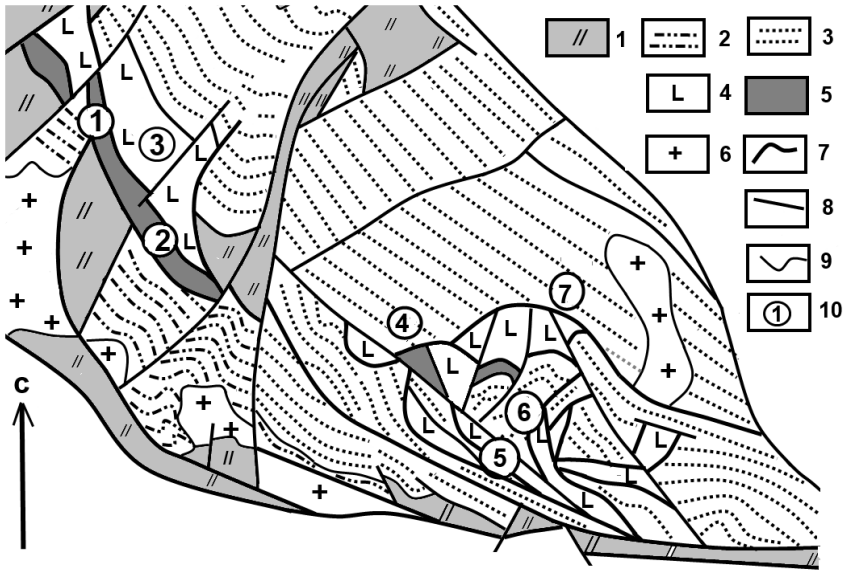

Рис. 10.1. *Геодинамическая схема района гор Ткенекты и Ушкызыл (по: [Антонюк и др., 1995]с изменениями и дополнениями автора)*

1 – нерасчлененные рифтогенные комплексы Успенского внутриконтинентального рифта; 2 – туфогенно-терригенные отложения; 3 – флишоидно-олистостромовые отложения; 4 – базальты талдыэспинской свиты; 5 – акдомалакский меланж; 6 – каменноугольные гранитоиды; 7 – надвиги и тектонические покровы; 8 – разломы; 9 – геологические границы; 10 – географические пункты: 1 – горы Акдомалак, 2 – урочище Керей, 3 – горы Ушкызыл, 4 – Киикбай, 5 – Костанкол, 6 – Орталык, 7 – Керегетас

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Кремнисто-базальтовые комплексы, обнажающиеся в районе ст. Агадырь, слагают систему тектонических покровов (рис. 10.1), надвинутую на флишоидные разрезы Шетской зоны [Юрина и др., 1989; Тевелев, 2003]. В настоящее время наиболее обоснованным считается выделение в этом районе акдомалакской и талдыэспинской свит, которые, как правило, отделены друг от друга тектоническими нарушениями [Никитин и др., 1999; Никитин, 2002].

Акдомалакский вулканогенно-осадочный меланж обнажается в узкой зоне, простирающейся от гор Акдомалак до урочища Керей, и фрагментарно его выходы известны в горах Киикбай [Антонюк и др., 1995], где все породы интенсивно дислоцированы, метаморфизованы и вместе с габброидами, а также силурийскими песчаниками и известняками, слагают олистолиты и олистоплаки прослоенные серпентинитовым меланжем. Кремнисто-базальтовая часть меланжа состоит из пестроокрашенных полупрозрачных кварцитов, слабополосчатых кремней и грязно-зеленых афировых базальтов, спилитов и туфов. В кварцитах обнаружены флоские конодонты: *Periodon flabellum* (Lindstrom), *Paracordylodus cf. gracilis* (Lindstrom), *Paroistodus parallelus* (Pander), *Accantiodus accantus* Lindstrom s.f., Colocerodon sp. s.f., Ozarkodina sp. s.f. [Никитин и др., 1999].

Талдыэспинская свита в горах Ушкызыл северо-западнее ст. Агадырь и юго-восточнее в горах Киикбай, Костанкол, Орталык и Керегетас образует тектонические покровы. Базальты юго-восточнее ст. Агадырь повсеместно надвинуты на флишоидные отложения силура и только в окрестности гор Киикбай тектонически контактируют с акдомалакским меланжем. Преобладают грязно-зеленые афировые массивные и пиллоу-базальты, реже встречаются вариолиты и миндалекаменные базальты, прослоенные сургучно-красными, вишневыми тонкослоистыми, железистыми яшмами и карбонатным материалом. Наиболее мощные пласты яшм приурочены к верхам толщи, где они сменяются вышележащими силурийскими песчаниками. Мощность базальтоидов талдыэспинской свиты не превышает 300 м. Яшмы охарактеризованы конодонтами - *Protopanderodus* cf. *insculptus* (Branson & Mehl), *Icrodella superba* (Rhodes), *Panderodus similis* (Rhodes), *Skandodus dilkumaensis* Mosk., *Rhynchognatus tipica* Ethington, *Hamarodus europaeus* (Serpagli). В самых верхах толщи, в пластах грязно-зеленых алевролитов, среди базальтов встречаются среднелландоверийские граптолиты [Никитин, 2002]. По базальтам получены палеомагнитные определения (табл. 1).

Южнее могилы Ткенекты и в западной части гряды Киикбай опрокинутый разрез туфогенно-осадочные пород позднего ордовика и раннего силура, по-видимому, прорван более молодыми дайками долеритов [Тевелев и др., 2003].

Таблица 1. Палеомагнитные направления пород Агадырского паравтохтона (47.0^0с.ш., 76.0^0в.д.)

Объект	Воз.	Аз,^{0}	Уг,^{0}	Т-чистка, 500^{0}С					Круги				П,^{0}
		ПД		n	Dec,^{0}	Inc,^{0}	K	α95,^{0}	n	Dec,^{0}	Inc,^{0}	α95,^{0}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
АУ	O_3-S_1	20-41	95	18	200	--8	3	22	-	-	-	-	-
					202	11	6	17	16	210	35	16	18
АТ	O_3-S_1	130-308	89-150	38	357	7	7	9	-	-	-	-	-
					260	-64	2	23	19	206	35	9	19

Примечание. АУ – базальты талдыэспинской свиты района гор Ушкызыл; АТ – базальты талдыэспинской свиты района гор Киикбай (район могилы Ткенекты), по данным [Турманидзе и др., 1991].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

М.З. Новикова [Тевелев и др., 2003] в составе талдыэспинской свиты выделяет несколько разновидностей базальтоидов.

Спилиты сложены темно-бурым вулканическим стеклом, в которое погружены мелкие лейсты альбита, часто образующие сноповидные и метельчатые сростки. Редкие, мелкие вкрапленники, среди которых по форме опознаются оливин и плагиоклаз, полностью замещены хлоритом и кварцем. Породы часто карбонатизированы.

Вариолиты, как и спилиты, сложены темно-бурым вулканическим стеклом с радиально-лучистыми сростками тонких лейст альбита, вдоль которых наблюдаются цепочки мелких зерен сфена. Межвариолитовая масса имеет спилитовую или спутанно-волокнистую структуру. Редкие, мелкие зерна оливина нацело замещены серпентином и хлоритом. Вариолиты содержат многочисленные скелетные кристаллы ильменита. Миндалины вариолитов выполнены кальцитом, иногда с каймой гематита или кварца с альбитом.

Миндалекаменные афировые базальты обычно имеют интерсертальную и спилитовую структуры, как правило, миндалины выполнены хлоритом и кальцитом.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Петрогеохимическое опробование базальтов талдыэспинской свиты было выполнено автором в период проведения палеомагнитных исследований в рамках проекта «Геодинамическая карта Центрального Казахстана» [Антонюк и др., 1995]. Результаты опробования сведены в таблицу 10.1.

Высокожелезистые базальты талдыэспинской свиты подразделены на high-K (K_2O>1.55 мас. %) и low-K (K_2O<0.50 мас. %).

Первая группа пород отвечает high-Al (Al_2O_3: 17.90 – 18.56 мас.%) нефелин-оливин-нормативным дифференцированным базальтам и оливин-нормативным трахибазальтам крайне обогащенных Rb (до 54 г/т).

Вторая группа пород отвечает примитивным (MgO <5.97 мас.%) оливин-нормативным толеитовым базальтам (рис. 10.2) с умеренными концентрациями глинозема (Al_2O_3: 14.32-15.30 мас. %), в которых содержание Nb не превышает 7.8 г/т. По содержанию фосфора выделяется группа low-P (P_2O_5<0.1 мас.%) нефелин-оливин-нормативных базальтов с крайне низкими концентрациями Y (10-13 г/т).

Все базальты независимо от степени их дифференциации обогащены Cr (145-330 г/т), но устойчиво обеднены Ni (52-74 г/т), что не характерно для базальтов срединно-океанических хребтов [Сондерс и Тарни, 1987].

Континентальная их составляющая хорошо проявлена на диаграмме MgO-Al_2O_3-$FeO_{общ}$ [Pearce et al., 1977].

Величины отношений Zr/Nb>9.2, Rb/Nb=5.4-10, Ba/Nb >40 (величина бария заимствована из работы И.В. Глухана [Глухан, 1983]) для high-Al базальтов вполне соответствуют породам континентальной коры по [Rollinson, 1993].

На бинарных диаграммах отношений Y/Zr, Nb/Y, Nb/Zr [Bradshaw, 2003] они тяготеют к тренду базальтов активных континентальных окраин (рис.10.3), островодужная их природа (рис. 10.2) отражена и на диаграмме Zr-Sr/2-TiO_2 [Pearce & Cann, 1973]

Спайдерграммы, составленные для базальтов талдыэспинской свиты (рис. 10.4), явно отражают воздействие субдукционной компоненты, т.е. имеют черты геохимического состава базальтов островных дуг. Наиболее выразительной их особенностью является обогащение Sr, Pb, K, U, Th, Ba и Rb, концентраций которых высоки во флюидах, поступающих из смежной зоны субдукции, и отсутствие повышенных концентраций Nb, P, Zr, Y, Ti, которые, по-видимому, отражают состав мантийного вещества до начала субдукции.

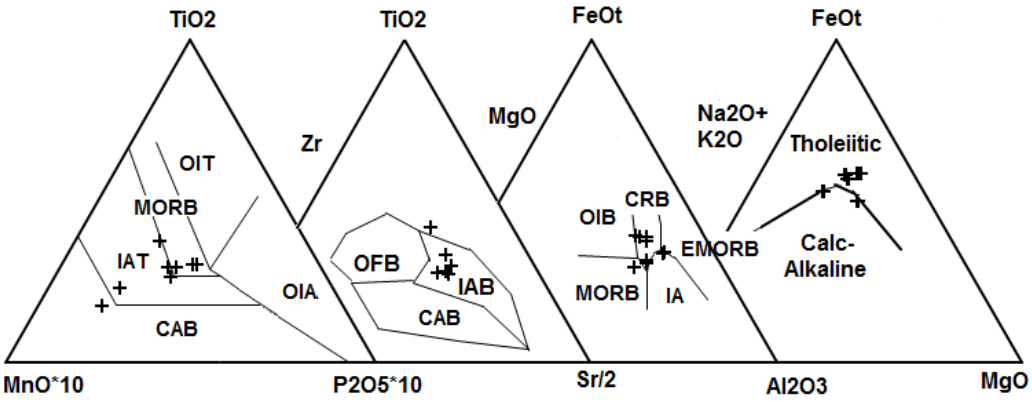

Рис. 10.2. *Бинарные диаграммы 10*MnO -10*P_2O_5-TiO_2 [Mullen, 1983], Zr-Sr/2-TiO_2 [Pearce & Cann, 1973], MgO-Al_2O_3-$FeO_{общ}$ [Pearce et al., 1977], Na_2O+K_2O-$FeO_{общ}$-MgO [Irvine & Baragar, 1971] для базальтов талдыэспинской свиты*

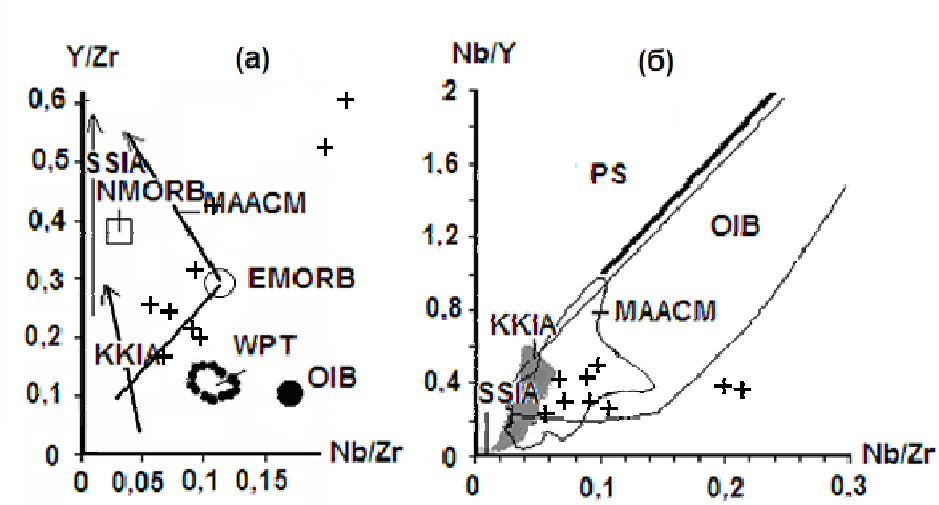

Рис. 10.3. *Диаграммы отношений (а) Y/Zr-Nb/Zr и (б) Nb/Y-Nb/Zr [Bradshaw, 2003] для базальтов талдыэспинской свиты*

SSIA–Южной Сандвичевой симатической островной дуги (по: [Pearce et al., 1995]); KKIA–Курило-Камчатской сиалической островной дуги и WPT–базальты внутриплитного типа Курило-Камчатской сиалической островной дуги (по: [Churikova et al., 2001]); MAACM–вулканиты Центральноамериканской активной континентальной окраины (по: [Abratis, 1989]); OIB–базальты океанических островов; NMORB–нормальные базальты

Умеренные, умеренно высокие концентрации элементов группы железа (Co, Ni, Cr) и магния указывают на значительное обеднение субдукционной компоненты галогенами.

Не исключено, что избирательное обогащение Rb, K может быть обусловлено вторичными процессами. Учитывая это, была построена бинарная диаграмма отношений Ba/Zr-Nb/Zr (рис.10.5), на которой средние составы базальтов тал-

дыэспинской свиты, за исключением low-P базальтов (образец 3), располагаются также в поле островодужных комплексов.

В геодинамическом плане high-Fe базальты талдыэспинской свиты отражают рифтогенный вулканизм заключительной стадии раскрытия Жаман-Сарысуйского энсиалического окраинного бассейна, по-видимому, деление структур окраинного бассейна, разделенного Успенским внутриконтинентальным рифтом, на Сарысуйский и Жаман-Сарысуйский чрезмерно дробное.

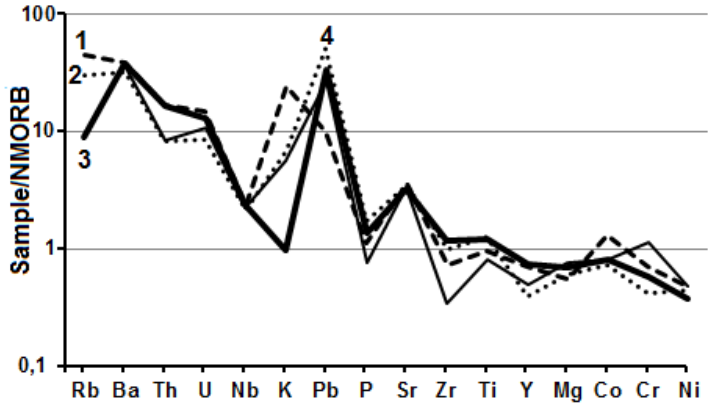

Рис. 10.4*. Распределение элементов-примесей в вулканитах талдыэспинской свиты, нормированных к NMORB (по: [Sun & McDonough, 1989])*

1 – high-Al базальты; 2 – диабазы; 3 – low-P базальты; 4 – толеитовые базальты

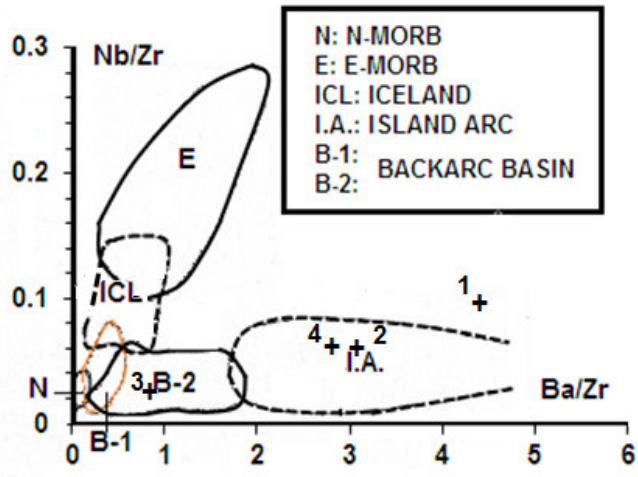

Рис. 10.5*. Бинарная диаграмма Ba/Zr-Nb/Zr [Ishizuka et al., 1990]*
Условные обозначения см. на рис. 10.4

Отсутствие петрогеохимических данных по базальтам и габброидам акдомалакского меланжа не позволяет нам представить полную картину развития окраинного бассейна на период начала раннего палеозоя.

Сопоставление базальтов талдыэспинской свиты с базальтами уртынжаль-

ской серии Тортаульской ложбины Тектурмасского района [Объяснительная..., 1981; Никитин и др., 1999] на фоне их петрогеохимических отличий выглядит не вполне обоснованно. Также следует отметить, что тектонические покровы талдыэспинской свиты при палеошироте (табл. 1), аналогичной базальтам Тортаульской ложбины, повернуты на 50 градусов по часовой стрелке относительно последних.

Приложение.

Таблица. 10.1. Состав базальтов талдыэспинской свиты района гор Ушкызыл

SiO_2	46.80	46.60	46.83	46.80	47.00	45.30	49.20	46.20	48.80
TiO_2	1.60	1.58	1.48	1.14	1.04	1.16	1.24	1.62	1.62
Al_2O_3	15.00	14.70	14.32	15.50	16.60	18.50	17.90	15.30	14.80
Fe_2O_3	9.85	8.61	8.66	3.65	6.04	9.32	9.68	10.66	5.26
FeO	3.20	5.22	5.35	6.35	4.74	3.32	2.77	3.37	4.63
MnO	0.18	0.21	0.21	0.21	0.26	0.44	0.20	0.18	0.17
MgO	5.39	5.97	6.29	7.75	6.63	4.79	4.49	5.28	5.88
CaO	8.75	8.75	8.54	6.97	10.58	8.54	5.10	8.18	10.00
Na_2O	3.50	3.16	3.16	3.94	3.26	2.77	3.82	3.64	3.50
K_2O	0.40	0.10	0.05	0.40	0.40	1.55	2.05	0.50	0.15
P_2O_5	0.19	0.17	0.15	0.09	0.09	0.12	0.15	0.20	0.10
n.n.n.	3.90	4.30	4.48	5.59	2.66	3.49	2.99	3.50	4.26
Rb	5	5	5	5	5	29	54	17	5
Y	18	20	22	15	13	18	21	12	10
Zr	86	84	88	25	25	58	50	74	51
Nb	7.8	6	5	5.4	5	5.4	5.4	5	5
Cr	160	170	170	210	330	240	230	120	145
Ni	66	52	52	54	66	58	70	62	74
Sr	340	320	290	97	300	210	200	315	170
Q	-	14.86		-	-	-	-	-	-
Pl	64.08	37.47	62.05	67.68	61.32	62.28	64.48	64.81	63.53
Ort	2.99	0.87	0.35	2.94	2.90	11.15	14.42	3.69	1.10
Neph	-	-	-	0.07	2.55	1.91	-	0.27	-
Cor	-	8,67	-	-	-	-	0.37	-	-
Di	14.31	-	13.24	8.25	17.1	6.24	-	12.08	19.17
Hyp	2.96	33.85	11.50	-	-	-	5.18	-	7.6
Ol	11.96	-	9.25	18.41	13.62	15.52	12.59	15.31	5.37
Il	2.05	2.32	1.92	1.45	1.29	1.45	1.51	2.07	2.04
Mag	1,20	1.48	1.32	0.96	0.98	1.13	1.08	1.29	0.92
Ap	0.44	0.46	0.35	0.21	0.19	0.28	0.34	0.46	0.24
Zir	0.01	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01
Chr	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02
Mg#	44.3	45.1	46.0	58.9	53.8	42.2	41.1	42.1	52.8
D.I.	67.1	53.2	62,4	70.7	66.8	75.3	78.9	68.8	64.6
E.L.T	1218	1135	1220	1203	1235	1257	1189	1231	1184

ГЛАВА 11
СЕВЕРНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ
ИТМУРУНДЫ-ТЮЛЬКУЛАМСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

Яшмово-базальтовые толщи, сопоставляемые с породами офиолитовой ассоциации [Антонюк, 1974], широко распространены в центральной части Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы, где они традиционно подразделяются на три свиты: итмурундинскую, кызыкскую и тюретайскую [Антонюк, 1974; Объяснительная…, 1981; Новикова и др., 1983; Никитин И. Ф., 2002].

Итмурундинская и кызыкская свиты сопоставляются с разрезами второго и первого слоев современных океанов соответственно [Антонюк, 1974; Антонюк и др., 2009]. Однако щелочной и известково-щелочной составы вулканитов итмурундинской свиты не исключают их образование как в пределах внутренних морей [Ермолов и др., 2011], так и в составе подводных хребтов активных континентальных окраин кордильерского типа [Степанец и др., 2012].

В этой связи автор предлагает более подробно обсудить петрогеохимическую специализацию вулканитов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы Жонгаро-Балхашской покровно-складчатой области (рис. 11.1). В основу анализа положены петрогеохимические данные, полученные ранее по проекту 2 «Офиолиты» [Ермолов и др., 1990]. Петрогенные компоненты выполнены в Центрально-геохимической лаборатории ПГО «Центказгеология», а элементы-примеси в лаборатории ОМП-7 ИМГРЭ.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ВУЛКАНИТОВ

Итмурунды-Тюлькуламская аккреционная призма вскрывается на северном берегу озера Балхаш (рис. 11.1). Полимиктовый серпентинитовый меланж в пределах Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы сложен интенсивно рассланцованными дунит-гарцбургитовыми серпентинитами, в которые закатаны блоки и глыбы первично-расслоенных лерцолитов, пироксенитов, жадеитов, габбро, габбро-амфиболитов, базальтов, альбититов, плагиосиенитов, плагиогранитов, амфиболитов, актинолито-кварцевых кристаллосланцев, реже глаукофановых сланцев, апоэклогитовых гранатовых амфиболитов [Антонюк, 1974; Авдеев, 1986]. В составе серпентинитового меланжа северней горы Итмурунды (рис. 11.1(1)) присутствуют метаморфические породы высоких давлений с возрастным интервалом от 458 до 468 млн. лет [Ермолов, 2008].

Наиболее представительный разрез мафит-ультрамафитов обнажается в 9 км юго-восточнее горы Итмурунды [Геология СССР…, 1972б] в окрестностях родника Архарсу (рис. 11.1(2)), где серпентинизированные дуниты и гарцбургиты сменяются расслоенными дунитами, верлитами, пироксенитами и габбро. Среди последних наблюдаются ксенолиты пород расслоенных ультрамафитов, вероятно, с расслоенным комплексом связаны также жильные тела трондъемитов и плагиогранитов. В пределах верхней части разреза массива были выполнены палеомагнитные исследования [Куренков и др., 2002].

На серпентинитовом меланже с размывом залегает верхнеордовикская грубообломочная олистострома, наполненная офиолитовой кластикой [Ермолов и др., 1990], ее возрастным аналогом являются низы разреза жаманшурукской свиты, состоящей преимущественно из грубообломочных терригенных осадков, известняков, кремнистых и кремнеобломочных пород, а в верхах жаманшурукской свиты обнажаются риодациты, андезиты, базальты, реже адакиты. Отдельные горизонты в составе свиты имеют все

признаки хаотического строения [Никитин, 2002].

На олистострому тектонически налегает итмурундинский кремнисто-вулканогенный меланж субщелочных вулканитов с примесью щелочных базальтов [Ермолов и др., 1990], в который закатаны будины яшм, диабазов, реже сферолитовых трахиандезитов, трахитов, щелочных риолитов, плагиогранитов. Будины яшм содержат конодонты *Periodon cf. aculeatus* Hadding [Ермолов и др., 1990], вероятно, дарривилского яруса среднего ордовика. С пиллоу-базальтами пространственно ассоциирует толща голубых кремнистых алевролитов, прослоенных сине-зелеными и красными туффитами.

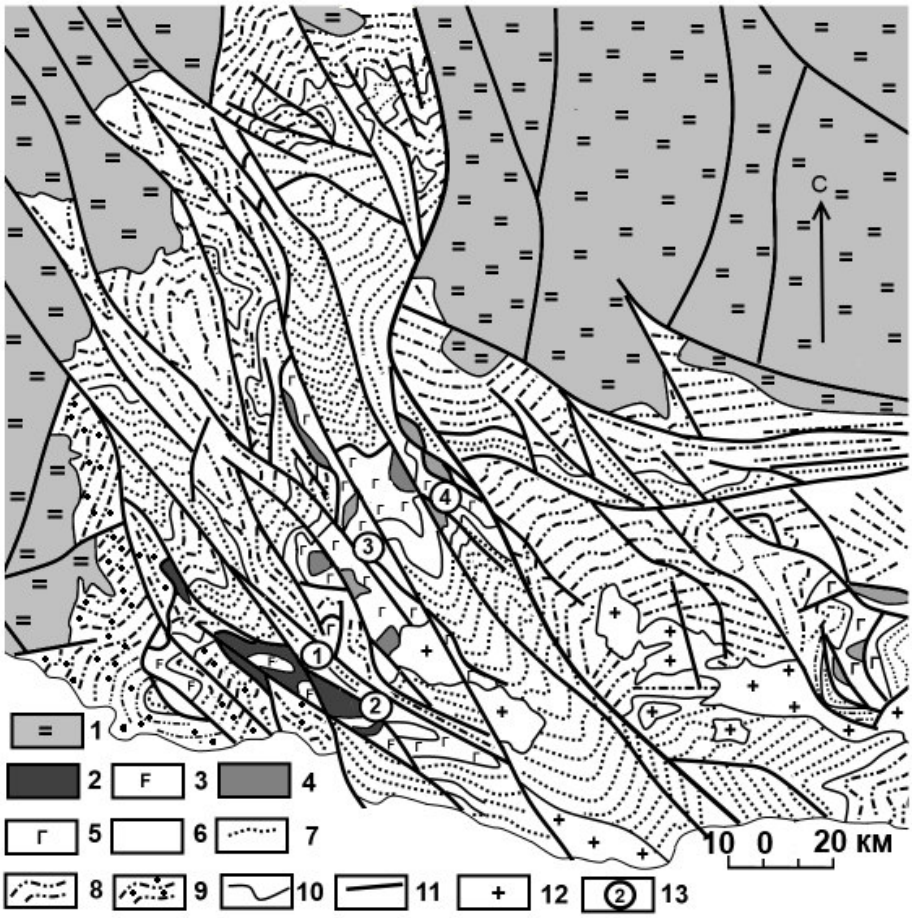

Рис. 11.1. *Геодинамическая схема Северного Прибалхашья (по: [Антонюк и др., 1995] с упрощениями и изменениями автора)*

1 – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс (C_1-P_2); 2-3 – Итмурунды-Тюлькуламская аккреционная призма (O_3-D_3): 2 – полимиктовый серпентинитовый меланж, 3 – итмурундинский кремнисто-вулканогенный меланж (O_2), 4-9 – комплексы окраинного бассейна (O_3-C_1): 4-5 – тюретайской комплекс: 4 – диабазы, габбро-диабазы, габбро, перидотиты, 5 – базальты тюретайской свиты (O_3); 6 – кызыкские яшмы (O_3); 7 – флишево-олистостромовые отложения (S); 8 – вулканогенно-терригенная моласса (D_1-C_1); 9 –олистострома (D_3-S_1); 10 – геологические границы; 11 – разломы; 12– гранитоиды; 13 – географические пункты: 1 – горы Итмурунды и Каражал, 2 – родник Архарсу, 3 – горы Торетай, 4 – горы Обалы

Структурно выше обнажается «глубоководная» олистострома нижнего силура, не содержащая продуктов перемыва серпентинитов, наполненная только кызыкскими яшмами и базальтами.

В северном крыле Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы итмурундинский кремнисто-вулканогенный меланж несогласно перекрыт жаманшурукской свитой [Никитин, 2002].

Базальты Каражалского террейна, что обнажаются на южном склоне гряды Каражал, прослоены серо-зелеными силицитами, содержащими конодонты нижней части сандбского яруса позднего ордовика: *Periodon sp., Pygodus cf. anserinus* Lamont & Lindström, имеют четкие магматические контакты с силицитами, в отличие от базальтов итмурундинского кремнисто-вулканогенного меланжа.

Яшмы, вскрывающиеся в основании гривы Каражал, охарактеризованы, повидимому, конодонтами низов сандбского яруса: *Periodon aculeatus Hadding, Pygodus* cf. *serra* (Hadding), *Pygodus* cf. *anserinus* Lamont & Lindström. На вершине гривы Каражал в полупрозрачных розовых силицитах встречаются конодонты *Paroistodus proteus* Lindstrom [Ермолов и др., 1990], вероятно, пограничные слои тремадокского и флоского ярусов раннего ордовика.

Сложная система тектонических покровов перекрыта фаменской неоавтохтонной олистостромой [Stepanets, 1993], которая еще ранее была описана П.В. Ермоловым [Ермолов и др., 1990] как фаменский базальный горизонт, в составе которого доминируют конгломераты, наполненные хорошо окатанной галькой яшм, а также веретенообразные блоки яшм. Фаменский возраст этих отложений задокументирован фауной и флорой. Олистостром постепенно сменяется гравелитами и зеленовато-серыми песчаниками и алевропесчаниками с прослоями аналогичных пород лилового цвета.

Выше несогласно залегает раннекаменноугольная толща сероцветных и пестроцветных полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов, углистых алевролитов с полимиктовыми песчаниками. Базальный горизонт, в отличие от фаменской олистостромы, состоит из валунов и гальки базальтов, гранитоидов и яшм. Известны также олистоплаки базальтов и полосчатых яшм, описанные П.В. Ермоловым [Ермолов и др., 1990] как гребневые выступы аллохтона.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Ультрабазиты в своем большинстве полностью серпентинизированы. Преобладают петельчатые хризотил-лизардитовые гарцбургитовые серпентиниты, в которых отмечаются реликты оливина и ортопироксена. При полной серпентинизации ультрамафитов образуются лизардитовые, антигоритовые и антофиллит-антигоритовые серпентиниты. Эпизодически встречаются дунитовые серпентиниты. В состав расслоенного ультрамафитового комплекса входят верлиты и лерцолиты. Жильные пироксениты встречаются только в гарцбургитовых серпентинитах. Особую группу пород представляют апоэклогитовые гранатовые амфиболиты и глаукофановые сланцы. В гранатовых амфиболитах диагностируются омфацит, гранат и рутил. Глаукофановые сланцы представляют собой метаморфизованные в фации C_1 базальтоидов [Ермолов и др., 1990].

В составе итмурундинского меланжа базальтоиды кислого состава (свыше 46 % SiO_2) составляют около 70%, остальное приходится на долю силицитов (25 %), трахиандезитов, трахитов, щелочных риолитов и плагиогранитов (5 %).

Вулканиты основного состава в большинстве своем относятся к подушечным разновидностям. Среди пиллоу-лавы выделяются плагиобазальты (до 80 % микролитов плагиоклаза в стекле, 453-2, 3), андезибазальты, базальты (453-1, 1а, 453-4, 453-4б, 453-5) и щелочные базальты (460-3). Вкрапленники представлены кислым плагиоклазом и редко диопсидом и алюмодиопсидом. В протолочках вул-

канитов систематически встречаются крупные выделения «оплавленного» рутила, оливина, клинопироксена.

Базальты района горы Каражал из разреза «глубоководной» олистостромы также сложены подушечными разновидностями. Они отличаются от вулканитов главного поля распространения итмурундинского меланжа обилием стекловатых разностей, имеющих магматические контакты с силицитами. По составу выделяются две разновидности: олигофировые и афировые базальты [Ермолов и др., 1990].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Итмурунды-Тюлькуламской полимиктовый серпентинитовый меланж.

Состав динамометаморфизованных перидотитов серпентинитового меланжа изменяется в довольно узких пределах, что в целом характерно для дунитов и гарцбургитов офиолитовых комплексов [Колман, 1979]. Преобладают гарцбургиты с довольно низким колебанием Al_2O_3 (1.25 до 1.95 мас.%), тогда как в дунитах Al_2O_3 значительно меньше и не превышает 1.20 мас. %. Все серпентиниты характеризуются крайне низкими концентрациями P_2O_5 (0.01-0.02 мас.%), а уровень концентрации CaO не превышает 0.80 мас. %. Отношение MgO/(MgO+FeO) вычислено с переводом Fe_2O_3 в FeO. Средняя величина этого отношения в серпентинитах составляет 0.85-0.86. В низкоглиноземистых дунитовых серпентинитах это отношение не превышает 0.86.

Лерцолиты более магнезиальны по отношению к верлитам, содержание Al_2O_3 =2.80 мас. % при MgO/(MgO+FeO)=0.76.

По характеру накопления Al_2O_3 и CaO (рис. 11.2) дунитовые серпентиниты тяготеют к полю преддуговых гарцбургитов, а фигуративные точки гарцбургитовых серпентинитов выходят за пределы этого поля.

П.В. Ермолов [Ермолов, 1990], детально изучавший включения жадеитов Итмурунды-Тюлькуламского серпентинитового меланжа, отмечает, что ассоциирующие с ними хромиты содержат от 46.48 % до 48.25 % Cr_2O_3 и от 44.87 % до 42.07 % FeO. Столь крайне высокие содержания железа характерны как для хромитов перидотитов преддуговых офиолитов [Stern, 2004], так и для платиноносных габбро-клинопироксенит-дунитовых комплексов Урала [Ультраосновные породы…, 1988].

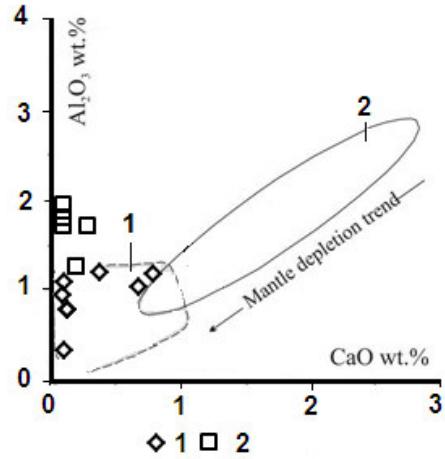

Рис.11.2. *Диаграмма Al_2O_3-CaO для пород серпентинитового меланжа Итмурунды-Тюлькуламская аккреционная призма*

Поля: 1 – преддуговые гарцбургиты, 2 – абиссальные перидотиты (по: [Ishii et al. 1992]).

1 – дунитовые серпентиниты; 2 – гарцбургитовые серпентиниты.

Будины габбро-диабазов и габброидов серпентинитового меланжа различаются по содержанию основных петрогенных окислов (приложение табл. 11.1). По содержанию титана они отвечают med-Ti (<1.06 мас.%) и low-Ti (>0.16 мас.%) породам.

Low-Ti габбро-диабазы недонасыщены SiO_2 (45.3-49.9 мас. %), обогащены MgO (5.96-6.73 мас. %), крайне обеднены $FeO_{общ}$ при преобладании FeO (<5.39 мас. %) над Fe_2O_3 (< 2.57 мас. %) и P_2O_5 (0.02-0.05 мас. %). На диаграмме Е.Д. Муллена

(рис. 11.3) они тяготеют к полю бонинитов, а на диаграмме MgO-Al_2O_3-$FeO_{общ}$ [Pearce et al., 1977] располагаются в области океанических базальтов, что характерно для толеитов раннеостроводужных комплексов. Low-Ti габбро-диабазы относятся к оливин-нормативным породам, что отличает их от кварц-нормативных бонинитов [Cameron et al., 1979].

Особую группу пород составляют высокожелезистые ($FeO_{общ}$<17.6 мас. %) и фосфористые (P_2O_5<0.10 мас.%) габброиды, которые содержат нормативные оливин и нефелин. Наблюдаются также оливинсодержащие габброиды, крайне обогащенные $FeO_{общ}$ (17.6 мас. %), для которых характерны нормативные нефелин и оливин, а также лейцит и ларнит. Такие породы чаще встречаются в составе плутонических комплексов платиноносной формации Урала [Ультраосновные породы…, 1988].

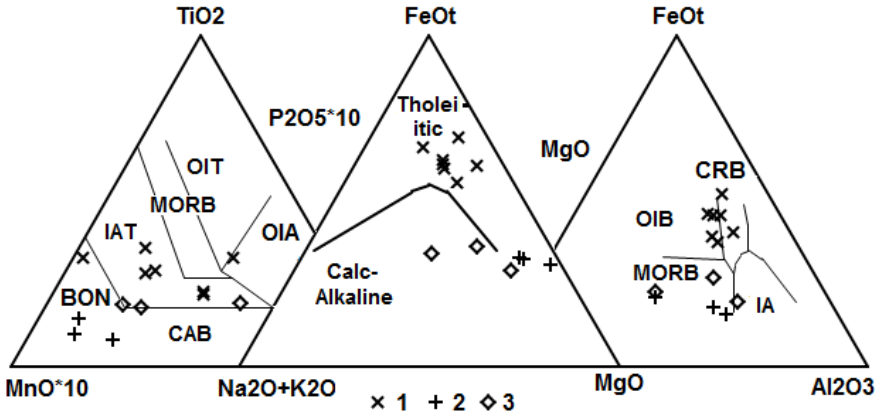

Рис. 11.3. *Бинарные диаграммы 10*MnO -10*P_2O_5-TiO_2 [Mullen, 1983], Na_2O+K_2O-$FeO_{общ}$-MgO [Irvine & Baragar, 1971], MgO-Al_2O_3-$FeO_{общ}$ [Pearce et al., 1977] для основных пород серпентинитового меланжа*

1 – титанистые габброиды и габбро-диабазы; 2 – low-Ti габбро-диабазы; 3 – диабазы, габбро-диориты

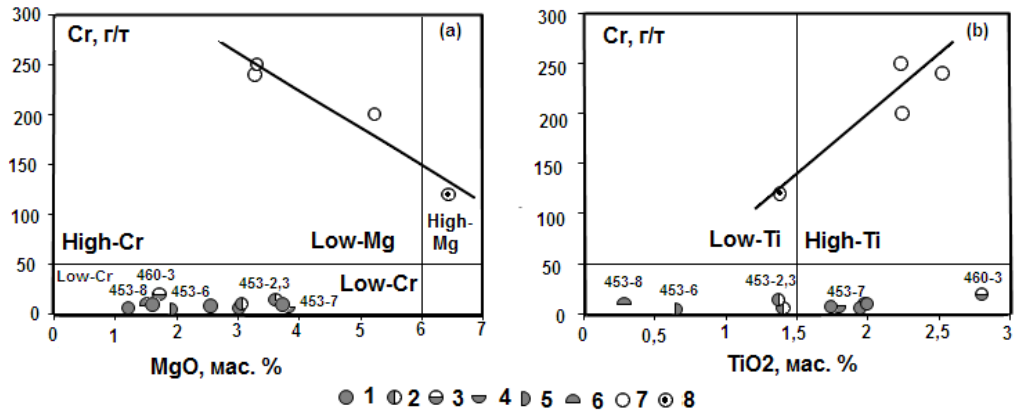

Рис. 11.4. *Вариационные диаграммы отношений Cr к MgO и TiO2 для вулканитов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы*

1-6 – вулканиты итмурундинского меланжа: 1 – базальты и андезибазальты, 2 – трахиандезиты, 3 – щелочной базальт, 4 – сферолитовый трахиандезит, 5 – трахит, 6 – риолит; 7-8 – базальты каражалского террейна: 7 – олигомиктовые базальты, 8 – афировые базальты

Вулканиты итмурундинского меланжа и каражалского террейна четко различаются по содержанию Cr и основных петрогенных окислов. Их петрогеохимические составы сведены в таблицу 11.2 (см. приложения).

На вариационных диаграммах Cr-MgO (рис. 11.4(a)) и Cr-TiO_2 (рис.11.4(b)) все разновидности основных вулканитов итмурундинского меланжа относятся к low-Mg (MgO=1.2-3.71 мас.%)/Cr (<20 г/т) дифференцированным породам, крайне обогащенных Y, Zr. По содержанию титана они подразделяются на low-Ti (TiO_2 <1.5 мас. %) и high-Ti (TiO_2<2.8 мас. %). Ассоциирующие с ними low-Ti риолиты и трахиты, как и базальты, содержат высокие концентрации P_2O_5 (0.28-0.64 мас. %).

Базальты каражалского террейна напротив обогащены Cr (>120 г/т), а по содержанию MgO подразделяются на high-Mg (MgO=6.43 мас.%) примитивные базальты и low-Mg (MgO=3.27-5.22 мас. %) дифференцированные базальты с обратно пропорциональным ростом Cr относительно MgO (рис. 11.4(a)) и прямо пропорциональным ростом Cr относительно TiO_2 (рис. 11.4(b)). Все каражалские базальты содержат меньше Y и P_2O_5, чем вулканиты итмурундинского меланжа.

По уровню содержания Na_2O все изученные вулканиты отвечают породам щелочной серии и только high-K базальт (460-3) соответствует породам субщелочной серии. Тогда как по содержанию K_2O они подразделяются на две группы: основные вулканиты итмурундинского меланжа в целом отвечают породам субщелочной серии, а остальные, включая трахиты и риолиты, соответствуют вулканитам щелочной серии.

High-Ti олигомиктовые пиллоу-базальты каражалского террейна принадлежат вулканитам щелочной серии и только афировые базальты можно отнести к вулканитам субщелочной серии.

Содержания P_2O_5 и Zr в вулканитах основного состава итмурундинского меланжа варьируют от 1.54 до 2.07 мас.% и от 460 до 650 г/т соответственно, что характеризует их как high-Zr щелочные базальты. Вулканиты каражалского террейна по соотношению P_2O_5 к Zr также относятся к щелочным базальтам при несколько пониженных их содержаниях 0.70-0.85 мас.% и 250-360 г/т соответственно.

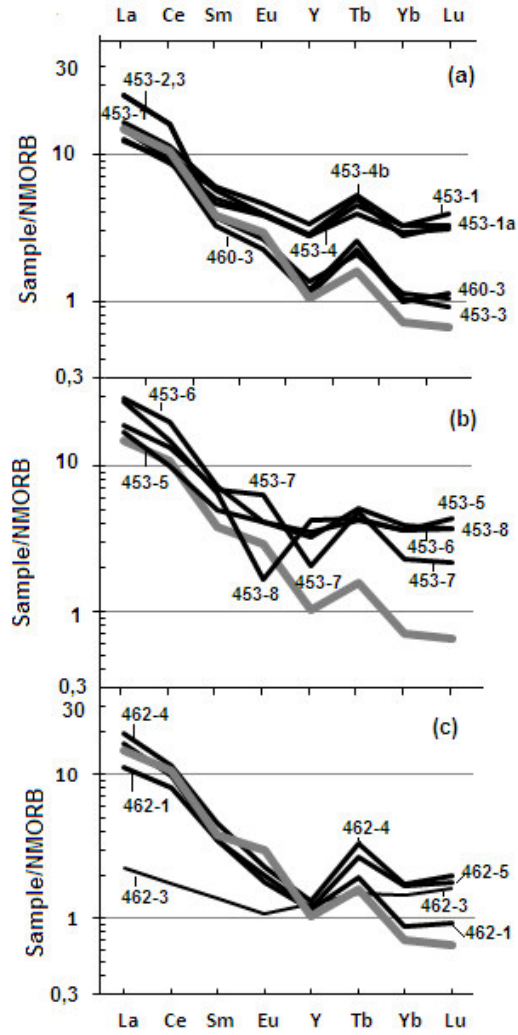

Рис. 11.5. *Распределение REE и Y (a,b,c) в вулканитах Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы (по:[Ермолов, 1990]) и в OIB (по:[Sun & McDonough, 1989]), нормированных к составу NMORB (по:[Sun & McDonough, 1989])*

Низким уровнем концентраций P_2O_5 (0.50 мас. %) и Zr (83 г/т) характеризуются только high-Mg афировые базальты, которые, по-видимому, следует сопоставлять с породами известково-щелочной серии, чему не противоречат относительно невысокие концентрации редкоземельных элементов (REE), уровень которых несколько превышает единицу на спайдерграммах (рис. 11.5(c), проба 462-3).

Вулканиты итмурундинского меланжа различаются по уровню содержания REE (рис. 11.4(a,b)), особенно по Y и тяжелым REE (HREE – Tb, Yb, Lu).

Трахиандезиты (пробы 453-2,3) и щелочной базальт (проба 460-3) по отношению к базальтам, андезибазальтам, трахитам и щелочному риолиту обогащены La, Ce, но недонасыщены Tb, Yb, Lu (рис. 11.5(a, b)).

High-Ti базальты каражалского террейна также неоднородны по содержанию REE (рис. 11.5(c)), high-Al (проба 462-1) относительно med-Al (пробы 462-4,5) обеднены La, Ce и Tb, Yb, Lu.

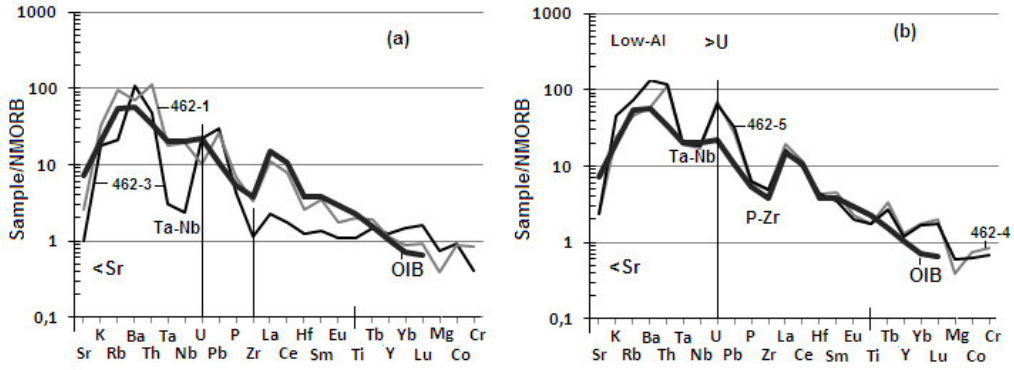

Рис. 11.6. *Распределение элементов-примесей в вулканитах каражалского террейна и тюретайской свиты (проба 462-3), нормированных к NMORB (по:[Sun & McDonough, 1989])*

Все вулканиты итмурундинского меланжа обогащены HFSE, но при этом отмечается некоторое их понижение в зависимости от уровня и типа щелочности вулканитов (их сумма для high-Na вулканитов превышает 800 г/т, для K вулканитов составляет более 600 г/т, а для high-K вулканитов не превышает 400 г/т (табл. 11.2)). Характерно, что самые высокие концентрации Y (77-120 г/т) отмечены также в high-Na вулканитах итмурундинского меланжа, при этом они не являются нефелин-нормативными породами.

Уровень содержания K, Rb, Ba в high-Na дифференцированных вулканитах ниже, чем в K (пробы 453-2,3,5,8) и в high-K (проба 460-3) вулканитах при постоянно высоком уровне Th, U, Pb, Zr и при четко выраженных минимумах по Ta-Nb, Sr и Ti, Mg, Co, Cr (рис. 11.7(d)).

Low-Ti/Al афировый базальт (рис. 11.7, проба 462-3) крайне обеднен легкими REE (LREE – La, Ce, Sm, Eu), а также HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Eu, Tb, Y, Yb), за исключением P, U, Pb, но при этом он обогащен элементами с крупными ионными радиусами (LILE – K, Rb, Ba, Th) с четко выраженными Sr, Zr и Ta-Nb минимумами (рис. 11.6(a)). По-видимому, low-Ti/Al афировый базальт знаменует собой новый цикл магматизма. Он по содержанию элементов-примесей очень близок базальтам тюретайской свиты.

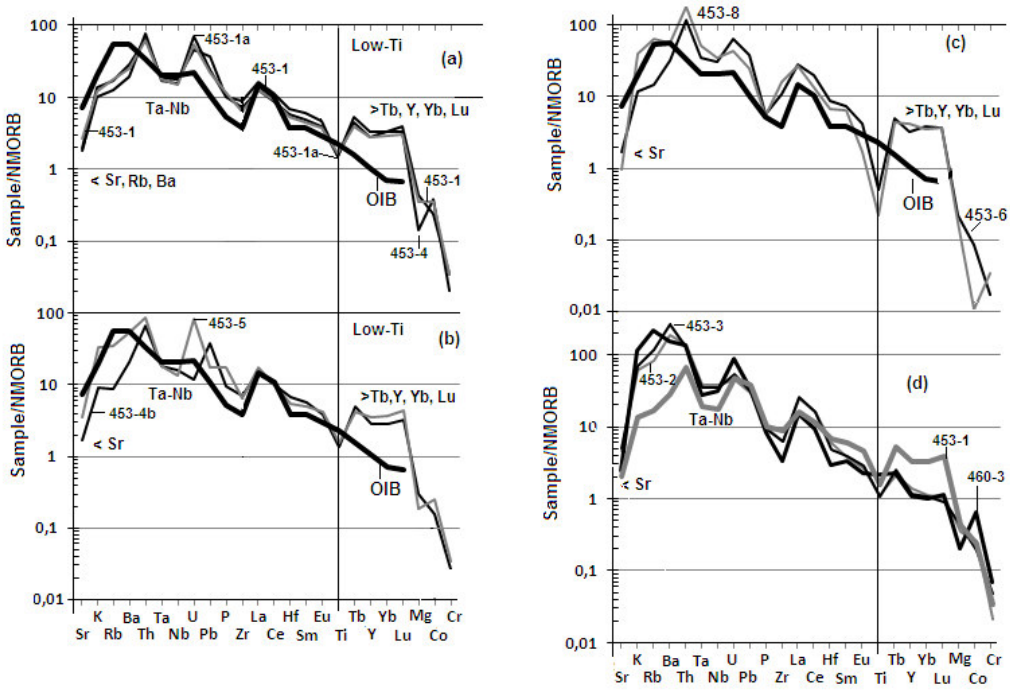

Рис. 11.7. *Распределение элементов-примесей в вулканитах итмурундинского меланжа, нормированных к NMORB (по:[Sun & McDonough, 1989])*

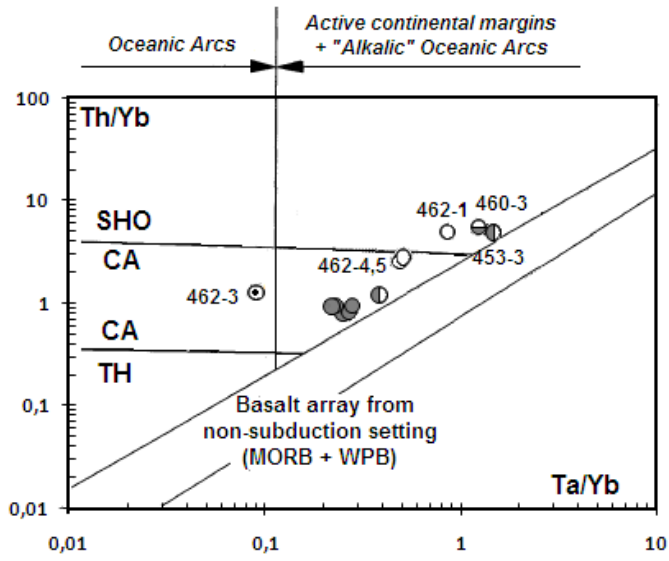

Рис. 11.8. *Бинарная диаграмма Th/Yb-Ta/Yb [Pearce, 1983] для вулканитов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы*

Условные обозначения см. на рис. 11.2

СОПОСТАВИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Принимая во внимание, что геодинамическая природа вулканитов итмурундинского меланжа является предметом постоянных дискуссий [Антонюк, 1974; Паталаха, Белый, 1977; Антонюк и др., 2009; Ермолов и др., 2011; Степанец и др., 2011], целесообразно нормировать их геохимические спектры относительно NMORB [Sun & McDonough, 1989]. Поскольку их спектры близки плюмовым базальтам, то дополнительно на спайдерграммы были вынесены стандартные кривые OIB [Sun & McDonough, 1989].

При рассмотрении спайдерграмм (рис. 11.6, 11.7) становится очевидно, что геохимические спектры исследуемых вулканогенных комплексов имеют черты сходства с вулканитами мантийно-плюмового происхождения, но при этом обладают рядом характерных отличий.

High-Na дифференцированные вулканиты итмурундинского меланжа отличаются от OIB Ta-Nb минимумом на фоне высоких концентраций Th, U, Pb при высоком уровне содержания HFSE, HREE и крайне низком содержании когерентных элементов и магния. Такое распределение элементов-примесей на спайдерграммах (рис. 11.7) характерно для вулканитов надсубдукционных комплексов [Pearce et al., 1984].

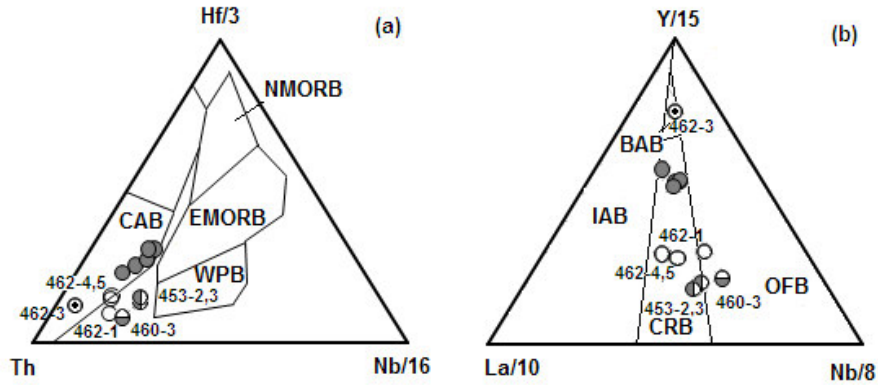

Рис.11.9. *Диаграмма Th-Nb/16-Hf/3 [Wood, 1980], La/10-Nb/8-Y/15 [Cabanis & Lecolle 1989] для вулканитов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы*

OFB – глубоководные базальты; CRB – базальты континентальных рифтов; IAB – базальты островных дуг; BAB – базальты задуговых бассейнов; CAB – известково-щелочные базальты и активных континентальных окраин.

Остальные условные обозначения см. на рис. 2

Надежным типоморфным признаком магм надсубдукционного происхождения являются канонические отношения несовместимых элементов-примесей (Th, Ta, Yb). Высокие Th/Yb отношения отражают величину надсубдукционной флюидной фазы, отделяющейся от осадков океанической плиты, а по величине Ta/Yb отношений оценивается вклад мантийного вещества, фракционирующего над зоной субдукции.

На бинарной диаграмме отношений Th/Yb-Ta/Yb (рис. 11.8) их фигуративные точки располагаются в поле известково-щелочных вулканитов активных континентальных окраин. Надсубдукционная природа high-Na дифференцированных вулканитов отчетливо прослеживается и по отношениям Th, Hf, Nb (рис. 11.9(a)), которые характеризуют их как базальты активной континентальной окраины, а отношения La, Y, Nb (рис. 11.9 (b)) подтверждают значительную роль присутствия сиалического компонента в high-Na вулканитах. Уровень концентраций и отношения Nb, U, Ce, Pb (рис. 11.10) также

свидетельствуют о влиянии континентальной коры на эволюцию high-Na магм.

В K и high-K вулканитах увеличивается роль Al_2O_3, и они так же, как и high-Na вулканиты, обогащены HFSE и REE, что указывает на их принадлежность к породам щелочной и субщелочной серий континентальных рифтов или окраинно-континентальных бассейнов (рис. 11.8, 9). Такие комплексы могут отражать состав вулканитов начальной стадии рифтогенеза.

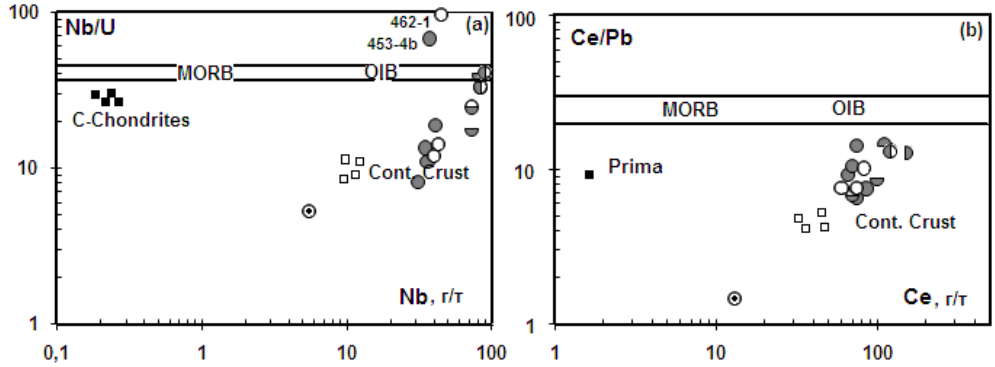

***Рис. 11.10**. Бинарные диаграммы: (a) Nb/U-Nb, (b) Ce/Pb-Ce [Hofmann et al., 1986] для вулканитов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы*

Условные обозначения см. на рис. 11.3

Щелочные базальты (пробы 462-1,4,5) каражалского террейна также отличаются от OIB (рис. 11.7) Th, U, Pb максимумами при четко выраженных Ta-Nb и Sr минимумах. Характерно, что им свойственен Mg минимум на фоне высоких содержаний когерентных элементов (Co, Cr).

На геодинамических диаграммах отношений Th/Yb-Ta/Yb (рис. 11.8) их фигуративные точки локализуются также в пределах полей надсубдукционных комплексов, а на диаграммах La, Y, Nb (рис. 11.9), Nb/U-Nb, Ce/Pb-Ce (рис. 11.10(a, b)) принадлежат полям базальтов, сформированных с участием континентальной коры.

High-Mg известково-щелочной базальт (проба 462-3), сопоставляемый автором с базальтами тюретайской свиты, имеет геохимические признаки вулканитов сиалических окраинных морей (рис. 11.9) при очевидном обогащении Th, Nb, U, Pb (рис. 11.10), что отличает их от вулканитов внутриокеанических островодужных систем.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Учитывая продолжительность образования Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы и петрогеохимическую специализацию даррывилских вулканитов итмурундинского меланжа, предполагается, что их магматическая деятельность протекала под влиянием холодного суперплюма, происхождение которого увязывается с продолжительными процессами субдукции литосферной плиты под суперконтинент Гондвана.

Важную роль в таких магматических системах играет морская вода, поставляемая в зону субдукции тектонической плитой. Высокий уровень концентраций галогенов во флюиде может вызвать вторичную дифференциацию мантийного вещества [Stepanez & Kemmer, 2002], которая способствует резкому снижению содержаний когерентных элементов, магния и повышению содержаний натрия в вулканитах, что четко прослеживается в изученных вулканитах Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы.

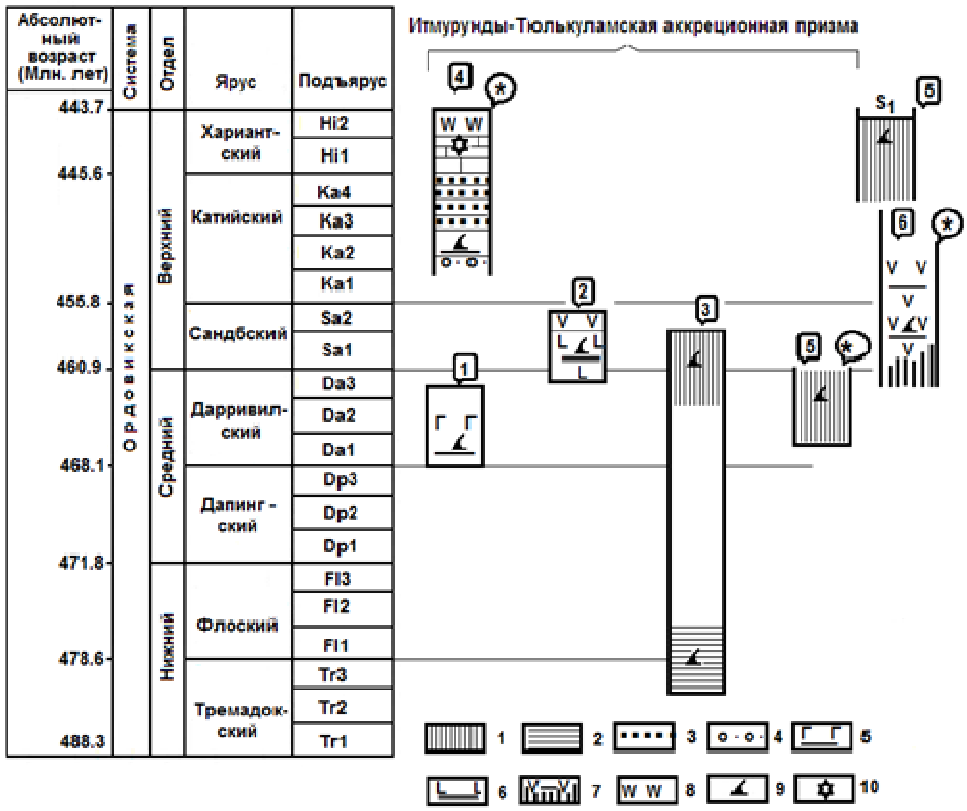

Рис. 11.11. *Схема сопоставления террейнов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы и района гор Торетай.*

*1 – яшмы; 2 – розовые силициты; 3 – полимиктовые песчаники; 4 – конгломераты с горизонтами олистостромов; 5 – щелочные базальты, яшмы, реже щелочные риолиты, трахиандезиты; 6 – щелочные базальты и серо-зеленые силициты; 7 – известково-щелочные базальты, яшмы; 8 – андезиты, дациты, адакиты; 9 – конодонты; 10 – брахиоподы, кораллы. Цифрами обозначены: 1 – итмурундинский кремнисто-вулканогенный меланж западнее горы Итмурунды, 2 – базальты подножья горы Каражал, 3 – силициты и яшмы горы Каражал, 4 – жаманшурукская свита, 5 – кызыкские яшмы, 6 – тюретайская свита. * По материалам: [Никитин, 2002] и автора*

Такие вулканиты также имеют геохимические черты сходства как с внутриплитными, так и с островодужными базальтами, что проявляется Sr и Ta-Nb минимумами на фоне высоких концентраций LILE, HFSE и HREE. Важно отметить, что такая геохимическая специализация характерна для всех вулканитов дарривилского яруса среднего ордовика Центрального Казахстана.

Сопровождающие их серпентинитовые меланжи содержат метаморфические породы высоких давлений [Ермолов и др., 2011]. Такие метаморфические породы широко известны в составе серпентинитовых меланжей островодужных систем кордильерского типа [Xiao et al., 2010], отражающих эволюцию развития островодужных систем активных континентальных окраин.

Такому выводу не противоречит и обильное присутствие кварца в тонкообломочном матриксе раннесилурийской глубоководной олистостромы, что указы-

вает на его образование за счет размыва пород континентального склона [Ермолов, 2013]. По-видимому, этот комплекс можно сопоставить с турбидитами, производных мутьевых потоков, образующихся вдоль подножья континентальных склонов.

Многочисленные находки микрофауны показали [Новикова и др., 1983; Ермолов, 1990; Zhylkaidariv, 1998; Никитин, 2002], что во всех осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах конодонты близки по составу и содержат набор форм, характерный для даррившлского и сандбского ярусов среднего и позднего ордовика (рис. 11.11). Это еще раз подтвердило ранее сделанный вывод Р.М. Антонюком [Объяснительная.., 1981], что рассматриваемые комплексы пород представляют собой слабо стратифицированные образования, для которых типично хаотическое строение.

Не менее интересным оказалось и присутствие раннеордовикских конодонтов в силицитах, что в корне противоречит представлению о строении верхних членов офиолитовой триады, где кремнистые фации непременно завершают их разрезы. Вполне очевидно, что данные комплексы пород сформировались в различных геодинамических обстановках и были впоследствии совмещены в процессе тектонического скучивания, фиксирующего область схождения двух литосферных плит.

Временной интервал метаморфических пород высоких давлений полимиктового серпентинитового меланжа и широкий временной интервал (O_3-D_3fm, C_1) образования олистостром в пределах Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы свидетельствует о продолжительном времени схождения литосферных плит. Погружение литосферной плиты вдоль зоны субдукции вглубь мантии, судя по возрасту (458-466 млн. лет) метаморфических пород, началось в среднем ордовике. Вероятно, начиная только с позднего ордовика метаморфические породы были эксгумированы в процессе обдукции по глубинному надвигу, фиксирующему зону субдукции. Судя по времени завершения олистостромообразования, субдукционные процессы в Итмурунды-Тюлькуламской зоне завершились в позднем девоне или в раннем карбоне.

В раннем карбоне значительная часть субщелочных ультрамафит-мафитовых массивов Итмурунды-Тюлькуламской зоны субдукции была перемещена на дневную поверхность и подвергнута процессам дезинтеграции, о чем свидетельствуют визейские платиноносные титаномагнетитовые песчаники Прибалхашья [Русаков и Бурдуков, 1957].

Если геодинамическая природа вулканитов итмурундинского комплекса, судя по их геохимической специализации, выглядит вполне определенно и связана с надсубдукционными процессами, протекающими вдоль активной окраины континента, то накопление силицитов района горы Каражал нельзя увязывать с островодужной природой их образования.

Толщи силицитов, как правило, маломощны, в их разрезе преобладают красноцветные радиоляриевые яшмы, нередко они содержат кремнеобломочные породы, их разрезы лишены пеплового материала, что наиболее характерно для пород абиссальных океанических и окраинноморских впадин, удаленных от областей активной вулканической деятельности. В пределах аккреционных призм Центрального Казахстана не удается установить тип фундамента, на котором накапливались толщи силицитов. Как правило, толщи силицитов одновозрастные, реже древнее или моложе, чем тектонически совмещенные с ними надсубдукционные магматические комплексы. Такие толщи силицитов с позиции тектоники литосферных плит в палеозоидах Казахстана рассматриваются как составные части аккреционных призм, образующихся в зонах субдукции в результате срыва осадков с погружающихся плит [Степанец и др., 2012].

Если рассмотреть палеомагнитные данные для габбро (табл.1) серпентинитового меланжа района родника Архарсу и базальтов итмурундинского меланжа, то

становится, очевидно, что эти комплексы формировались на некотором удалении друг от друга и при этом итмурундинские базальты были повернуты на 60 градусов по часовой стрелке.

Выше изложенные факты дают основание утверждать, что серпентинитовый меланж, осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы не отражают состав единой офиолитовой ассоциации и тем более не являются нижнепалеозойской океанической корой Жонгаро-Балхашской покровно-складчатой области.

Таблица 1. Палеомагнитные направления пород района родника Архарсу, по данным [Турманидзе и др., 1991]

(47.0^0с.ш., 77.0^0в.д.)

Объект	Воз.	Аз,^{0}	Уг,^{0}	Т-чистка, 500^0C					Круги				П,^{0}
		ПД		n	Dec,^{0}	Inc,^{0}	K	α95,^{0}	n	Dec,^{0}	Inc,^{0}	α95,^{0}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
ПА	O	60-290	54-65	35	216	55	2	23	-	-	-	-	-
					177	0	3	23	20	144	35	15	19.2

Таблица 2. Палеомагнитные направления базальтов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы

(47.7^0с.ш., 77.0^0в.д.)

Объект	Воз.	Аз,^{0}	Уг,^{0}	Т-чистка, 500^0C					Круги				П,^{0}
		ПД		n	Dec,^{0}	Inc,^{0}	K	α95,^{0}	n	Dec,^{0}	Inc,^{0}	α95,^{0}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
ПУ	O_3	220-40	10-90	47	184	-15	1	30	-	-	-	-	-
					268	23	1	33	26	210	25	10	12.5
ПЖ	O_3	205-340	93-105	18	104	37	2	25	-	-	-	-	-
					102	-23	2	25	12	198	25	17	12.5

Примечание. ПУ – образцы района горы Уштоган, ПЖ – образцы горы Жангыэтал, по данным [Турманидзе и др., 1991].

ГЛАВА 12
ТЮРЕТАЙСКАЯ СИСТЕМА ПАРАВТОХТОНОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ

Тюретайская система паравтохтонов обнажается к северу от Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы в районе гор Торетай и Обалы (рис. 11.1), где в ядрах запрокинутых антиклиналей вскрываются дуниты, пироксениты, габбро, габбро-диабазы и диабазы дайково-силлового комплекса, которые постепенно сменяются вулканитами тюретайской свиты.

Породы плутонической части тюретайского комплекса относятся к дунит-пироксенит-габбровой формации [Геология СССР..., 1972б]. Наиболее характерным представителем интрузивов тюретайского комплекса является дунит-габбровый массив Тесиктас. Он обнажается юго-западнее гряды Тюретай в районе одноименного родника (рис. 11.1(3)) и имеет концентрически-зональное строение и овальную форму, длинная ось которой вытянута в северо-западном направлении. Ядро массива слагают дуниты, они сменяются габброидами, среди которых различаются нормальные габбро, амфиболизированные габбро, габбро-диабазы и кварцевые габбро с гранофировой структурой. В зоне контакта с дунитами среди габбро появляется тылаиты. Жильные породы массива представлены плагиоклазо-роговообманковыми породами, весьма сходными по структуре и составу с меланократовыми жильными породами интрузий Уральской платиноносной формации [Геология СССР…, 1972б].

Афировые пиллоу-базальты прослоены грауваккovыми песчаниками, кремнистыми алевролитами и яшмами, содержащими конодонты *P. anserinus* Lamont et Lindstrom [Никитин, 2002], аналогичные тем, что найдены в силицитах у южного склона гряды Каражал. В тюретайских туфосилицитах конодонты близки казыкским, но, как отмечает И.Ф. Никитин [Никитин, 2002], в ряде мест в них отсутствуют *P. serra* (Hadding), и можно предположить более молодой возраст этих яшм. Базальты тюретайской свиты, по-видимому, образуют мощную систему силл, которые фациально замещают кызыкские силициты, туфосилициты. В базальтах тюретайской свиты встречаются залежи колчеданно-полиметаллических руд месторождения Тесиктас. В рудах в повышенных количествах присутствуют медь, цинк, свинец, мышьяк, серебро, кобальт [Двойнин и Газизова, 1978].

В северном крыле Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы итмурундинский кремнисто-вулканогенный меланж несогласно перекрыт жаманшурукской свитой [Никитин, 2002].

Свита состоит преимущественно из грубообломочных терригенных пород, известняков, кремнистых и кремнеобломочных пород, а также базальтов, базальтовых трахиандезитов, трахиандезитов, трахитов и адакитов. В низах свиты обнаружены конодонты: *Periodon grandis* Ethington, *Protopanderodus* sff. *vericostatus* (Sweet, Bergstrom), *Drepanodus suberectus* s.f. (Branson & Mehl), а в верхах, в яшмовидных алевролитах, конодонты: *Protopanderodus insculptus* (Branson & Mehl), *Periodon grandis* Ethington, а в известняках – брахиоподы, трилобиты и кораллы позднего ордовика [Никитин, 2002].

Кызыкская свита сложена в основном красными, реже полосчатыми желтоватыми и зеленоватыми яшмами, алевролитами, кремнеобломочными породами и характерными белесыми и бирюзовыми кремнистыми туффитами и туфами кислого состава. В верхах свиты находятся невыдержанные по простиранию прослои глинисто-углеродистых сланцев с сингенетичным пиритом и мельниковит-пиритом [Объяснительная…, 1981].

Выше несогласно или псевдосогласно залегают турбидитные отложения нижнего силура, описанные М.З. Новиковой [Ермолов, 2013] как силурийские олистостромы.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Тюретайская свита представлена базальтами, реже диабазами (рис. 12.1). По содержанию калия выделяются оливин-нормативные high-K (0.5-1.4 мас. %), реже гиперстен- и нефелин-нормативные low-K (<0.40 мас. %) базальты (приложение таблица 12.1), которые в свою очередь подразделяются на high-Ti/low-Y, high-Y и high-Fe/med-Y.

В основании разреза тюретайской свиты встречаются примитивные high-Ti (TiO_2<2.62 мас. %)/low-Y(<17 г/т), low-K и high-K базальты, содержащие высокие концентрации Nb (<17 г/т). High-Ti/low-Y базальты также обогащены P_2O_5 (<0.40 %), Na_2O (>3.52 мас. %), а концентрации $FeO_{общ}$ постоянно более 12.0 мас. %.

Средняя часть разреза сложена дифференцированными high-Y (>30 г/т) базальтами, в которых калий не превышает 0.60 мас. %, Nb менее 6.6 г/т. По отношению к high-Ti/low-Y базальтам high-Y базальты обеднены P_2O_5(<0.21 мас. %), Sr (>160 г/т), Ni (>37 г/т), Cr (>43 г/т).

В верхах разреза обнажаются нефилин-нормативные high-Fe ($FeO_{общ}$>14.00 мас. %) дифференцированные базальты, которые по отношению к high-Y базальтам обеднены Zr (<96 г/т), Y (<20 г/т), но обогащены Sr (>250 г/т).

Жаманшурукская свита сложена базальтами, базальтовыми трахиандезитами, трахиандезитами, трахитами и адакитами (приложение табл.12.2), которые образуют последовательно дифференцированную вулканическую серию.

Нефелин-нормативные базальты обогащены $FeO_{общ}$ (>11,00 мас. %), обеднены Al_2O_3 (14.7 мас. %), Zr (58 г/т) и, при достаточно высоких концентрациях элементов группы железа, недонасыщены магнием.

Все остальные вулканиты отвечают гиперстен-нормативным high-Na/P породам, и они менее железистые, чем нефелин-нормативные базальты.

Дифференцированные базальтовые трахиандезиты характеризуются высокими концентрациями Nb (19 г/т) и Y (30 г/т), но они обеднены Zr (74 г/т), Ni (12 г/т), Cr (5 г/т).

Дифференцированные титанистые трахиты обеднены Y (17 г/т), Zr (50 г/т), Ni (5 г/т), Cr (5 г/т), но крайне обогащены Nb (30 г/т), что характерно для плюмовых комплексов.

Адакиты являются med-Mg (MgO: 2.73 мас. %) породами с низким уровнем содержания Y (15 г/т) и высоким уровнем концентраций Sr (580 г/т).

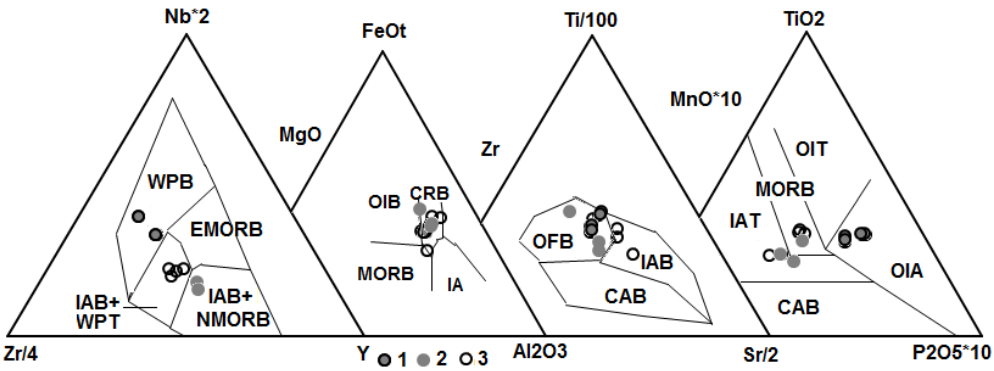

Рис. 12.1. *Бинарные диаграммы Zr/4-Y-Nb*2 [Meschede 1986], Zr-Sr/2-Ti/100 [Pearce & Cann, 1973], MgO-Al_2O_3-$FeO_{общ}$ [Pearce et al., 1977], MnO*10-P_2O_5*10-TiO_2 [Mullen, 1983]для базальтов тюретайской свиты*

1 – high-Ti/low-Y базальты; 2 – high-Y базальты; 3 – high-Fe /med-Y базальты

СОПОСТАВИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Тюретайская свита. High-Ti/low-Y базальты с высоким уровнем концентраций Nb, P сопоставимы с внутриплитными базальтами (рис. 12.1), high-Y и high-Fe /med-Y базальты на диаграммах Zr/4-Y-Nb*2 [Meschede 1986] и MnO*10-P_2O_5*10-TiO_2 [Mullen, 1983] ложатся в смешанные поля.

На диаграмме Zr-Sr/2-Ti/100 [Pearce & Cann, 1973] все породы тюретайской свиты тяготеют к полю океанических базальтов, тогда как на диаграмме MgO-Al_2O_3-FeOt [Pearce et al., 1977] довольно четко ограничиваются ареалом базальтов континентальных рифтов.

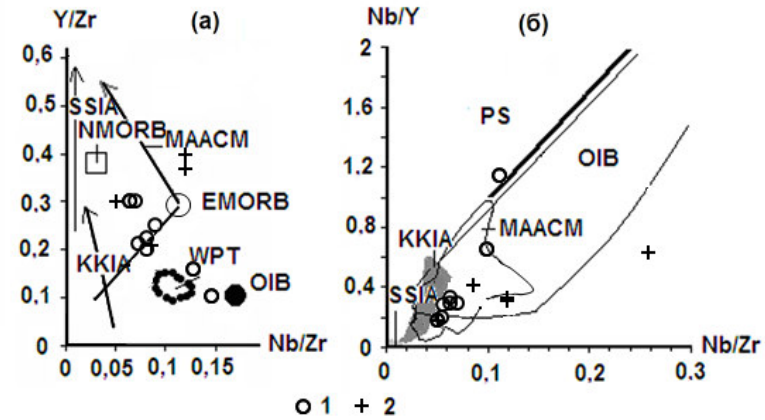

Рис. 12. 2. *Диаграммы отношений (а) Y/Zr-Nb/Zr и (б) Nb/Y-Nb/Zr [Bradshaw, 2003] для базальтов тюретайской (1) и вулканитов жаманшурукской (2) свит*

Остальные условные обозначения см. на рис. 10.3

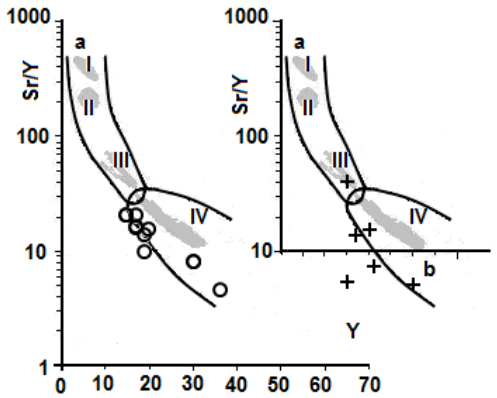

Рис. 12.3. *Диаграммы Sr/Y-Y: Поля [Stern, 2002]: а–адакиты; б–дифференцированные вулканиты активных окраин континентов*

Серыми полями обозначены составы адакитов островов: I–Коок [Kay, 1993], II–Адак (по: [Yogodzinski, 1995]) и III-IV–Андский вулканоплутонический пояс: III–северной (по: [Futa, Stern,1998]), IV–южной (по: [López-Escobar et al., 1993]).

Остальные уловные обозначения см. на рис. 12.2

На диаграмме Nb/Y-Nb/Zr (рис. 12.2 (б)) их фигуративные точки контролируются полем вулканитов активных континентальных окраин. Величины отношений неподвижных элементов-примесей Y/Zr-Nb/Zr (рис. 12.2(а)) так же не отражают их островодужное происхождение. Базальты с высокими концентрациями Nb отвечают суперплюмовым базальтам, также известным в пределах активных континентальных окраин.

Показательны и величины отношений Sr/Y (рис. 12.3), которые показывают, что все базальты тюретайской свиты ограничиваются полем вулканитов активных континентальных окраин.

Жаманшурукская свита. Фигуративные точки вулканитов последовательно дифференцированной жаманшурукской свиты на дискриминационных диаграммах (рис. 12.4) значительно удалены от полей и трендов сиалических и симатических островных дуг, что обусловлено высоким уровнем концентраций ниобия и низким иттрия.

На диаграмме Sr/Y-Y [Stern, 2002] известково-щелочные вулканиты верхней части разреза контролируются полем дифференцированных вулканитов активных континентальных окраин. Адакиты верхов разреза ложатся на тренд вулканитов андского вулканоплутонического пояса (рис. 12.3). Тогда как high-Nb вулканиты несколько обедненные Sr, сдвинуты в сторону трендов островодужных комплексов.

.

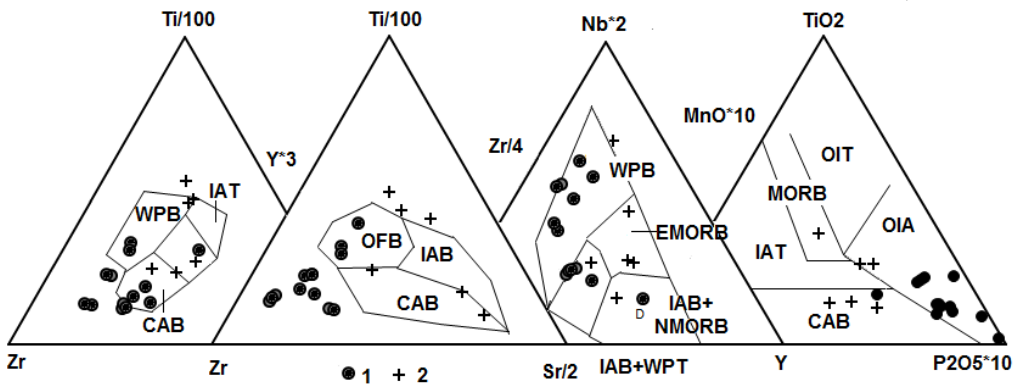

Рис. 12.4. *Бинарные диаграммы Zr-Sr/2-Ti/100, Zr-Y/3-Ti/100 [Pearce & Cann, 1973], Zr/4-Y-Nb*2 [Meschede 1986], MgO-Al_2O_3-FeOt [Pearce et al., 1977] для вулканитов итмурундинской (1) и вулканиты жаманшурукской формаций (2)*

ВЫВОДЫ

Известково-щелочные вулканиты жаманшурукской свиты (рис. 12.4) довольно четко отличаются от щелочных и субщелочных вулканитов итмурундинского кремнисто-вулканогенного меланжа.

Это позволяет констатировать, что известково-щелочные вулканиты отражают период формирования позднеордовикской островной дуги, фундаментом которой служили вулканиты итмурундинского кремнисто-вулканогенного меланжа.

Синхронно в смежном бассейне накапливались кызыкские яшмы, нередко обогащенные кислым пепловым материалом, одновременно изливались вулканиты тюретайской свиты, химический состав которых отражает его сиалическую природу. Этому не противоречат и повышенные концентрации свинца в колчеданно-полиметаллических рудах месторождения Тесиктас.

Если реконструировать геодинамический профиль в современных координатах с участием Жаманшурукской па-

леоостровной дуги, то бассейн, в котором накапливались глубоководные осадки кызыкской и вулканиты тюретайской свит, следует рассматривать как задуговый. Однако это не согласуется с петрогеохимическим составом базальтов тюретайской свиты, отражающим окраинно-морскую обстановку их формирования.

Таблица 1. Палеомагнитные направления базальтов района гор Обалы, по [Турманидзе и др. 1991]

(46.5^0с.ш., 77.0^0в.д.)

Объект	Возр.	Аз,^{0}	Уг,^{0}	Т-чистка, 500^0С					Круги				П,^{0}
		ПД		n	Dec,^{0}	Inc,^{0}	K	α95,^{0}	n	Dec,^{0}	Inc,^{0}	α95,^{0}	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
ПО	O_3	65-205	120-80	20	357	7	1	-	-	-	-	-	-
					260	-64	2	23	13	228	28	12	14

Опираясь на палеомагнитные данные по вулканитам тюретайской свиты (табл. 3) и вулканитам итмурундинского меланжа можно заключить, что они формировались на некотором удалении друг от друга. При этом тюретайские базальты были повернуты на 30 градусов по часовой стрелке относительно итмурундинских вулканитов. Это дает основание предполагать, что Жаманшурукская палеоостровная дуга, фундаментом которой служили вулканиты итмурундинского меланжа, и разрезы Тюретайского паравтохтона, были тектонически совмещены, по-видимому, в позднем девоне или раннем карбоне в период формирования Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы.

В это время в состав аккреционной призмы были включены фрагменты Жаманшурукской палеоостровной дуги.

Приложения.

Таблица 11.2. Химический состав (мас.%), содержание элементов-примесей (г/т) и нормативный минеральный состав вулканитов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы

№ пр.	453-1	453-1a	453-2	453-3	453-4	453-4b	453-5	453-6	453-7	453-8	460-3	462-1	462-3	462-4	462-5
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	50,70	53,40	54,30	52,00	51,90	55,20	50,50	62,40	55,20	68,90	55,20	49,10	49,60	51,60	47,40
TiO_2	1,97	1,94	1,40	1,37	2,12	1,74	1,99	0,64	1,79	0,28	2,80	2,52	1,38	2,23	2,24
Al_2O_3	15,75	15,50	17,55	17,15	14,50	14,80	13,40	15,30	14,90	13,90	17,50	17,65	13,95	16,25	15,90
Fe_2O_3	4,91	4,47	2,22	1,76	4,83	4,19	13,00	3,59	4,48	1,55	3,85	9,75	3,36	6,84	3,02
FeO	8,28	5,95	5,16	6,70	7,99	6,86	2,70	5,10	4,66	2,79	1,76	2,79	8,28	3,66	7,82
MnO	0,18	0,14	0,13	0,20	0,21	0,17	0,05	0,20	0,14	0,04	0,04	0,16	0,24	0,12	0,16
MgO	3,71	1,20	3,01	3,61	3,05	2,55	1,61	1,91	3,82	1,51	1,71	3,27	6,43	3,31	5,22
CaO	2,93	5,87	2,51	2,74	5,95	3,44	5,17	0,70	3,07	0,56	3,21	3,91	5,87	5,03	6,01
Na_2O	5,22	5,32	4,79	4,10	3,70	5,45	4,87	6,03	4,15	5,01	2,86	4,26	3,72	4,82	2,97
K_2O	0,98	0,75	4,48	5,06	0,88	0,65	2,36	0,86	4,19	2,89	8,20	2,33	1,29	1,76	3,24
P_2O_5	1,17	1,20	1,11	1,08	1,26	1,11	2,07	0,67	1,20	0,64	0,97	0,82	0,50	0,70	0,75
П.п.п	2,77	3,06	2,24	2,85	2,70	2,60	1,51	1,25	1,93	1,24	1,08	3,35	4,47	3,11	4,17
Сум.	98,57	98,82	98,90	98,62	98,82	98,76	99,23	98,65	99,53	99,31	99,18	99,91	99,09	99,43	99,20
Mg#	34,3	17,7	42,9	43,7	30,6	30,0	16,6	29.1	44,0	39.2	36,9	33,5	50,3	37,6	46,9
H_2O	0,63	0,94	0,92	0,76	0,72	1,14	0,56	2.19	1,04	3.37	1,00	0,48	0,58	0,71	0,39
D.I.	68,3	79,6	81,9	81,0	62,4	76,4	73,4	80.3	77,1	88.7	88,9	74,7	67,4	78,5	75,8
E.l.t.	1156	1104	1106	1134	1167	1075	1171	953	1089	841	1095	1190	1167	1142	1211
q	0,44	4,47			15,23	7,51		17.21	1,28	24.93					
ab	60,73	69,82	51,28	46,29	41,04	64,35	56,75	57.19	47,37	45.11	35,74	58,13	57,97	66,20	52,62
or	7,12	5,27	30,57	34,71	6,17	4,57	16,66	5.86	28,46	18.61	53,19	16,56	9,42	12,29	23,16
cor	2,82		2,15	1,90	4,51	1,17		3.27	0,60	1.78	0,28	2,31			
di		3,82					3,35						6,44	2,13	3,39
ol			5,62	9,88			5,41				2,51	4,63	7,45	3,84	13,50
hy	22,51	10,70	5,71	2,51	19,64	16,84	9,44	13.54	16,85	7.61	2,72	12,32	14,73	10,38	1,86
il	2,47	2,35	1,65	1,62	2,58	2,12	2,44	0.75	2,10	0.32	3,14	3,10	1,74	2,70	2,77
mt	1,24	0,93	0,65	0,76	1,16	1,0	1,37	0.76	0,79	0.36	0,45	1,10	1,10	0,92	1,01
ap	2,67	2,64	2,37	2,33	2,78	2,45	4,58	1.42	2,55	1.29	1,95		1,14	1,53	1,67

Таблица 11.2 (продолжение)

П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Rb (г/т)	9,6	7,0	46	65	10	4,8	19	8,1	52	36	120	45	12	26	41
Ba	180	120	1200	1700	160	130	340	200	670	350	980	440	690	380	830
Sr	180	160	420	450	240	150	320	130	150	86	220	230	92	210	210
Th	7,85	9,30	16,97	15,44	7,38	8,05	10,21	14,35	11,02	22,10	16,4	13,48	5,66	13,35	14,27
U	2,19	3,28	2,15	2,53	2,61	0,55	3,80	2,98	2,53	2,08	4,12	2,47	1,05	3,37	3,03
Zr	650	530	460	460	470	530	470	800	300	1200	250	250	83	360	360
Hf	14	12	12	10	11	14	11	18	7,3	14	6	5,3	2,6	8,8	8,8
Nb	41	36	89	83	35	37	31	73	84	82	73	45	5,5	40	43
Ta	2,5	2,3	5,0	4,7	2,4	2,4	2,4	4,6	4,4	6,9	3,7	2,3	<0,4	2,6	2,6
Cr	<10	<6	<6	14	<10	<8	<10	<5	<7	<10	20	240	120	250	200
Co	12	19	13	9,4	18	8,0	13	4,3	11	0,54	32	44	47	38	32
Pb	11,26	7,09	8,90	9,07	6,62	11,38	5,15	11,56	11,56	7,49	10,29	7,88	8,93	8,14	9,76
Se	38	38	7,8	7,9	40	34	36	18	23	1,0	14	28	59	29	27
Y	93	77	38	33	77	80	99	90	57	120	31	32	35	37	33
La	41	32	63	64	31	38	43	72	47	69	37	28	5,6	48	41
Ce	85	66	120	120	70	74	74	150	100	110	70	60	13	83	74
Sm	16	13	9,8	10	12	15	13	19	18	17	8,7	9,1	3,6	12	9,3
Eu	4,7	4,0	2,7	2,9	3,9	4,0	4,2	4,2	6,5	1,7	2,3	1,8	1,1	2,3	2,0
Tb	3,5	3,0	1,4	1,7	2,6	3,3	2,8	3,4	3,2	2,9	1,5	1,3	1,0	2,2	1,8
Yb	10	10	3,4	3,2	9,0	8,6	11	12	6,9	11	3,0	2,7	4,44	5,3	5,1
Lu	1,8	1,5	0,48	0,41	1,4	1,5	2,0	1,7	1,0	1,7	0,52	0,42	0,73	0,89	0,80
Th/Yb	0,785	0,93	4,991	4,825	0,82	0,936	0,928	1,196	1,597	2,01	5,467	4,992	1,286	2,519	2,798
$(La/Sm)_N$	1,654	1,589	4,150	4,132	1,668	1,636	2,135	2,446	1,686	2,620	2,746	1,986	1,004	2,582	2,846
$(La/Yb)_N$	1,838	1,766	4,612	4,591	1,853	1,817	2,373	2,718	1,873	2,912	3,051	2,207	1,116	2,869	3,162
$(Nb/Yb)_N$	2,833	2,488	18,090	17,925	2,687	2,973	1,948	4,204	8,413	5,152	16,816	11,518	0,864	5,216	5,827
(Nb/La)pm	0.963	1.084	1.361	1.249	1.088	0.938	0.694	0.977	1.721	1.145	1.901	1.548	0.946	0.803	1.010
(Nb/Th)pm	0.622	0.461	0.625	0.641	0.565	0.548	0.362	0.606	0.909	0.442	0.531	0.398	0.116	0.357	0.359
(Th/Nb)pm	1.601	2.171	1.602	1.563	1.772	1.828	2.768	1.652	1.102	2.265	1.888	2.517	8.648	2.805	2.789
(La/Nb)pm	1.038	0.923	0.735	0.801	0.920	1.066	1.440	1.024	0.581	0.874	0.526	0.646	1.057	1.246	0.990

Примечание. 453-1– базальт, 453-1a – андезибазальт, 453-2, 3– трахиандезиты, 460-3 –базальтовый трахиандезит, 453-4 – кварцевый базальт, 4b – андезибазальт, 453-5 – базальт, 453-6 – трахит, 453-7 – сферолитовый трахиандезит, 453-8 – щелочной риолит, 462-1, 4, 5 – щелочные базальты, 462-3 – афировый базальт. Значения нормированы относительно примитивной мантии (pm) и хондрита ($_N$). Геохимические анализы выполнены в ИМГРЭ (Москва) рентгенофлуоресцентным методом на приборе Axios Advanced (исполнители: В.И. Чудинов, С.Т. Малкина)

Таблица 11.1. Химический состав (мас.%) и нормативный минеральный состав основных пород серпентинитового меланжа. 1-3 – габбро-диабазы; 4 – габбро; 5 – оливиновое габбро; 6 – габбродиориты;7 – high-Ti габбро-диабаз; 8-9 – титанистые габброиды.

Ком.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	46.81	45.30	49.90	48.67	36.60	53.06	43.50	44.70	45,5
TiO_2	0.27	0.17	0.16	0.36	1.36	0.83	2.10	1.22	1.65
Al_2O_3	16.75	12.66	19.10	17.50	15.00	9.9	14.60	13.90	13.11
Fe_2O_3	1.98	2.57	0.77	1.74	8.39	2.29	5.24	5.74	4.40
FeO	4.11	5.39	4.72	4.52	10.04	4.67	9.69	11.95	12.90
MnO	0.14	0.15	0.13	0.12	0.24	0.13	0.16	0.20	0.21
MgO	10.42	16.72	9.98	7.50	6.03	13.28	7.79	6.63	6.92
CaO	16.72	14.52	14.47	13.16	16.10	10.83	9.16	9.80	10.53
Na_2O	1.50	0.63	1.25	2.60	1.44	1.83	2.99	3.80	4.10
K_2O	0.25	0.05	0.24	0.50	0.48	1.44	0.81	0.70	0.53
P_2O_5	0.02	0.05	0.02	0.04	0.25	0.22	0.27	0.10	0.08
n.n.n.	2.38	2.71	3.76	3.24	3.57	1.13	3.23	0.47	3.57
Pl	47.77	41.68	60.80	61.65	40.23	34.65	48.43	38.63	34.90
Ort	1.74	0.36	1.65	3.53		10.27	5.97	5.11	3.83
Neph	5.15	0.54		1.18	8.63		5.86	12.10	13.65
Leucite					2.97				
Di	33.15	30.95	18.60	22.63	12.12	28.45	15.52	22.77	27.76
Hyp			13.05			20.84			
Ol	11.27	25.38	5.18	9.91	22.08	3.63	19.46	17.95	15.95
Larnite					9.72				
Il	0.33	0.21	0.19	0.44	1.83	1.02	2.70	1.55	2.08
Mag	0.55	0.75	0.50	0.54	1.82	0.65	1.43	1.68	1.64
Ap	0.04	0.11	0.04	0.09	0.60	0.49	0.62	0.23	0.18

Таблица 12.1. Химический состав (мас.%), содержание элементов-примесей (г/т) и нормативный минеральный состав пород тюретайской свиты

Ком.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	45.9	46.28	48.7	48.53	51.5	48.7	49.2	47.8	48.16	46.5	46.2
TiO_2	2.80	2.65	2.84	2.62	1.58	2.32	1.86	1.60	1.40	2.00	1.86
Al_2O_3	15.2	15.29	15.4	15.21	14.4	13.1	14.1	15.5	15.53	16.5	15.4
Fe_2O_3	7.50	8.00	7.28	7.38	3.59	9.18	7.26	5.96	5.96	4.22	5.06
FeO	5.30	5.17	5.42	5.30	5.62	5.91	4.94	8.12	7.98	11.32	10.28
MnO	0.14	0.14	0.20	0.20	0.28	0.23	0.19	0.26	0.25	0.20	0.21
MgO	5.97	6.21	6.24	6.44	6.18	5.32	6.29	5.2	5.5	3.86	4.79
CaO	7.09	7.18	4.89	5.10	6.62	8.28	7.92	7.66	7.91	7.09	8.18
Na_2O	3.64	3.52	3.44	3.62	3.88	2.88	3.74	3.46	3.28	3.46	3.82
K_2O	0.40	0.36	0.70	0.69	0.60	0.50	0.50	0.60	0.54	1.4	0.95
P_2O_5	0.43	0.40	0.40	0.39	0.16	0.21	0.17	0.18	0.21	0.20	0.20
П.п.п.	4.42	4.50	3.52	3.52	4.34	1.70	2.11	2.13	2.26	1.95	2.57
Rb	5	5	5	5	5	5	5	14	14	35	24
Y	17	17	15	15	17	36	19	30	30	20	10
Zr	110	110	150	150	86	120	86	100	100	96	77
Nb	11	11	17	17	5.4	6.6	5.4	5	5	5.4	5.4
Sr	270	260	300	300	340	160	180	230	230	300	250
Ni	78	77	68	66	43	37	66	50	50	66	48

Cr	147	140	130	135	130	43	94	110	110	120	110
Q			1.01		1.04	0.51					
Pl	65.62	65.07	60.26	63.16	62.19	54.70	61.07	63.67	63.89	62.76	56.11
Ort	2.99	2.65	5.16	5.06	4.37	3.70	3.61	4.39	3.91	10.07	6.87
Neph										0.42	4.30
Corungum			0.85	0.12							
Di	6.63	6.39			9.01	14.54	13.89	9.21	9.14	6.57	13.32
Ком.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Hyp	8.26	10.21	27.03	23.11	20.18	21.66	9.68	8.70	11.72		
Ol	10.69	10.16		3.17			7.89	10.29	8.81	15.77	15.15
Il	3.60	3.38	3.61	3.31	1.99	2.98	2.35	2.02	1.75	2.49	2.34
Mag	1.20	1.22	1.18	1.17	0.86	1.41	1.12	1.31	66.8	1.46	1.45
Ap	1.00	0.92	0.92	0.89	0.36	0.49	0.39	0.42	0.48	0.46	0.46
Mg#	46.9	47.2	48.2	49.0	55.4	40.1	49.4	40.7	42.6	31.3	36.5

Таблица 12.2. Химический состав (мас.%), содержание элементов-примесей (г/т) и нормативный минеральный состав пород жаманшурукской свиты

Ком.	1	2	3	4	5	6
SiO_2	45.65	52.2	64.5	57.4	60.8	64.2
TiO_2	1.7	2.42	1.88	0.68	0.64	0.48
Al_2O_3	14.7	15.1	11.9	13.9	15.4	14.6
Fe_2O_3	5.55	4	3.06	6.25	4.83	3.12
FeO	6.44	8.96	5.5	4.36	2.54	2.54
MnO	0.16	0.25	0.17	0.18	0.21	0.13
MgO	5.05	3.14	1.83	2.73	2.73	1.65
CaO	13.35	4.38	3.96	3.49	2.14	3.13
Na_2O	3.16	5.54	4.44	4.56	5.36	5.74
K_2O	0.35	0.8	0.7	1.45	1.8	1.6
P_2O_5	0.15	0.45	0.38	0.37	0.23	0.19
Rb	<10	<10	<10	17.4	23.7	13.7
Y	21	30	17	20	15	15
Zr	58	74	50	51	74	51
Nb	6.8	19	30	6	6.2	2.5
Sr	150	150	230	300	580	80
Ni	66	12	5	5	5	5
Cr	140	5	5	5	5	5
Q			24.86	37.5	11.15	14.57
Pl	47.53	69.74	52.66	32.97	60.22	62.38
Ком.	1	2	3	4	5	6
Ort	2.61	5.58	4.67	2.81	12.14	10.53
Neph	7.61					
Corungum				4.67	0.05	
Di	31.65	3.63	4.81			3.46
Hyp		11.00	9.27	19.25	13.69	7.65
Ol	6.96	4.94				
Il	2.16	2.95	2.19	0.89	0.74	0.54
Mag	1.13	1.18	0.74	1.01	0.62	0.47
Ap	0.35	0.98	0.80	0.90	0.49	0.40
Mg#	44.0	30.8	28.4	32.8	41.5	35.5

ГЛАВА 13
ПЛАТИНОНОСНЫЕ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЕРЕЙМЕНТАУ-НИЯЗСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Первое упоминание о присутствии элементов платиновой группы (ЭПГ) в базит-гипербазитах и связанных с ними пикритах Ерейментау-Ниязского района принадлежит А.Л. Котляру, В.И. Борисёнку, В.В.Сухину [Котляр и др.. 1983]. Ими впервые была обоснована генетическая и пространственная связь ЭПГ с медно-никелевой и хромитовой минерализацией вулканоплутонического комплекса, пространственно приуроченного к выходам акдымской вулканогенно-терригенно-кремнистой серии. Если наличие платиноносных ультраосновных массивов известно давно на Урале [Ультраосновные…, 1988], то присутствие платины в пикритах данного района было отмечено впервые.

Аккреционно-коллизионные комплексы Ерейментау-Ниязского кристаллического массива представлены докембрийскими гнейсами, мраморами, амфиболовыми сланцами и кварцито-сланцевыми толщами [Объяснительная…, 1981], террейны которых перемежаются с кремнистыми отложениями верхнего кембрия и среднего ордовика.

Кремнистые фации акдымской серии представлены ритмично переслаивающимися кремнями, фтанитами, яшмами, реже известняками. На юге Ерейментау-Ниязского района силициты пространственно ассоциируют с породами вулканоплутонического комплекса, содержащими платиноносное оруденение [Котляр и др., 1983], а на севере с лавами субщелочных оливиновых базальтов, в которых элементы платиновой группы не отмечены [Магретова, 1999].

Все комплексы пород запечатаны флишево-олистостромовыми отложениями верхнего ордовика [Рязанцев и Румянцева, 1987]. Породы аккреционно-коллизионных комплексов (террейнов) обнажаются в виде тектонических окон, покровов или клиньев среди средне-верхнепалеозойских отложений.

ОШАГАНДИНСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Ошагандинский супертеррейн обнажается на юге Ерейментау-Ниязского кристаллического массива в междуречье Улькен-Кундызды, Ошаганды и Шокай (рис. 13.1).

Наиболее древними породами в данном районе считаются террейны протерозойских порфиробластовых плагиоклазовых гнейсов, обычно сильно слюдистых, и сланцев того же состава, мелкозернистых и лишенных порфиробластов, включающих редкие линзы мраморов, выделяемых Р.М. Антонюком и Л.И. Филатовой в осакаровскую свиту. Ее выходы наиболее хорошо обнажены южнее поселка Новый Кронштадт, что находится на реке Ошаганды [Объяснительная…, 1981].

Также в этом районе встречаются террейны амфиболовых сланцев и амфиболитизированных порфироидов по туфам, реже лавам, с единичными горизонтами мраморов, выделяемых Р.М. Антонюком и Л.И. Филатовой в ошагандинскую свиту. Породы ошагандинского террейна частично сохраняют черты сходства с основными вулканитами, эллипсоидальную отдельность, слоистость в метаморфизованных туфах, что, по мнению В.Б. Беспалова, может представлять продукт метаморфизма базальтов офиолитовых комплексов [Объяснительная…, 1981]. Судя по химическому составу амфиболитов, приведенному в табл. 1 [Объяснительная…, 1981], они могут отражать состав раннеостроводужных вулканитов.

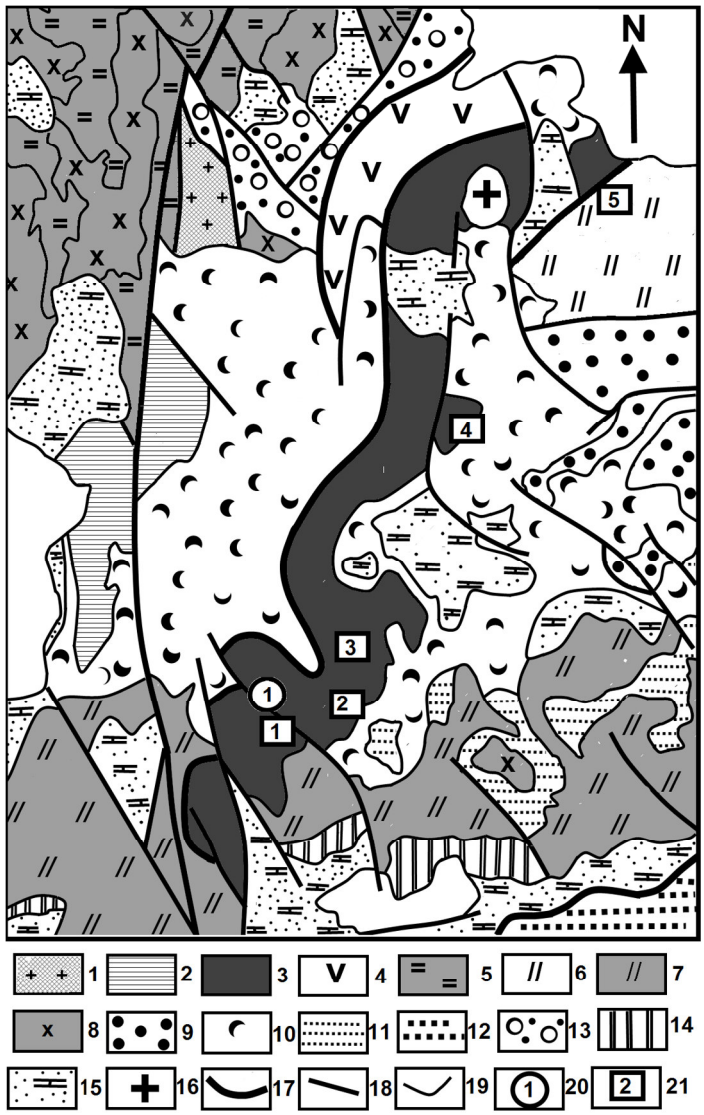

Рис. 13.1. *Геодинамическая схема северо-востока Центрального Казахстана (по: [Антонюк и др., 1995] с изменениями и дополнениями автора)*

1 – Кокшетауский кристаллический массив; 2 – Ишимская пассивная окраина континента; 3 – Ерейментау-Ниязский кристаллический массив; 4 – Селетинский задуговой сиалический бассейн ($Є_1$-O_3);5 – Степнякский рифт (O_{1-3}); 6 – Ащикольская активная окраина ($Є_1$-O_3); 7 – Девонский вулканоплутонический пояс (D_{1-2}); 8 – гранитоиды; 9-10 – комплексы задуговых бассейнов: 9 – Шакшанского ($Є_1$-O_3), 10 –Шидертинского (S_1-D_2); 11-12 – комплексы преддуговых бассейнов: 11 – Баянаул-Акшатауской (O_1-S_1), 12 – Нуринско-Карасорский (S_2-D_2); 13 – аккреционно-коллизионные комплексы (O_{1-3}); 14– рифтогенные комплексы (D_2-$_3$); 15 – континентально морские отложения (D_2-C_2); 16 – граниты (P_2); 17 – надвиги; 18 – разломы; 19 – геологические границы; 20 – Ошагандинский супертеррейн; 21 – террейны: 1 – Кустас, 2 – Астаховский, 3 – Вольский, 4 – Коржункольский, 5 – Олентинский; светлые поля – континентальные отложения (J-Q)

В русле реки Ошаганды и в горах Ниязвскрываются протяженные террейны рифейских филлитовых и углеродистых сланцев в ассоциации с железистыми колчеданами. Узкие протяженные блоки ниязских сланцев пространственно сопряжены с полями развития акдымской серии. Ниязские сланцы постепенно сменяются святогорской толщей, которая состоит, главным образом, из бластопсаммитовых кварцитов и метаморфизованных кварцевых, реже серицито-хло-рито-кварцевых сланцев [Объяснительная…, 1981].

В ассоциации с ниязской и святогорской толщами ранее описывались линзы внутриформационных конгломератов с галькой и валунами кварцитов [Объяснительная…, 1981]. В последние годы эти отложения сопоставляются с олистостромовыми комплексами [Рязанцев, 2005]. На севере гор Ниязполимиктовые песчаники с линзами разногалечных конгломератов содержат обособления с карбонатным цементом, в которых найдены брахиоподы и трилобиты верхнетремадокского и флоского ярусов нижнего ордовика [Борисёнок и др., 1985].

Структурно выше залегают тектонические покровы акдымской серии (G_3-O_2). В основании покровов находятся алевролиты с рассеянной галькой известняков, кремней, базальтов, амфиболитов и зеленых сланцев, напоминающих тиллитоподобные конгломераты [Объяснительная.., 1981], которые позднее были проинтерпретированы как олистостромовые фации [Рязанцев и Румянцева, 1987].

В целом, как отмечают составители геологической карты [Объяснительная …,1981], акдымская серия характеризуется ритмично переслаивающимися кремнями, яшмами, кремнистыми алевролитами, фтанитами. Среди фтанитов нижней части разреза находятся прослои ванадиеносных сланцев или железомарганцевых руд. В ассоциации с красными яшмами и фтанитами встречаются покровы базальтов, их туфов и сопровождающие их дайки и силлы диабазов и габбро-диабазов. По-видимому, в этой части разреза в междуречье Улькен-Кундызды, Ошаганды и Шокай А.Л. Котляр и его соавторы [Котляр и др.. 1983] среди полимиктовых песчаников и гравелитов отмечают присутствие афировых базальтов, пикритов и их туфов, а также кремнистых алевролитов и туффитов.

Эта часть разреза рассматривается как рудоносная [Котляр и др.. 1983], где пикриты, афировые базальты с микроофитовой, спилитовой, реже вариолитовой структурами, образуют лавовые покровы мощностью от 7 до 20 м. В последние годы Л.И. Магретова [Магретова, 1999] эту часть разреза акдымской серии выделяет в самостоятельную тиесскую свиту нижнего кембрия. К.Е. Дегтярев [Дегтярев, 2012] включает базальты тиесской свиты в состав ерейментауской серии нижнего кембрия.

Тиесская свита сложена пикрито-базальтами, оливиновыми субщелочными базальтами, гиалобазальтами, лавобрекчиями и их туфами, в верхах разреза встречаются горизонты зелено-серых кремнистых пород.

Основная масса базальтов состоит из тонких лейст основного плагиоклаза, нередко альбитизированного, и мелких зерен моноклинного пироксена, погруженных в разложенное хлоритизированное стекло. Очень редко отмечаются изометричные фенокристаллы оливина. Рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом.

Пикрито-базальты напротив содержат крупные вкрапленники оливина и реже моноклинного пироксена. Рудные минералы представлены феррихромитом, хроммагнетитом, ильменитом. Крупные зерна хромита содержат включения шпинели и пирротина.

Предполагается, что излияние базальтов и пикритов сопровождалось внедрением малых тел, даек пироксенитов, гарцбургитов, кортландитов, габбро и диабазов, а также небольших массивов плагиогранитов. Пироксениты и кортландиты содержат хромитовую, хроммагнетитовую и хромшпинелидовую минерализацию. Рудоносные перидотиты вскры-

ты картировочными скважинами северо-восточней горы Кустас в долине истоков реки Сабыркожа. Рудная минерализация обусловлена наличием кобальта, никеля, хрома, а также платины, палладия, иридия и осмия [Котляр и др.. 1983]. Присутствие гарцбургитов, роговообманковых перидотитов (кортландитов) указывает на принадлежность мафит-ультрамафитов *террейна Кустас* к кортландит-норит-плагиогранитовой формации, с которой генетически связаны сульфидно-никелевые руды, содержащие элементы платиновой группы [Zhou et al., 2002].

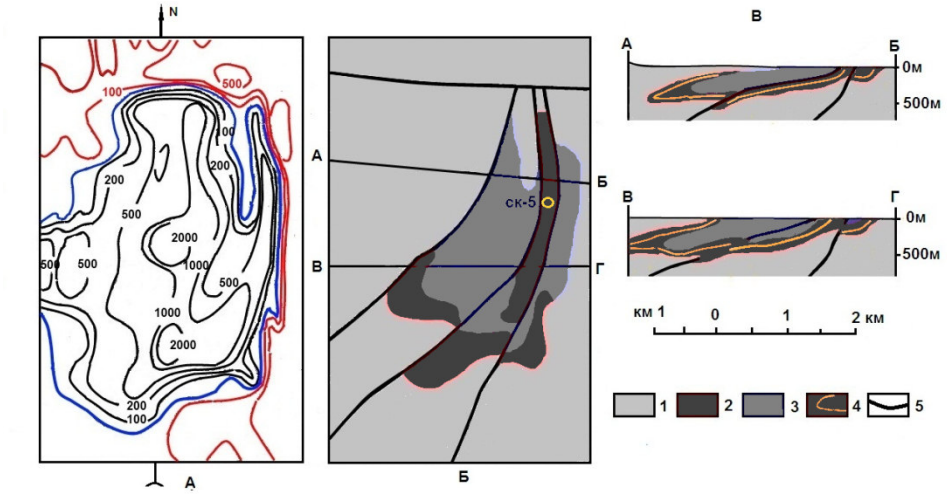

Рис. 13.2. *Строение Астаховского террейна (по: [Дегтярев и др., 1996]с упрощениями автора)*

А – карта аномального магнитного поля; Б – схема геологического строения Астаховского террейна со снятым чехлом кайнозойских отложения; В – геологические разрезы по линиям профилей АБ и ВГ.

1-олистострома; 2-чередование флогопит - содержащих дунитов, клинопироксенитов, апатитовых клинопироксенитов; 3-преимущественно слюдистые пироксениты; 4- горизонт титаномагнетитовых руд; 5-разрывные нарушения

Особого внимания заслуживает описание субщелочных перидотитов и клинопироксенитов *Астаховского террейна,* наиболее известного как Астаховская аномалия. Впервые она была обнаружена Н.П. Хомченко в 1960 г. в процессе проведения региональных геолого-геофизических исследований в северном обрамлении Карагандинского угольного бассейна. В конце 80-х годов прошлого столетия аномалия была детально исследована геологами Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ в процессе проведения среднемасштабного геологического доизучения с использованием глубинного картировочного бурения [Дегтярев и др., 1996]. Астаховская аномалия перекрыта мощным (20-80 м) чехлом кайнозойских отложений.

По результатам бурения выявлены перидотиты в восточной части аномалии, а на ее западном фланге вскрыты олистостромовые образования верхнего ордовика, включающие глыбы и отторженцы вулканогенно-кремнистых пород, линзы лиственитов, серпентинизированных перидотитов. Предполагается, что массив представляет собой меридионально ориентированное тело эллипсоидальной формы протяженностью 5 км при ширине до 3 км (рис. 13.2).

В строении собственно Астаховского террейна принимают участие чередующиеся клинопироксениты различной зернистости и дуниты, последние слагают редкие тела мощностью не более 10 м. Судя по слоистости перидотитов и пи-

роксенитов, террейн залегает субгоризонтально к дневной поверхности.

Состав массива был детально исследован К.Е. Дегтяревым и его соавторами [Дегтярев и др., 1996], которые отмечают присутствие флогопитсодержащих дунитов, слюдистых, титаномагнетитовых, биотит-роговообманковых и апатитсодержащих клинопироксенитов. В качестве акцессорных минералов в флогопитсодержащих дунитах присутствуют хромшпинелиды, реже наблюдаются кристаллы хромсодержащего эндиопсида. Рудные минералы в клинопироксенитах представлены титаномагнетитом, халькопиритом и пиритом. Рудные клинопироксениты имеют полосчатую текстуру.

По петрологическим и минералогическим признакам оруденение Астаховского террейна автор сопоставляет с малосульфидным золото-платино-палладиевым оруденением баронского типа, известного в мафит-ультрамафитах на Среднем Урале [Волченко и др., 1995].

В пределах Вольского оврага обнажаются редкие выходы щелочных слюдистых пироксенитов и перидотитов. Основная часть террейна перекрыта четвертичными отложениями. В период проведения геологической съемки А.Д. Гидасповым (1989) большая часть террейна была вскрыта профилем картировочных скважин. Его общая площадь не превышает трех квадратных километров. По минералогическому составу и текстурному сложению щелочные слюдистые пироксениты и серпентинизированные дуниты сопоставляются с интрузивными аналогами лампроитовой группы.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В главе будет дана петрогеохимическая характеристика пород Ошагандинского супертеррейна по ранее опубликованным материалам предыдущих исследований [Котляр и др.. 1983; Дегтярев и др., 1996], а также по архивным материалам составителей геодинамической карты Центрального Казахстана [Антонюк и др., 1995] и по данным Э.М. Спиридонова [Магретова, 1999].

Платиноносная пикрито-базальтовая формация представлена преимущественно high-Fe ($FeO_{общ}$<15.92 мас.%) примитивными и дифференцированными базальтами, реже пикритами. Они, как правило, отвечают диопсид-гиперстен-нормативным с оливином толеитам, значительно реже присутствуют кварц- и нефелин-нормативные толеитовые и щелочные вулканиты (табл.13.1, рис. 13.3).

High-Fe примитивные и дифференцированные базальты обогащены Na_2O (<4.06 мас. %), уровень концентрации Al_2O_3 не превышает 15.68 мас. %, а TiO_2 изменяется от 0.95 до 2.00 мас. %, что в целом характерно для континентальных базальтов или базальтов задуговых спрединговых сиалических бассейнов (рис. 13.3).

Дифференцированные базальты обеднены Cr (<92.8 г/т), Ni (49.9 г/т) Co (43.29 г/т), однако обогащены Y (<62 г/т), Rb (<12 г/т), Pb (<1.38 г/т), Nb(<7.4 г/т). Примитивные базальты напротив обогащены Cr (<125.2 г/т), Ni (66.5 г/т), Pb (<1.87 г/т), но несколько обеднены Y (<29 г/т), Rb (<3 г/т), Nb (<4.6 г/т), что исключает их океаническое происхождение. Высокие отношения [Pearce et al., 2005] Ba/Yb (15-22), а также Nb-Ta, Zr минимумы и Pb максимум на спайдерграммах свидетельствуют о значительном влиянии надсубдукционной компоненты. На диаграммах $Ce_N/SrN/Sm_N$ [Ikede,1990] и La/10-Y/15-Nb/8 [Cabanis & Lecolle,1989] их фигуративные точки перекрывают поля базальтов задуговых спрединговых бассейнов, что хорошо согласуется с их петрохимическим составом.

Крайне редко встречаются высокофосфористые (P_2O_5>0.77 мас. %) базальты обогащенные Nb (<59.4 г/т), Ta (4.2 г/т), Zr (338 г/т), La (47.64 г/т), Ce (102.42г/т), Nd (49.38 г/т), Hf (7.8 г/т), Pb (3.52 г/т), Th (6.0 г/т), U (1.2 г/т), что отражает их плюмовую природу. Высокое отношение [Pe-

arce et al.,2005] Ba/Yb (204) не исключает их надсубдукционное происхождение. Относительно OIB [Sun & McDonough, 1989] они обеднены редкоземельными элементами, а на спайдерграммах отчетливо прослеживаются Nb-Ta, Sr и Ni-Cr минимумы, подтверждая тем самым их надсубдукционную природу. На диаграмме La/10-Y/15-Nb/8 [Cabanis & Lecolle, 1989] они однозначно перекрывают поле континентальных базальтов, на мультиплицированных многокомпонентных диаграммах [Verma, 2010] они также соответствуют составу базальтов континентальных рифтов.

Все это позволяет рассматривать базальты акдымской серии как производные обогащенной мантии фракционирующей в пределах сиалического задугового бассейна.

Двупироксеновые ультраосновные пикрито-базальты (SiO_2<45.06 мас. %) образуют своеобразную группу пород (табл. 13.1), для которых характерны умеренно низкие (<9.9 мас. %) и умеренные (<12.12 мас. %) концентрации Al_2O_3, а так же P_2O_5 (<0.11 мас. %) и TiO_2 (<1.3 мас. %). Пикрито-базальты по отношению к ассоциирующим с ними базальтам характеризуются относительно низкими концентрациями Na_2O (0.36-1.92 мас. %), что исключает вторичную природу натрия в примитивных и дифференцированных базальтах, ассоциирующих с пикритами. Пикрито-базальты обогащены элементами сидерофильной группы, а также Yb, La, их уровень содержания в несколько раз выше, чем кларковые концентрации базальтов по А.В. Виноградову [Котляр и др., 1983].

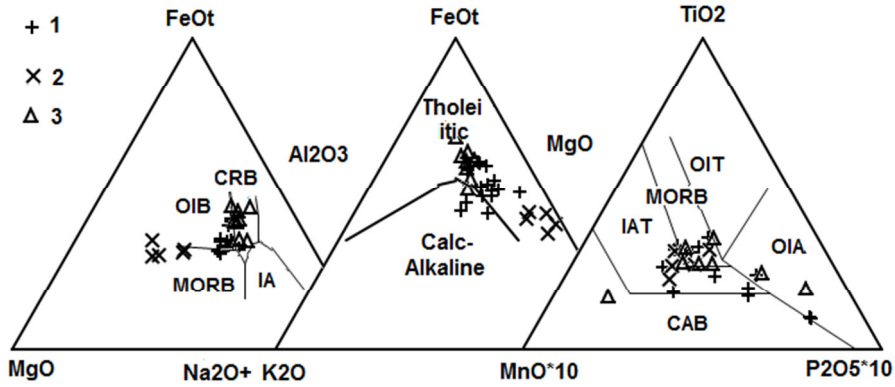

Рис. 13.3. *Бинарные диаграммы 10*MnO -10*P_2O_5-TiO_2 [Mullen, 1983], MgO-Al_2O_3-$FeO_{общ}$ [Pearce et al., 1977], Na_2O+K_2O-$FeO_{общ}$-MgO [Irvine & Baragar, 1971] для базальтов акдымской серии*

1 – примитивные базальты; 2 – пикриты; 3 – деплетированные базальты

Крайне редко встречаются субщелочные базальты с петрохимическими характеристиками (MgO=14.29 мас. %; CaO/Al_2O_3=1.6) анкарамитов.

Высокий коэффициент магнезиальности вулканитов акдымской серии свидетельствует о высокой температуре (<1280°) расплавов, а геохимический состав о глубоком источнике пикрито-базальтовых магм, образование которой могло быть связано с процессом рециклинга океанической литосферы в зоне субдукции. Фракционирование расплавов пикрито-базальтовой формации выражается в росте магнезиальности пород вверх по разрезу и достигает своего максимума в пикритах [Котляр и др.. 1983].

Кустасский кортландит-норит-плагиогранитный комплекс. Гарцбургитовые серпентиниты, встречающиеся в ассоциации с вулканитами пикрито-базальтовой формации, ничем не отличаются от истощенных перидотитов (TiO_2:0.01 мас. % и P_2O_5<0.05 мас. %) надсубдукционных офиолитов.

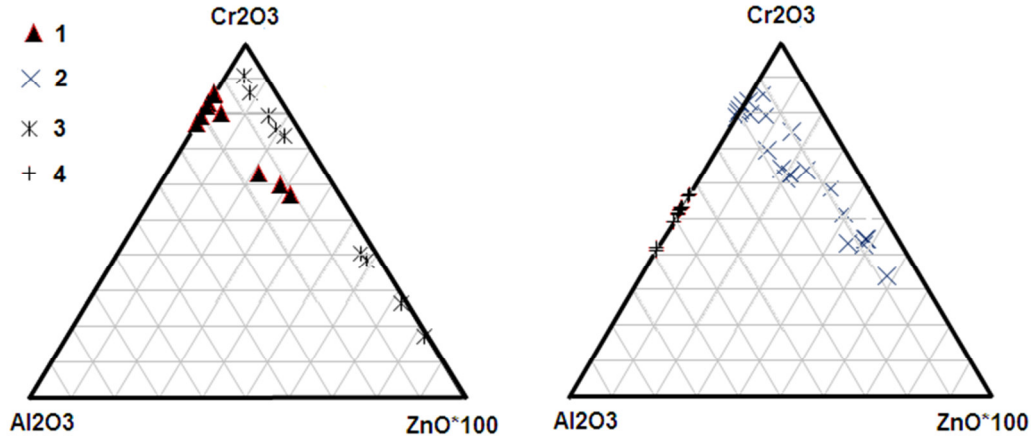

Рис. 13.4*. Бинарная диаграмма Al_2O_3-Cr_2O_3-ZnO*100 шпинелидов перидотитов террейнов:1 – Кустасского, 2 – Астаховского, 3 – Вольского, 4 – Олентинского (по: [Магретова, 1999; Дегтярев и др., 1996])*

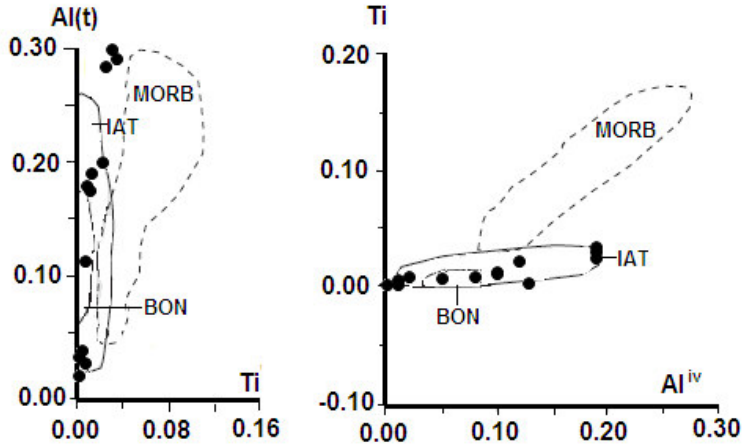

Рис. 13.5 *Ковариационные диаграммы Al(t) – Ti; Ti - Al^{iv} (атомные отношения) клинопироксенов Астаховского террейна (по:[Дегтярев и др., 1996)]*

Поля: IAT– островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов (по: [Beccaluva et al., 1989])

Кортландиты (SiO_2:46.86 мас. %) напротив обогащены TiO_2 (1.18 мас.%), P_2O_5 (0.16 мас. %), что значительно превышает таковые петрогенные окислы кумулятивных лерцолитов надсубдукционных комплексов энсиматических островодужных систем. Их акцессорные хромшпинелиды характеризуются повышенными концентрациями ZnO (<0.33 мас. %, рис. 13.4), что также не свойственно шпинелидам перидотитов надсубдукционных офиолитов энсиматических островодужных систем.

Высококальциевые, оливинсодержащие пироксениты обогащены TiO_2 (1.56 мас.%), Al_2O_3 (5.65 мас. %), P_2O_5 (0.16 мас. %). В их нормативный состав входят плагиоклаз (20.13 %), ортоклаз

(4.02 %), диопсид (44.14 %), гиперстен (10.05 %), оливин (4.43 %), а также ильменит, магнетит и апатит, тем самым они находят некую аналогию с высокофосфористыми базальтами акдымской серии. Высокий уровень концентраций Al_2O_3 и TiO_2 сближает их с рудными клинопироксенитами платиноносных комплексов Камчатского региона [Паленов, 2004; Сидоров, 2009].

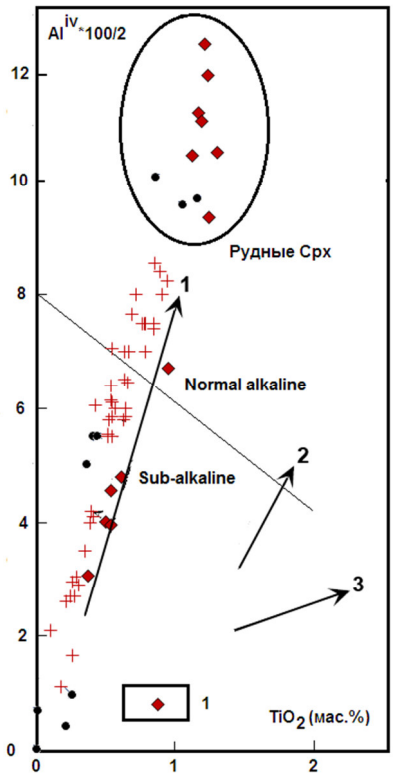

Рис.13.6. *Диаграмма отношений Al^{iv}*100/2-TiO_2 клинопироксенов*

Тренды: 3 –перидотитов океанических хребтов, 2 – палеозойских офиолитовых комплексов, 1–островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов (по: [Loucks, 1990]). Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы (по: [LeBas, 1962]).

1 – клинопироксениты Баронского рудопроявления.

Остальные условные обозначения см. на рис. 13.4

Субщелочные габбро-диориты наряду с высокими содержаниями щелочей (7.10 мас. % при резком преобладании Na_2O над K_2O) обеднены TiO_2 (0.70 мас.%), Al_2O_3 (15.80 мас. %) и P_2O_5 (0.29 мас. %).

Астаховский субщелочной дунит-верлит-клинопироксеновый комплекс. Наиболее детально петрохимически были исследованы слюдистые, титаномагнетитовые, биотит-роговообманковые, оливиновые и апатитсодержащие клинопироксениты [Дегтярев и др., 1996].

Титаномагнетитовые клинопироксениты обогащены TiO_2 (1.13 мас. %) и $FeO_{общ.}$ (20.54 мас. %), концентрации P_2O_5 не превышают 0.50 мас. %, тогда как оливиновые клинопироксениты обеднены TiO_2 (0.10 мас. %) и $FeO_{общ.}$ (>3.33 мас. %) и характеризуются крайне низкими концентрациями суммарных щелочей (0.39 мас. %), P_2O_5 (0.04 мас. %.). В апатитсодержащих клинопироксенитах уровень концентрации P_2O_5 превышает 1.02 мас. %, также закономерно возрастает роль оксида титана (0.72 мас. %) и суммарного железа (17.43 мас. %).

Породообразующие высококальциевые пироксены отвечают диопсиду [Дегтярев и др., 1996]. Довольно четко выделяются три группы клинопироксенов, не содержащих Cr_2O_3, что отличает их от клинопироксенов Олентинского массива. Первая группа представлена low-Al (0.41-0.84 мас. %)/Ti (<0.25 мас. %), вторая группа отвечает med-Al (2.67-4.55 мас. %)/Ti (0.22-0.44 мас. %) клинопироксенам. Особою группу составляют high-Al (<6.69 мас. %)/Ti (<1.16 мас. %) рудные клинопироксениты.

На ковариантных диаграммах (рис. 13.5) фигуративные точки клинопироксенитов первой и второй групп перекрывают поля пироксенов бонинитовых и островодужных комплексов, а рудные клинопироксениты частично выходят за границы пироксенов надсубдукционных комплексов. Ассоциирующие с ними титаномагнетиты наряду с высокими концентрациями Fe_2O_3 (63.89 мас. %), TiO_2 (3.01 мас. %), обогащены Al_2O_3 (2.97 мас.

%) и MgO (1.27 мас. %). Все это в целом сближает рудные клинопироксениты Астаховского террейна (рис. 13.6) с таковыми малосульфидного золото-платино-палладиевого оруденения баронского типа, впервые изученного в мафит-ультрамафитах на Среднем Урале [Волченко и др., 1995].

На потенциальную рудоносность дунит-верлит-пироксенитового комплекса Астаховского террейна указывает и состав хромшпинели дунитов (рис. 13.4). Как известно [Spry & Scott, 1986], ZnO богатые шпинели являются показателями сульфидной минерализации субщелочных габбро-перидотитовых комплексах, которые наряду с сульфидами Cu-Zn-Ni-Co несут и Au-Pt-Pd минерализацию.

Приложения.

Таблица. 13.1. Состав базальтов акдымской серии

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	43.94	45.62	47.39	50.09	47.92	49.54	49.5	49.02	48.16
TiO_2	1.00	1.50	2.10	1.70	1.50	1.10	0.95	2.00	0.95
Al_2O_3	14.77	14.11	13.78	13.1	14.28	14.24	15.68	14.27	14.88
Fe_2O_3	3.53	4.19	7.56	7.06	8.25	3.43	5.58	7.02	5.19
FeO	7.92	8.12	6.96	6.47	7.34	7.72	5.54	7.66	6.64
MnO	0.15	0.18	0.22	0.22	0.18	0.2	0.25	0.17	0.14
MgO	9.4	8.53	6.31	6.4	6.48	7.49	6.76	6.01	6.98
CaO	11.18	9.46	7.64	8.9	5.7	10.91	7.14	7.66	11.02
Na_2O	1.36	2.54	2.6	2.14	2.8	2.56	4.06	3.78	2.62
K_2O	0.1	0.3	0.4	0.34	0.4	0.42	1.2	0.5	0.42
P_2O_5	0.77	0.15	0.21	0.14	0.12	0.11	0.17	0.19	0.17
Q				4.85					
Pl	54.71	57.34	56.54	51.22	59.31	55.30	54.06	61.05	58.02
Ort	0.78	2.26	2.99	2.48	3.04	3.02	8.89	3.58	3.08
Neph							6.85		
Di	13.31	15.67	9.45	14.19	1.82	20.88	10.48	12.49	20.06
Hyp	17.47	6.53	25.70	23.50	30.77	12.66		7.43	7.68
Ol	9.45	14.71	0.71		1.94	5.49	17.07	11.20	8.48
Il	1.32	1.94	2.73	2.17	1.37	1.37	1.22	2.49	1.20
Mag	1.13	1.19	1.39	1.27	1.50	1.04	1.05	1.35	1.10
Ap	1.83	0.35	0.49	0.33	0.29	0.24	0.39	0.42	0.39
Mg#	60.2	56.1	45.0	47.1	43.9	55.3	53.3	43.4	51.2
D.I.	55.5	59.6	59.5	58.6	62.4	58.3	69.8	64.6	61.1
E.L.T	1272	1244	1211	1174	1194	1199	1227	1211	1215

Таблица 13.1 (продолжение 1)

№	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	47.37	47.39	48.33	45.26	50.01	45.07	44.77	43.97	44.6
TiO_2	1.10	1.50	1.26	1.30	1.30	1.30	1.50	1.50	1.30
Al_2O_3	14.42	13.51	14.5	15.28	14.45	9.12	12.12	12.48	9.9
Fe_2O_3	3.78	6.04	5.16	5.49	3.90	3.26	3.74	4.13	3.12
FeO	7.77	6.38	6.95	7.31	6.87	8.38	8.38	8.75	8.72
MnO	0.14	0.16	0.18	0.22	0.18	0.27	0.21	0.25	0.17
MgO	6.98	7.03	7.95	8.12	8.86	17.42	13.82	13.89	16.62
CaO	11.02	11.79	7.41	7.41	5.93	7.75	8.16	7.96	8.05
№	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na_2O	2.62	2.32	3.64	2.54	2.94	1.22	1.92	1.66	0.36
K_2O	0.42	0.1	0.64	4.56	1.56	0.34	0.64	0.34	0.1
P_2O_5	0.17	0.82	0.14	0.42	0.35	0.17	0.19	0.16	0.11
Pl	57.22	54.10	61.07	18.75	53.83	35.74	46.81	48.16	36.40
Ort	3.08	0.71	4.64	32.20	11.16	2.63	4.79	2.59	0.81
Neph				13.86					
Di	21.21	21.11	11.15	13.91	4.19	15.58	13.26	10.35	12.69
Hyp	5.20	15.60	3.84		19.68	21.18	6,89	12.11	34.01
Ol	10.39	3.52	16.26	1862	7.75	21.52	24.66	23.16	12.80
Il	1.40	1.91	1.58	1.58	1.61	1.75	1.96	1.97	1.78

№	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Mag	1.10	1.17	1.13	1.16	1.00	1.18	1.18	1.27	1.23
Ap	0.40	1.89	0.33	0.93	0.78	0.41	0.45	0.38	0.28
Mg#	52.7	51.5	55.0	54.2	60.3	73.3	67.7	66.5	72.0
D.I.	60.3	54.8	65.7	64.8	65.0	38.4	51.6	50.8	37.2
E.L.T	1221	1230	1205	1279	1176	1252	1268	1280	1252

Таблица 13.1 (продолжение 2)

№	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO_2	43.37	43.10	46.03	47.74	45.73	47.81	47.45	48.67	47.85
TiO_2	1.31	2.64	2.80	1.85	1.30	1.90	2.70	1.80	1.90
Al_2O_3	7.2	13.85	16.42	12.80	13.67	13.92	13.1	13.44	13.48
Fe_2O_3	6.47	8.15	3.83	6.02	5.86	8.7	8.38	10.86	7.84
FeO	5.71	7.25	8.49	7.19	5.30	5.75	8.38	5.06	6.60
MnO	0.13	0.15	0.24	0.22	0.52	0.22	0.22	0.24	0.28
MgO	14.29	3.51	5.81	4.76	5.65	5.59	5.41	4.99	5.70
CaO	11.44	7.29	7.56	10.03	9.58	11.22	8.09	8.47	8.70
Na_2O	0.58	2.53	3.12	2.94	4.04	2.24	3.14	3.54	3.62
K_2O	0.11	0.75	0.72	0.44	0.16	0.84	0.48	0.48	0.44
P_2O_5	0.15	0.94	0.62	0.26	0.12	0.17	0.27	0.23	0.21
Q		0.06							
Pl	28.40	58.22	64.51	55.17	56.50	51.47	55.88	58.33	59.29
Ort	0.90	5.96	5.21	3.32	1.18	6.18	3.58	3.54	3.24
Neph					4.93				
Di	34.13	4.94	3.72	22.20	22.73	23.30	14.31	16.47	17.65
Hyp	20.56	23.30	12.13	13.34		9.09	13.65	9.02	3.43
Ol	12.46		8.32	1.66	11.58	6.58	6.93	8.38	12.14
Il	1.87	3.63	3.53	2.41	1.71	1.65	3.45	2.28	2.42
Mag	1.28	1.55	1.17	1.27	1.08	1.34	1.57	1.45	1.34
Ap	0.40	2.34	1.42	0.62	0.28	0.40	0.63	0.53	0.49
Mg#	68.8	30.0	46.5	40.3	48.8	42.3	37.7	37.5	42.7
D.I.	29.3	64.2	69.7	58.5	62.6	57.7	59.5	61.9	62.5
E.L.T	1249	1247	1245	1197	1213	1225	1233	1209	1216

Приложение. 1-14 – недифференцированные базальты; 15-19 – пикриты; 20-27 – дифференцированные базальты .

ГЛАВА 14
ОЛЕНТИНСКИЙ СУБЩЕЛОЧНОЙ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС БОЗШАКОЛЬКОГО СЕГМЕНТА САРЫАРКИНСКОЙ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Олентинский субщелочной дунит-верлит-лерцолит-пироксенит-габбровый комплекс впервые был выявлен в 1975 г. М.П. Щебуняевым [Щебуняев и др., 1980] в процессе проведения геолого-геофизических исследований Бозшакольского рудного района. Несколько позднее в процессе проведения геологического доизучения Олентинский массив был разбурен поисково-картировочными скважинами и детально петрологически исследован Л.И. Магретовой [Магретова, 1999].

Выходы пород Олентинского массива сопряжены с тектоническими покровами основных вулканитов и осадочных пород, которые метаморфизованы до фаций зеленых сланцев, гиалобазальтов и пикробазальтов, возраст которых неоднократно пересматривался [Магретова, 1999]. Вулканоплутонические образования Бозшакольского рудного района в последние четыре десятилетия были детально исследованы большой группой геологов [Хромых, 1986; Магретовой, 1999; Рязанцев, 2005; Дегтярев и др., 2010].

В составе Бозшакольского сегмента Сарыаркинской активной континентальной окраины традиционно принято считать, что самой древней из вулканических комплексов является последовательно дифференцированная базальт-риолитовая нижнекембрийская коксорская серия, выходы которой тесно сопряжены с надсубдукционными офиолитами темирастауского комплекса. Нижняя часть коксорской серии представлена известково-щелочными пиллоу-базальтами борукаевской свиты, которые постепенно сменяются лавами и лавобрекчиями андезитов, дацитов, риодацитов и риолитов, туфами и туффитами кислого состава с редкими потоками основных эффузивов и кремнистых туффитов майсорской свиты [Хромых, 1986; Магретова, 1999; Дегтярев, 2012]. Органических остатков в образованиях коксорской серии не обнаружено, ее нижнекембрийский возраст определен на основании изотопных датировок цирконов (520±2 млн. лет) из гранитоидов Жиландинского массива [Дегтярев и др., 2010].

Стратиграфически выше с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании, содержащими гальку подстилающих пород, на различные части разреза коксорской серии налегают осадочно-вулканогенные отложения иткалганской свиты. Ее разрезы содержат трилобиты ботомского яруса нижнего кембрия [Ившин, 1978], автохтонная природа известняков содержащих трилобиты не вполне очевидна [Объяснительная…, 1981].

Л.И. Магретова [Магретова, 1999] указывает, что рудовмещающий базальт-андезибазальтовый комплекс (бескудукская свита по [Хромых, 1986; Дегтярев, 2012]) в пределах Бозшакольского рудного поля залегает на майсорской свите без видимого несогласия, в составе которой выделяются базальты, андезибазальты, их туфы с редкими прослоями туфопесчаников (мощностью 1000 м).

Эти отложения прорваны габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовым массивом, содержащим медно-молибденовое месторождение Бозшаколь. Такой тип месторождений, как правило, характерен для структур активных континентальных окраин как кордильерского, так и японского типов, учитывая наличие платиносодержащих мафит-ультрамафитов в пределах Ерейментау-Ниязского кристаллического массива.

Выше согласно залегают отложения джангабульской свиты. В нижней части она состоит из вулканомиктовых конгломератов и песчаников, переслаивающихся с лавами и туфами базальтового и андезитового состава. В верхней половине разреза свиты преобладают зеленоцветные и красноцветные лавы, реже туфы базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов и андезитов с прослоями и линзами вулканомикто-

вых песчаников, известковистых туфов и туфогравелитов, алевролитов, изредка встречаются линзы известняков с трилобитами, брахиоподами амгинского яруса среднего кембрия. Мощность свиты около 2000 м [Магретова, 1999]. Ранее эта часть разреза относилась к ащикольской свите [Объяснительная.., 1981].

Отложения торткудукской серии (до 270 м) верхнего кембрия – нижнего тремадока в районе месторождения Бозшаколь несогласно залегают на рудоносных гранитоидах бозшакольского массива и вмещающих их нижнекембрийских вулканитах [Магретова, 1999]. Серия сложена карбонатно-терригенными отложениями. В стратотипическом разрезе серии у западного подножья горы Улькен-Куянды она представлена чередованием полимиктовых песчаников, алевролитов и известняков. Характерной особенностью пород серии, как отмечают составители геологической карты [Объяснительная…, 1981], является присутствие зерен глауконита.

Выше согласно залегают отложения олентинской свиты (более 1000 м), тремадокский возраст которой надежно обоснован трилобитами [Геология СССР…, 1972; Никитин, 1972]. Толща «зеленых туфов» состоит из серых и зеленых туфогенных конгломератов, туфопесчаников и известняков с пластами туфов, лав и субвулканических тел андезитов и андезидацитов [Хромых, 1986; Магретова, 1999], с которыми генетически связаны месторождения и рудопроявления золото-барит-полиметаллических руд типа куроко.

Отложения олентинской свиты согласно перекрываются кремнисто-терригенной жельдыадырской свитой мощностью до 100 м, возраст которой обоснован конодонтами позднего тремадока и флоского ярусов раннего ордовика [Хромых, 1986; Толмачева и др., 2008]. Свита сложена серыми кремнями, кремнистыми алевролитами, алевролитами, радиоляритами и глинистыми яшмами с прослоями кремнеобломочных пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Субщелочной дунит-верлит-лерцолит-пироксенит-габбровый олентинский комплекс слагает серию тектонических покровов, прослеживающихся на расстоянии более чем 14 км при максимальной ширине их выходов до 1000 м.

Ядро массива (мощностью более 500 м) сложено чередующимися дунитами, верлитами, амфиболовыми верлитами, реже встречаются флогопитовые верлиты и лерцолиты, а еще реже гарцбургиты.

Верлиты постепенно сменяются толщей (более 200м мощностью), часто переслаивающихся флогопит-биотитовых, роговообманковых клинопироксенитов, титаномагнетитовых клинопироксенитов, полосчатых габброидов, реже встречаются горнблендиты и ромбические пироксениты. Мощности отдельных интервалов от первых сантиметров до первых метров.

Шпинели встречаются только в дунитах и перидотитах, повышенные содержания титаномагнетита и апатита отмечаются в габброидах и пироксенитах, причем в пироксенитах иногда отмечаются концентрации титаномагнетита и апатита, близкие к промышленным содержаниям.

Радиологический возраст Олентинского массива определен K-Ar методом по флогопиту из верлитов, по биотиту и роговой обманке из клинопироксенитов составляет 480-510 млн. лет [Щебуняев и др., 1980].

Дуниты, как правило, серпентинизированы, оливин сохраняется крайне редко. Акцессорные минералы представлены хромшпинелидами и новообразованным магнетитом. Дуниты, содержащие более 10 % клинопироксенов, переходят в верлиты.

Верлиты частично серпентинизированы. На фоне нацело серпентинизированного оливина четко видны крупные ксеноморфные кристаллы клинопироксенов. Акцессорные минералы представлены хромшпинелидами и титаномагнетитом. В лерцолитах обычно присутствуют кристаллы неизмененных клинопироксенов, а в гарцбургитах ортопироксен замещается хлоритом и серпентином.

Пироксениты средне-крупнозернистые, реже мелко-среднезернистые с панидиоморфнозернистой или гипидиоморфнозернистой структурами, состоящие исключительно из клинопироксена. В виде примеси присутствуют слюды (биотит, флогопит), роговая обманка и плагиоклаз, при более 10% их содержания они переходят в слюдистые, роговообманковые и плагиоклазовые пироксениты.

Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом и апатитом. Титаномагнетит образует ксеноморфные выделения, цементирующие зерна пироксена, зачастую хорошо видны структуры распада; апатит присутствует в виде крупных вкрапленников и гнезд, ассоциирующих обычно с титаномагнетитом. Рудные клинопироксениты нередко содержат до 20-30 % титаномагнетита и апатита. Габброиды среднезернистые и мелко-среднезернистые. По составу породообразующих минералов отмечаются пироксен-плагиоклазовые, роговообманково-пироксен-плагиоклазовые и биотит-роговообманково-пироксен-плагиоклазовые, лейкократовые, мезократовые и меланократовые габбро. Акцессорные минералы, как и в пироксенитах, представлены апатитом и титаномагнетитом.

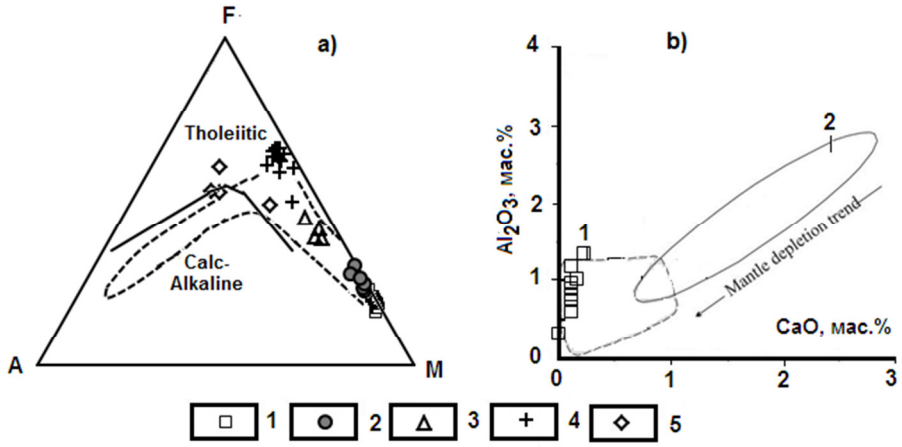

Рис.14.1. *Диаграммы (a) AFM [Irvine & Baragar, 1971] и (b) Al_2O_3-CaO [Ishii et al. 1992] для пород Олентинского массива (по: [Магретова, 1999]*

1 – дуниты и гарцбургиты; 2 – верлиты; 3 – верлиты с флогопитом; 4 – клинопироксениты; 5 – габброиды; пунктирной линией показано поле магматических пород Олюторского преддугового хребты Северной Камчатки (по: [Kepezhinskas et al., 1993])

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

При написании данного раздела был использован аналитический материал, полученный Л.И. Магретовой [Магретова, 1999] входе диссертационных исследований. Микрозондовые анализы породообразующих и акцессорных минералов выполнены на кафедре петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова с помощью электронного микроскопа Cam-Scan аналитиком Е.В. Гусевой и в ИГиГ СО АН СССР на микрозонде JXA-5-A аналитиком О.Н. Майоровой.

По химическому составу дуниты и гарцбургиты Олентинского массива обладают рядом специфических особенностей и прежде всего повышенным уровнем содержания Al_2O_3 от 0.59 -1.32 мас.% до 0.77-1.84 мас. % соответственно. Дуниты являются нефелин-корунд-нормативными породами, гарцбургиты – корунд-нормативными породами, что обусловлено, по-

видимому, увеличением роли ортопироксена и шпинели в гарцбургитах. Величина отношения MgO/(MgO+$FeO_{общ.}$) для дунитов составляет 0.77-0.83, а у гарцбургитов 0.79-83, что несколько ниже, чем в таковых метаморфических перидотитов [Колман, 1979]. Общим для дунитов и гарцбургитов Олентинского массива является несколько повышенный уровень концентрации P_2O_5 (0.012-0.09 мас. %), крайне низкие концентрации CaO (0.1 мас. %), что отличает их от перидотитов мафит-ультрамафитовых комплексов офиолитов. По отношению Al_2O_3 к CaO они отвечают крайне низкокальциевым перидотитам преддуговых бассейнов (рис. 14.1).

Кумулятивные гарцбургиты и верлиты отличаются друг от друга содержанием CaO, который резко преобладает в последних (CaO <7.76 мас. %). Верлиты отвечают нефелин-нормативным породам, тогда как гарцбургиты содержат нормативный корунд. С повышением количества флогопита в верлитах закономерно возрастает уровень концентрации K_2O (<2.36 мас.%) и TiO_2 (<0.90 мас.%). В кумулятивных флогопитсодержащих дунитах роль щелочей (1.3 мас.%) и TiO_2 (<0.32 мас.%) уменьшается.

В апатитсодержащих клинопироксенитах содержание P_2O_5 превышает 1.37 мас. %. Клинопироксениты являются, независимо от модального содержания апатита и титаномагнетита, нефелин-нормативными породами.

Габброиды по геохимическому составу подразделяются на две группы. Первая группа представлена высокоглиноземистыми (Al_2O_3<18.12 мас.%) щелочными габбро с калиевым (K_2O>2.7мас. %) уклоном. Вторая представлена низкоглиноземистыми (Al_2O_3=14.3 мас.%) норитами с высоким содержанием Na_2O (4.2 мас. %). По отношению к габбро они обеднены CaO (6.19 мас. %) и P_2O_5 (0.11 мас. %), но обогащены TiO_2 (2.1 мас.%).

Клинопироксен встречается во всех породах олентинского комплекса. По составу он меняется от хромдиопсида (Cr_2O_3> 0.43 мас.%) до диопсида и салита [Магретова, 1999]. Хромдиопсид встречается в верлитах и лерцолитах, тогда как в клинопироксенитах и в слюдистых клинопироксенитах чаще наблюдается диопсид.

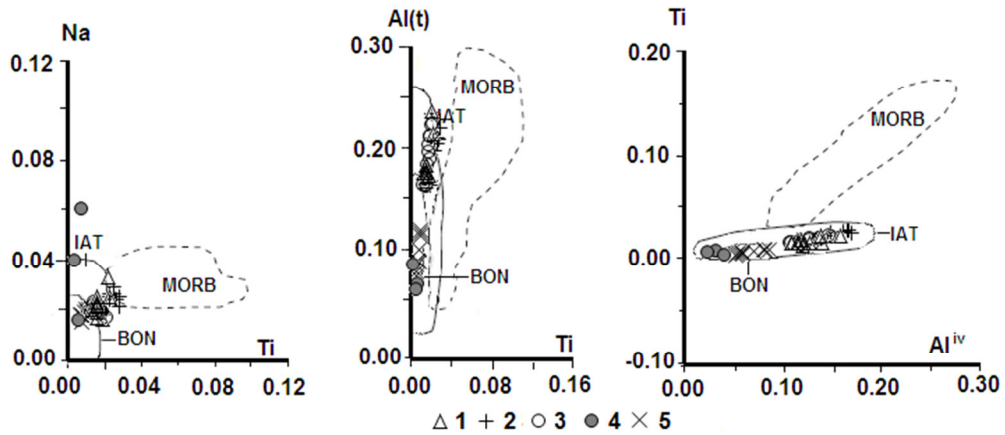

Рис. 14.2. *Ковариационные диаграммы Na – Ti; Al(t) – Ti; Ti - Al^{iv} (атомные отношения) клинопироксенов Олентинского массива (по: [Магретова, 1999])*

Поля: IAT– островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов (по: [Beccaluva et al., 1989]).

1 – верлиты; 2 – клинопироксениты; 3 – слюдистые клинопироксениты; 4 – лерцолиты; 5 – горнблендиты

Хромдиопсид лерцолитов относительно верлитов обогащен MgO (17.25 мас.%), но обеднен Al_2O_3 (1.64 мас.%), TiO_2 (0.18 мас.%), однако уровень концентрации CaO изменяется относительно слабо <23.20 мас.% и 22.22 мас.% соответственно. Наиболее высокий уровень TiO_2 (0.81 мас.%) отмечен в клинопироксенитах, тогда как содержания MgO (12.55 мас.%) меньше чем в верлитах и лерцолитах. Клинопироксениты перидотитов на ковариантных диаграммах перекрывают поле островодужных комплексов (рис. 14.2). Оливин изучен только в перидотитах. Оливин верлитов характеризуется устойчивым коэффициентом железистости (Fe#:14-15) и преобладанием NiO (0,19-0,23 мас.%) над Cr_2O_3 (0,01 мас. %), тогда как оливин лерцолитов менее Fe# (10-12), а Cr_2O_3 (0,.24-0,28 мас.%) больше чем NiO (0,15-0,20 мас.%). Амфиболы по составу соответствуют паргасит-гастингситу, причем его состав крайне непостоянен, в перидотитах он отвечает хромсодержащему (Cr_2O_3: 0.93 мас. %) паргасит-гастингситу, а в горнблендитах титанистому (TiO_2: 1.99 мас. %) паргасит-гастингситу.

Хромшпинелиды по петрохимическому составу отвечают субферрихромпикотиту (Cr_2O_3 <30.41 мас.%, Fe_2O_3 <14.09 мас.%) и феррихромпикотиту (Cr_2O_3 >25.15.9 мас.%, Fe_2O_3>17.88 мас. %) и не содержат ZnO (рис. 13.4).

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПЛАТИНОНОСНЫХ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

В пределах Ерейментау-Ниязского кристаллического массива выделяются следующие платиноносные базит-гипербазитовые комплексы: субщелочной дунит-верлит-клинопироксеновый (концентрически-зональные массивы баронского типа), кортландит-норит-плагиогранитовый (расслоенные интрузии и лакколиты кустасского типа) и пикрито-базальтовый (лавы и силлы), образующие единую вулканоплутоническую ассоциацию, дунит-гарцбургитовый (серпентинитовые меланжи коржункольского типа).

Астаховский субщелочной дунит-верлит-клинопироксеновой комплекс сложен разнозернистыми дунитами, верлитами, биотитовыми, флогопитовыми, титаномагнетитовыми, биотит-роговообманковыми, оливиновыми и апатитсодержащими клинопироксенитами. Важно отметить, что ортопироксеновые разности пород отсутствуют.

Шпинелиды дунитов обогащены ZnO и согласно классификации И.В. Павлова [Павлов, 1949] в большинстве своем относятся к хромитам, алюмохромитам и субферриалюмохромитам и соответствуют хромшпинелидам из массивов дунит-гарцбургитовой формации полуострова Валижген, Корякское нагорье [Осипенко и др., 2002]. Т.е. они не аналогичны по составу хромшпинелидам из зональных комплексов урало-аляскинского типа [Irvine, 1967; Dick & Bullen, 1984]. Высококальциевые пироксены и рудные клинопироксены по петрохимическому составу аналогичны таковым малосульфидного золото-платино-палладиевого оруденения баронского типа мафит-ультрамафитов Среднего Урала [Волченко и др., 1995].

Обогащение пород флогопитом указывает на значительную степень флюидонасыщенности исходного расплава [Сидоров, 2009], отделяющегося от субдуцируемой тектонической плиты, как правило, такие флюиды обогащены хлором [Толмачева и др., 1999].

Тиесская пикрито-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация представлена лавами пикритов, анкарамитов, оливиновых, оливин-пироксеновых и пироксеновых базальтов, дифференцированными силлами и дайками пикритов и долеритов, а также телами пироксенитов, гарцбургитов, роговообманковых перидотитов (кортландитов), габброидов и плагиогранитов массива Кустас.

Характерными особенностями вулканогенных пород пикрито-базальтовой ассоциации являются высокая железистость, повышенная натровая щелочность, обогащение LILE, отрицательные

Nb-Ta, Zr, Sr аномалии на спайдерграммах, подтверждающие надсубдукционный тип обогащенного мантийного источника.

Шпинелиды перидотитов кустасского кортландит-норит-плагиогранитного комплекса относятся к хромитам, субферрихромитам, алюмохромитам и субферриалюмохромитам, тем самым находят аналогию с платиноносными комплексами Корякско-Камчатского вулканоплутонического пояса [Сидоров, 2009]. Хромшпинелиды обогащены ZnO, что является показателем сульфидной минерализации перидотит-пироксенит-норитовых комплексов, которые наряду с сульфидами Cu-Zn-Ni-Co несут и Au-Pt-Pd минерализацию [Spry & Scott, 1986].

К платиноносной дунит-гарцбургитовой формации, по-видимому, относятся породы Коржункульского массива, что обнажается в районе оз. Телесколь (восточнее поселка Ерейментау). Наличие благороднометальных россыпей, связанных с выходами пород коржункульского комплекса, известно давно. И.Ф. Трусова [Геология СССР, 1972б] связывала платиноносность Коржункольского месторождения россыпного золота с габброидами, содержащими небольшие шлиры или тела пироксенитов и дунитов. В составе массива встречаются габброиды, верлиты, пироксениты, вебстериты, дайки долеритов и плагиогранитов, которые погружены в дунит-гарцбургитовый серпентинитовый меланж и, совместно с нижнеордовикскими вулканитами телескольской и ордобайской свит, шарьированы на кремнистые породы акдымской серии [Рязанцев, 2005].

В геодинамическом плане пикрито-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация, субщелочной дунит-верлит-клинопироксеновый и дунит-гарцбургитовый комплексы, судя по петрологическому составу пород и петрохимической специализации клинопироксенов и хромшпинелидов, являются производными магм, генерирующими над зонами субдукции. Такие комплексы, по-видимому, отражают тектономагматические процессы, протекающие в пределах активных континентальных окраин.

Олентинский субщелочной дунит-верлит-лерцолит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс. Несмотря на довольно большое петрографическое сходство Олентинского массива с породами концентрически-зональных мафит-ультраосновных комплексов урало-аляскинского типа [Irvine, 1967; Dick & Bullen, 1984] он обладает рядом специфических отличий.

В составе Олентинского массива встречается ортопироксен и их содержащие лерцолиты, что нехарактерно для концентрически-зональных массивов урало-аляскинского типа [Krause, 2008; Сидоров, 2009].

Амфиболы по составу отвечают ряду паргасит-гастингситу (преимущественно натрового типа); для низкотитанистых (TiO_2 <0.57 мас. %) характерна высокая хромистость (Cr_2O_3<1.16 мас. %), а для титанистых (TiO_2<2.01 мас. %) напротив присуща низкая хромистость (Cr_2O_3<0.07 мас. %). Такая зависимость не характерна для амфиболов кортландит-норитовых интрузий, несущих медно-никелевое сульфидное оруденение [Селянгин, 2003].

Шпинелиды по составу отвечают субферрихромпикотиту и феррихромпикотиту, тогда как для мафит-ультрамафитовых комплексов урало-аляскинского типа типичен изоморфный ряд хромит-хромпикотит-феррихромит-хроммагнетит [Irvine, 1967; Dick & Bullen, 1984].

Субферрихромпикотит и феррихромпикотит олентинского комплекса не содержат оксидов цинка, марганца и никеля, эти окислы, как правило, встречаются как в шпинелидах зональных комплексов урало-аляскинского типа [Krause, 2008], так и в шпинелидах кортландит- норитовых интрузий [Селянгин, 2006, 2007]. Отсутствие этих окислов в хромшпинелидах снижает перспективы на обнаружение продуктивных платиноносных горизонтов в пределах Олентинского массива.

ГЛАВА 15
ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ КЛИНОПИРОКСЕНЫ, АКЦЕССОРНЫЕ И РУДНЫЕ ХРОМШПИНЕЛИДЫ КАК ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ НАДСУБДУКЦИОННЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ

Принято считать [Пирс и др., 1987], что различная последовательность кристаллизации минеральных фаз мафит-ультрамафитовых комплексов офиолитов определяет их геодинамическую природу. В офиолитах, формирующихся над зоной субдукции (НЗС), клинопироксен, а иногда ортопироксен, кристаллизуется раньше плагиоклаза, тогда как в офиолитах срединно-океанических хребтов первым кристаллизуется плагиоклаз. Дополнительным диагностическим признаком плутонических офиолитов НЗС является присутствие в их разрезах кумулятивных хромитовых тел.

Как показало сопоставление разрезов плутонических офиолитов НЗС Центрального Казахстана [Степанец, 2008], присутствие хромитовых горизонтов в составе плутонических офиолитов не обусловлено последовательностью кристаллизации минеральных фаз. Тогда как составы их породообразующих пироксенов, оливинов, рудных и акцессорных шпинелидов существенно различаются.

Учитывая, что составы пироксенов и шпинелидов являются чувствительными индикаторами физико-химических условий равновесия материнских пород мафит-ультрамафитовых комплексов [Ультраосновные…1988], ниже будут рассмотрены особенности состава этих минералов в аспекте их значимости для расшифровки процессов генерации магм и определения геодинамических обстановок формирования офиолитов описанных выше террейнов.

Клинопироксен. Моноклинный пироксен (Cpx) является самым устойчивым породообразующим минералом перидотитов к процессам метаморфизма. Главными характеристиками составов клинопироксенов, на основе которых возможен их сравнительный анализ, являются железистость (Fe#), содержания ферросилитового компонента (Fs), оксидов алюминия [Добрецов и др., 1971 и др.], хрома и натрия [Kornprobst et al., 1982], а также атомные отношения Na, Ti, Al(t), Aliv [Beccaluva et al., 1989; Loucks., 1990].

Как показал анализ составов изученных клинопироксенов мафит-ультамафитовых комплексов офиолитов Центрального Казахстана, они не однородны по петрохимическому составу. Выделяется несколько групп клинопироксенов, что довольно четко демонстрирует диаграмма TiO_2-SiO_2/100-Na_2O (рис. 15.1). Наиболее контрастно клинопироксены мафит-ультамафитовых комплексов изученных офиолитов отличаются накоплением оксида натрия. Крайне низкие концентрации Na_2O, ниже предела чувствительности анализа (рис. 15.1), отмечены в клинопироксенах вебстеритов, верлитов и габброидов террейна Центральный Толпак и в клинопироксенитах серпентинитового меланжа Тектурмасской аккреционной призмы, что косвенно свидетельствует о генетическом родстве содержащих их плутонических пород. Этому предположению не противоречат и составы хромшпинелидов упомянутых выше перидотитов (см. ниже). Низкие концентрации Na_2O (0.10 мас. %) отмечены и в Cpx клинопироксенитов из разреза габброидов Ангренсорского серпентинитового меланжа (рис. 15.1).

Клинопироксены перидотитов параутохтона Караулшеку и террейнов серпентинитового меланжа района озера Майсор отличаются друг от друга характером накопления Na_2O, TiO_2 и SiO_2. На диаграмме TiO_2-SiO_2/100-Na_2O (рис. 15.1 (b)) их фигуративные точки образуют два отдельно расположенных поля.

Характерно, что клинопироксены района оз. Майсор и Центрального Толпака содержат горизонты кумулятивных хромшпинелидов.

Обособленное поле образуют фигуративные точки клинопироксенов субщелочного мафит-ультрамафитового комплекса Олентинского террейна (рис. 15.1). Они при относительно небольшой амплитуде колебания концентраций Na_2O недонасыщены SiO_2, но обогащены относительно других TiO_2.

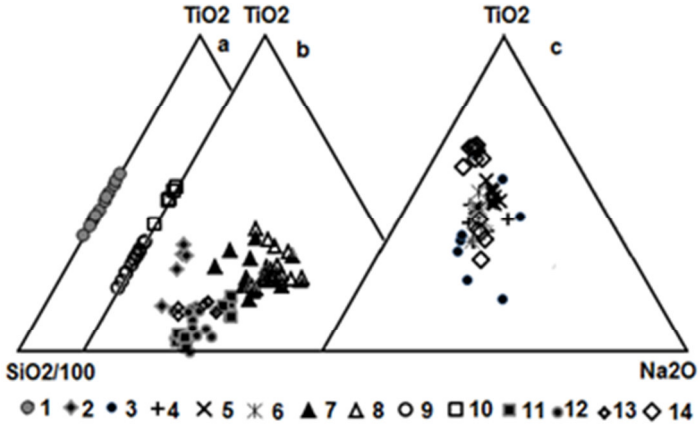

Рис. 15.1. *Диаграмма TiO_2-SiO_2/100-Na_2O клинопироксенов*

1 – Тектурмасской (по: [Новикова и др., 1991])и 2 – Ангренсорской аккреционных призм (по: [Степанец, 1992]; 3 – Астаховского террейна (по: [Дегтярев и др., 1996]; 4-6 – Олентинского террейна (по:[Магретова, 1999]): 4 – верлитов, 5 – клинопироксенов, 6 – слюдистых клинопироксенитов, 7-8 – Караулшекинского паравтохтона (по:[Степанец, 1992]): 7 – перидотитов, 8 – габброидов; 9-10 –террейна Центральный Толпак (по:[Степанец, 1992]): 9 – верлитов и вебстеритов, 10 – габброидов; 11-13 – Майсорского террейна (по:[Степанец, 1992]): 11 – клинопироксенов, 12 – верлитов, 13 – габброидов; 14 – Волковского террейна (по: [Волченко и др..1996])

Фигуративные точки клинопироксенов пироксенитов Астаховского террейна не образуют компактного поля (рис. 15.1), они резко фракционированы по содержанию TiO_2, Al_2O_3 и не содержат Cr_2O_3, что отличает их от таковых Олентинского террейна, но сближает с клинопироксенами пород Баронского золото-платинопалладиевого оруденения Волковского террейна платиноносного пояса Урала.

Последующий анализ распределения в клинопироксенах Cr_2O_3, TiO_2 и Al_2O_3 показал, что они и по этим компонентам имеют четко выраженные различия (рис. 15.2).

Клинопироксены верлитов Майсорского террейна характеризуются низкой железистостью (Fe#<12) и низкими концентрациями TiO_2, при этом имеют положительную корреляцию с Al_2O_3 (рис. 15.2 (a)) и отрицательную с Cr_2O_3 (рис. 15.2 (c)), однако в ортопироксенитах эта закономерность не проявлена. Характерно, что высокоглиноземистый клинопироксен верлитов имеет низкие концентрации Cr_2O_3, тогда как в низкоглиноземистом клинопироксене наблюдается обратная зависимость. Такое поведение Cr и Al в клинопироксенах может быть обусловлено тем, что при интенсивном плавлении кристаллические решетки клинопироксенов перестают удерживать Cr по отношению к Al [Ультраосновные…, 1988]. Интенсивность плавления может быть обусловлена адиабатической декомпрессией, приводящей к понижению температуры мантийного вещества. Понижение температуры мантийного вещества может быть

обусловлено и влиянием надсубдукционного флюида, отделяющегося от пододвигаемой тектонической плиты.

Наиболее фракционированы по Fe# (6.9-14) клинопироксены верлитов террейна Центральный Толпак и клинопироксениты серпентинитового меланжа Тектурмасской аккреционной призмы. Их клинопироксены крайне обеднены Cr_2O_3, но уровень концентрации TiO_2 выше, чем в клинопироксенах перидотитов Майорского террейна. Резкое обеднение Cr_2O_3 клинопироксенов кумулятивных перидотитов, как и ассоциирующих с ними базальтоидов, обусловлено привносом в магматическую камеру надсубдукционного флюида. Крайне низкие концентрации Na_2O клинопироксенов перидотитов могли быть обусловлены тем, что их мантийные магмы генерировали под воздействием надсубдукционного солевого хлоридного флюида, отделяющегося от пододвигаемой тектонической плиты. Экспериментально установлено, что флюиды хлора способствуют выносу натрия из мантийного расплава [Webster et al., 1999], что способствовало его накоплению в базальтоидном расплаве.

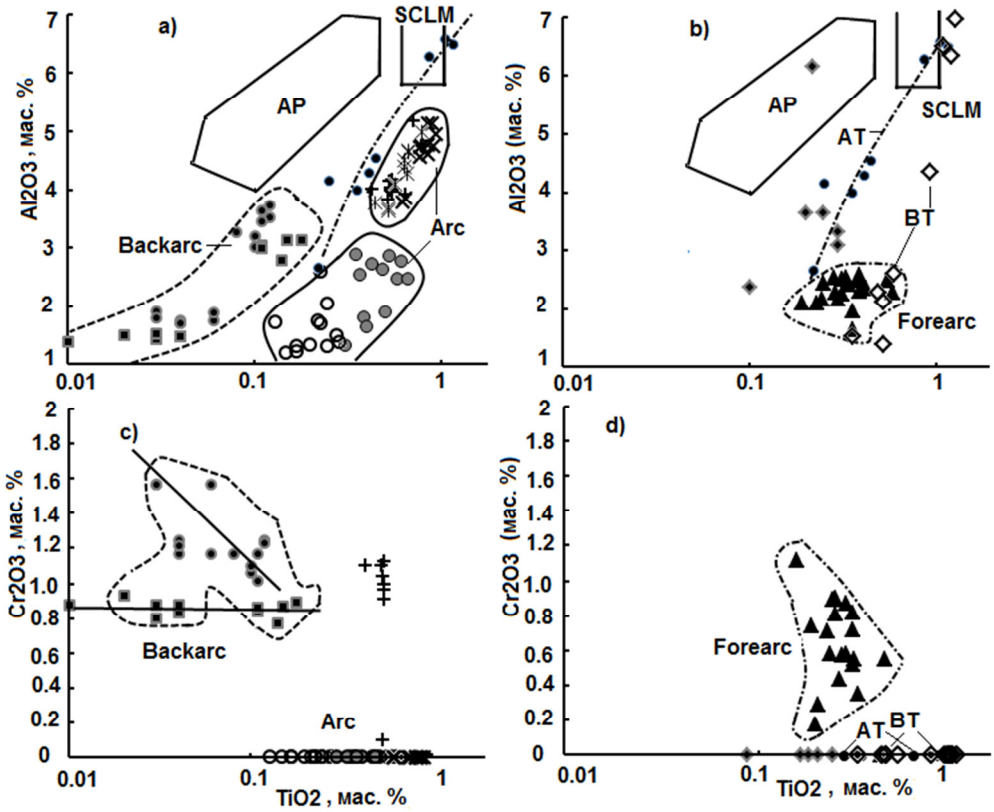

Рис. 15.2. *Диаграммы Al_2O_3-TiO_2 (a, b) Cr_2O_3-TiO_2 (c, d) клинопироксенов перидотитов и габброидов*

Поля: AP – абиссальных перидотитов (по: [Johnson et al., 1990]), SCLM – субконтинентальной литосферной мантии (по: [Rampone et al., 1993]); AT – Астаховский террейн; BT – Баронский тип золото-палладиевого оруденения.

Условные обозначения см. на рис. 15.1

Клинопироксены кумулятивных перидотитов паравтохтона Караулшеку обогащены $FeO_{общ}$ и TiO_2, но несколько обеднены Al_2O_3 и Cr_2O_3 относительно клинопироксенов перидотитов террейна Майсор (рис. 15.2). По уровню содержания Cr_2O_3 они также резко отличаются от клинопироксенов деплетированных перидотитов Центрального Толпака Агырек-Арсаланской аккреционной призмы и клинопироксенитов Тектурмасской аккреционной призмы.

Уровень содержания оксидов глинозема и титана клинопироксенов значительно ниже, чем в пироксенах субконтинентальной литосферной мантии, абиссальных перидотитах (рис. 15.2(a, b)) и в перидотитах из рифтов Атлантического и Индийского океанов [Niu & Hekinian, 1997], что согласуется с выводами о надсубдукционной природе содержащих их мафит-ультрамафитов [Степанец, 1992].

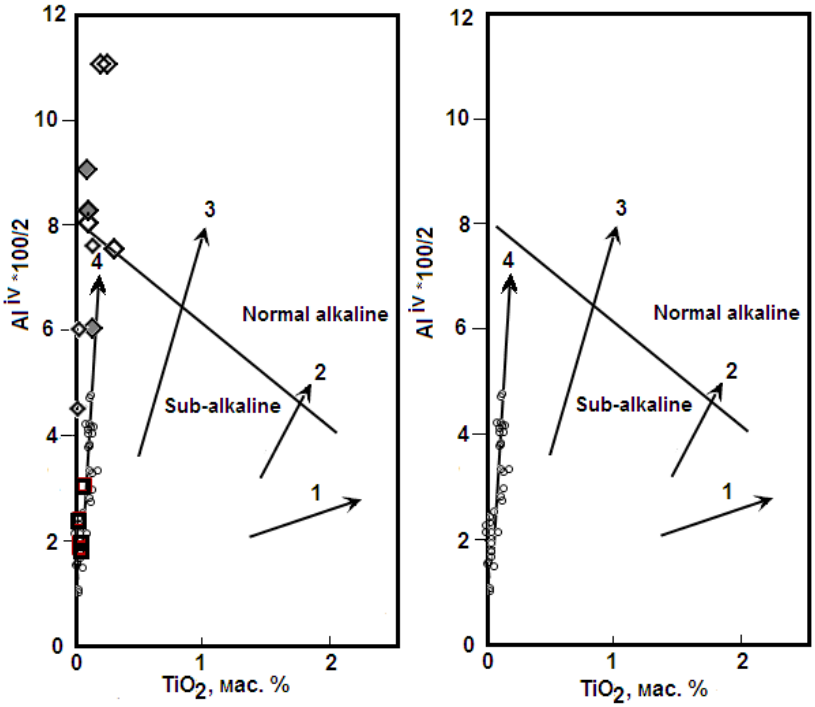

Рис. 15.3. *Ковариационная диаграмма $Alz=(Al^{iv}*100/2)$ – TiO_2 клинопироксенов перидотитов задуговых спрединговых бассейнов*

Тренды: 1 –перидотитов океанических хребтов, 2 – палеозойских офиолитовых комплексов, 3–островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов (по: [Loucks., 1990]), 4 – габброидов и перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых спрединговых бассейнов (по: [Степанец, 2012]). Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы (по: [LeBas, 1962])

Маленькими кругляшками обозначены клинопироксены Майсора, большими серыми ромбами будины клинопироксенитов, незалитыми ромбами клинопироксениты из разреза габбро серпентинитового меланжа района озера Ангренсор, квадратами обозначены клинопироксены Алапаевского массива (по: [Чащухин и Вотяков. 2012]), маленькими ромбиками обозначены клинопироксены разлома Ян Филлипинского моря (по: [Ультраосновные…, 1988])

Состав клинопироксенов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов довольно четко отличается от клинопироксенов описанных выше мафит-ультрамафитовых комплексов надсубдукционных офиолитов, прежде всего высокими концентрациями оксидов глинозема и титана, которые между собой связаны положительной корреляцией (рис. 15.2). Если клинопироксены перидотитов Олентинского террейна образуют локальные поля, продолжая общий тренд островодужных мафит-ультамафитовых комплексов, то фигуративные точки клинопироксенов Астаховского террейна укладываются в тренд, отражающий резкое обогащение оксидами алюминия и титана. Крайние их точки тяготеют к полю клинопироксенов субконтинентальной литосферной мантии, при этом подчиняясь общему направлению тренда, образованного фигуративными точками клинопироксенов пород Волковского массива, содержащего золото-платино-палладиевое оруденение баронского типа (рис. 15.2(b)).

Наряду с рассмотрением поведения оксидов был проведен анализ распределения формульных коэффициентов элементов клинопироксенов с использованием ковариантных диаграмм Alz= (Al^{iv}*100/2) -TiO_2 и Na - Ti, Al(t) - Ti, Ti - Al^{iv}. Ковариационные диаграммы клинопироксенов являются надежным инструментом для определения геодинамической природы содержащих их плутонических пород [Beccaluva et al., 1989; Loucks., 1990.].

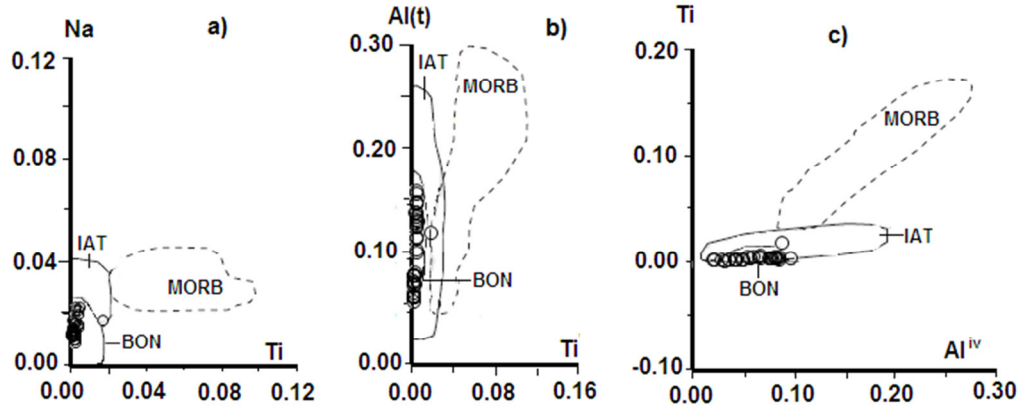

Рис. 15.4. *Ковариационные диаграммы клинопироксенов расслоенной части перидотитов террейна Майсор (по: [Степанец, 1992])*

Поля: IAT– островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов (по: [Beccaluva et al., 1989]); а – Na - Ti (атомные отношения); б – Al(t) - Ti (атомные отношения; в – Ti - Aliv (атомные отношения)

На ковариационной диаграмме Alz= (Al^{iv}*100/2) - TiO_2 (рис. 15.3) фигуративные точки клинопироксенов хромитсодержащих кумулятивных перидотитов офиолитов террейна Майсор аппроксимируются в единую линию, отражающую положительную корреляция TiO_2 относительно коэффициента Alz. Вероятнее всего, такая зависимость между глиноземом и титаном обусловлена адиабатической декомпрессией, приводящей к понижению температуры плавления мантийного резервуара задугового бассейна.

На этот тренд ложатся также фигуративные точки клинопироксенитов перидотитов Алапаевского хромитового месторождения, руды которого являются аналогами Кемпирсайского месторождения хромитов [Чащухин и Вотяков. 2012]. Этому тренду подчиняются и фигуративные точки клинопироксенитов перидотитов разлома Ян Филиппинского задугово-

го бассейна [Ультраосновные…, 1988]. Аналогичный состав клинопироксенов отмечен и в перидотитах хромитовых месторождений Кубы [Kovacs et al., 1997]. Продолжает этот тренд также клинопироксен высокофосфористых пироксенитов из будин серпентинитового меланжа Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы.

Ковариационные диаграммы отношений Na – Ti; Al(t) – Ti; Ti – Aliv (атомные отношения) [Beccaluva et al., 1989] для клинопироксенов перидотитов задуговых бассейнов оказались менее информативными. Однако следует заметить, что их локальные тренды не выходят за пределы полей клинопироксенитов бонинитовых серий, но при этом подчиняются общему тренду магматических пород островодужных комплексов (рис. 15.4).

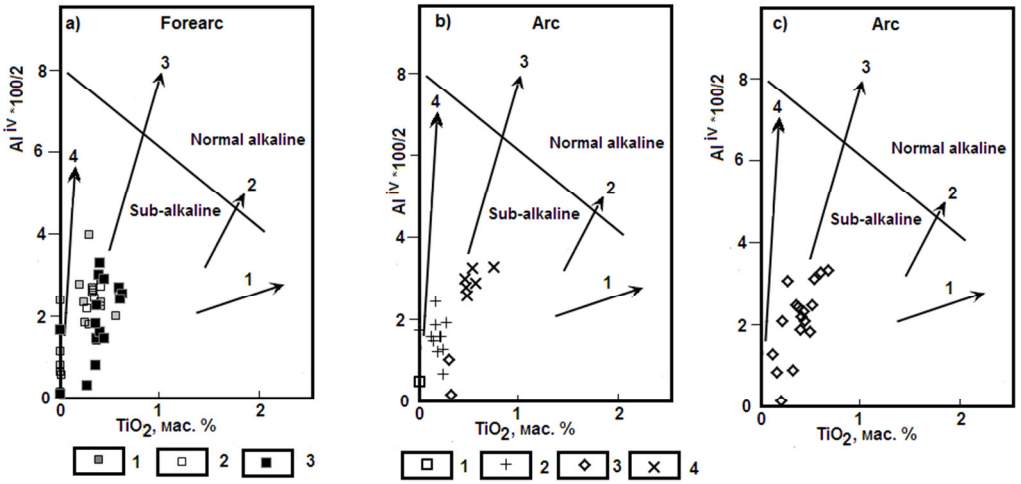

Рис. 15.5. *Ковариационная диаграмма Alz=($Al^{iv*100/2}$) – TiO_2 для клинопироксенов (a) мафит-ультрамафитов Караулшеку, (b) Центрального Толпака (по: [Степанец, 1992]) и (c) Тектурмасской аккреционной призмы (по: [Новикова и др., 1991])*

(a) 1– верлиты; 2 – лерцолиты; 3 – габброиды; (b) 1– вебстериты ультрамафитовой зоны; 2– верлиты и 3– габброиды переходной зоны; 4– габброиды мафитовой зоны.

Остальные условные обозначения см. на рис. 15.3

Составы клинопироксенов мафит-ультрамафитов преддуговых бассейнов и островных дуг на ковариационной диаграмме Alz=($Al^{iv*100/2}$) – TiO_2 существенно друг от друга не отличаются (рис. 15.5). Особо следует отметить, что их фигуративные точки не аппроксимируются в единую линию, а образуют локальные поля, длинные оси которых подчинены общему тренду островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов.

На ковариационных диаграммах Na - Ti, Al(t) – Ti, Ti –Al^{iv} [Beccaluva et al., 1989] фигуративные точки клинопироксенов этих комплексов не выходят за пределы поля бонинитов и существенно не отличаются от тренда клинопироксенитов задуговых спрединговых бассейнов, т.е. эти диаграммы не позволяют однозначно различать клинопироксены перидотитов, формирующихся в различные стадии развития островодужных систем.

На ковариационной диаграмме Alz – TiO_2 [Loucks., 1990] фигуративные точки клинопироксенов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов в отличие от вышеописанных перидотитов офиолитовых комплексов образуют аппроксимированные линейные тренды, которые несколько отклоняются от тренда клинопи-

роксенов преддуговых и островодужных кумулятивных комплексов, подчеркивая тем самым их обеднение по титану (рис. 15.6).

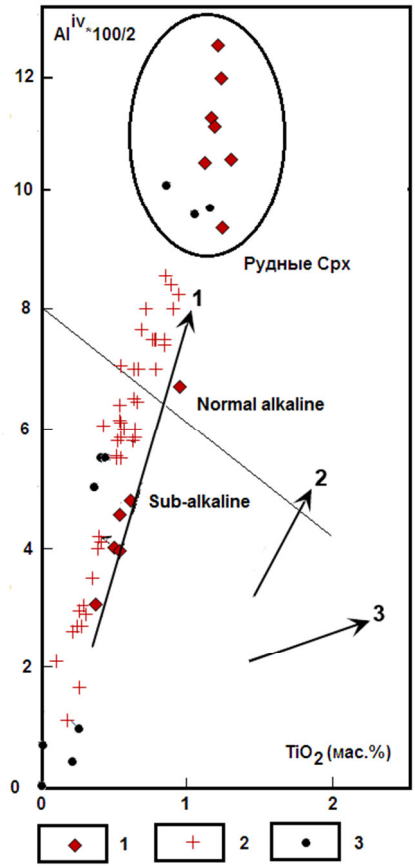

Рис. 15.6. *Ковариационная диаграмма Alz=(Al^{iv}*100/2) – TiO_2 клинопироксенов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов*

(1) Волковского массива (по: [Волченко и др..1996]); (2) Олентинского террейна (по: [Магретова, 1999]); (3) Астаховского террейна (по: [Дегтярев и др., 1996])

Если клинопироксены олентинского дунит-верлит-лерцолит-пироксенит габброидного комплекса образуют практически непрерывную аппроксимированную линию, то клинопироксены астаховского дунит-верлит-пироксенитового комплекса, чьи клинопироксены крайне неоднородны по содержанию алюминия, образуют серию отдельных областей (рис. 15.6, 15.7). Характерно, что аналогично ведут себя и клинопироксены Волковского массива, породы которого содержат золото-платино-палладиевое оруденение баронского типа (рис. 15.6).

Если распространение фигуративных точек клинопироксенов перидотитов офиолитовых комплексов на диаграммах Na - Ti, Al(t) – Ti, Ti - Al^{iv} (рис. 15.8) ограничивается только полем бонинитовой серии, то клинопироксены субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов полностью перекрывают поле клинопироксенов островодужных толеитов. Столь высокий уровень содержания глинозема клинопироксенитов этих комплексов, по-видимому, обусловлен тем, что содержащие их плутонические породы образовывались за счет высокоглиноземистой базальтовой магмы.

Производные высокоглиноземистых магм, как правило, встречаются в пределах структур пространственно сопряженных с сиалической корой.

Хромшпинелиды. Рудные и акцессорные хромшпинелиды были выделены практически из тех же сообществ перидотитов, что и силикатные минералы описанных выше массивов Центрального Казахстана. Пересчет химического состава минералов на катионный состав проводился из расчета на 32 атома кислорода.

При сопоставительном анализе шпинелидов были использованы всем известная диаграмма (Al – (Fe^{3+} +Ti) – Cr) [Ультраосновные…, 1988], а также диаграммы TiO_2 – Al_2O_3 [Kamenetsky et al., 2001], Cr# – Mg# [Pober & Faupl, 1988], TiO_2 – Cr# [Susini & Wezel, 1999], Fe3≠ – Fe≠ и Cr≠ – Fe≠ [Barnes & Roeder, 2001]. Названия шпинелидов приведены согласно классификации Н.В. Павлова [Павлов, 1949]. Дополнительно по хромистости шпинелидов была рассчитана степень частичного плавления мантийного источника [Hellebrand et al., 2001].

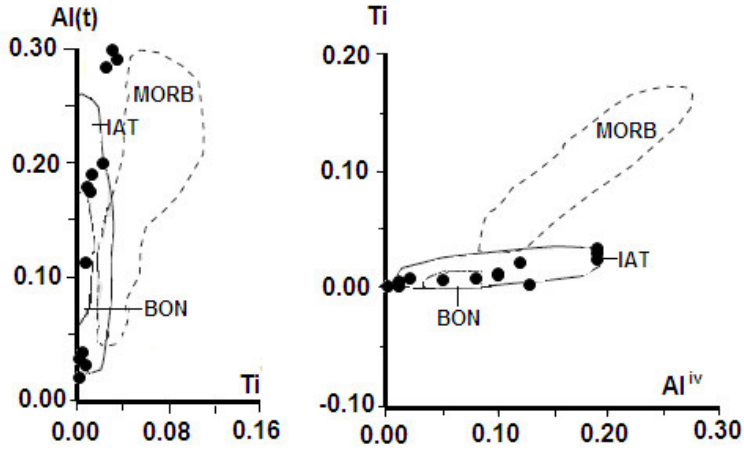

Рис. 15.7. *Ковариационные диаграммы клинопироксенов Астаховского террейна (по: [Дегтярев и др., 1996])*

Поля: IAT– островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов (по: [Beccaluva et al., 1989]), а – Na – Ti (атомные отношения), б- Al(t) – Ti (атомные отношения), в – Ti – Al^{iv} (атомные отношения)

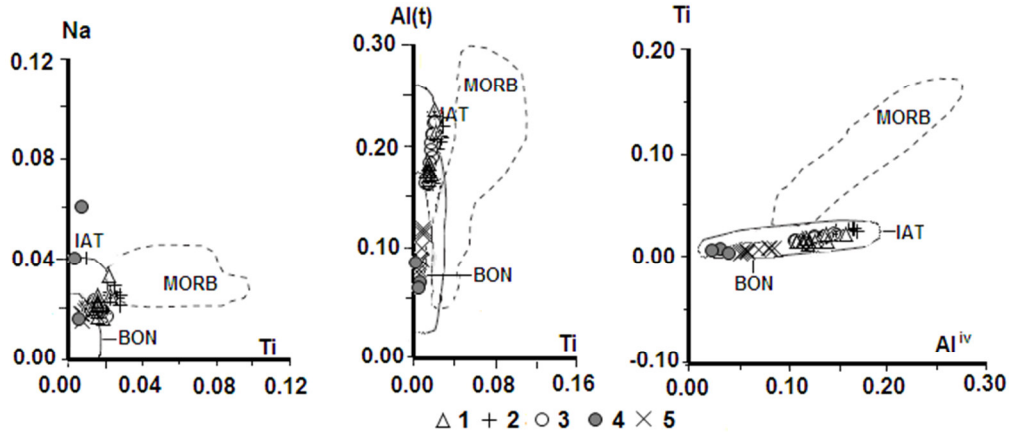

Рис. 15.8. *Ковариационные диаграммы Na - Ti, Al(t) – Ti, Ti - Al^{iv} (атомные отношения) клинопироксенов Олентинского массива (по: [Магретова, 1999])*

Поля: IAT– островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов (по: [Beccaluva et al., 1989]).

1 – верлиты; 2 – клинопироксениты; 3 – слюдистые клинопироксениты; 4 – лерцолиты; 5 – горнблендиты

Если рассматривать уровень концентрации TiO_2 (рис. 15.9) шпинелидов как степень деплетированности мантийного источника [Dick & Bullen, 1984; Arai, 1992], то крайне деплетированными являются перидотиты террейнов Центрального Толпака, Кызылтумсыка Агырек-Арсаланской и урочища Тортаул Тектурмасской аккреционных призм, которые отвечают составу островодужных кумулятивных комплексов. Согласно классификации Н.В. Павлова [Павлов, 1949] хромшпинелиды рудных хромитов и перидотитов относятся к хромитам, алюмохромитам и хромпикотитам (рис. 15.10).

Рудные хромиты кумулятивных дунитов террейна Майсор при крайне высокой хромистости и довольно широкой амплитуде колебания TiO_2 отвечают слабо деплетированным перидотитам (рис. 15.9). Их содержащие дуниты сопоставляются с породами мафит-ультрамафитовых комплексов задуговых спрединговых бассейнов.

Фигуративные точки хромшпинелидов Центрального Толпака, Кызылтумсыка, Тектурмаса и Майсора на диаграмме Mg# – Cr# (рис. 15.11) ложатся в область надсубдукционных перидотитов, перекрывая значительную часть диапазона шпинелидов Идзу-Бонин-Марианской островной дуги [Ishii et al., 1992]. От шпинелидов абиссальных перидотитов хромшпинелиды мафит-ультрамафитов надсубдукционных комплексов отличаются более высокой хромистостью и низкой магнезиальностью, также характерно, что тренды составов хромшпинелидов океанических перидотитов близки к линейным [Ультраосновные…, 1988; Hellebrand et al., 2001].

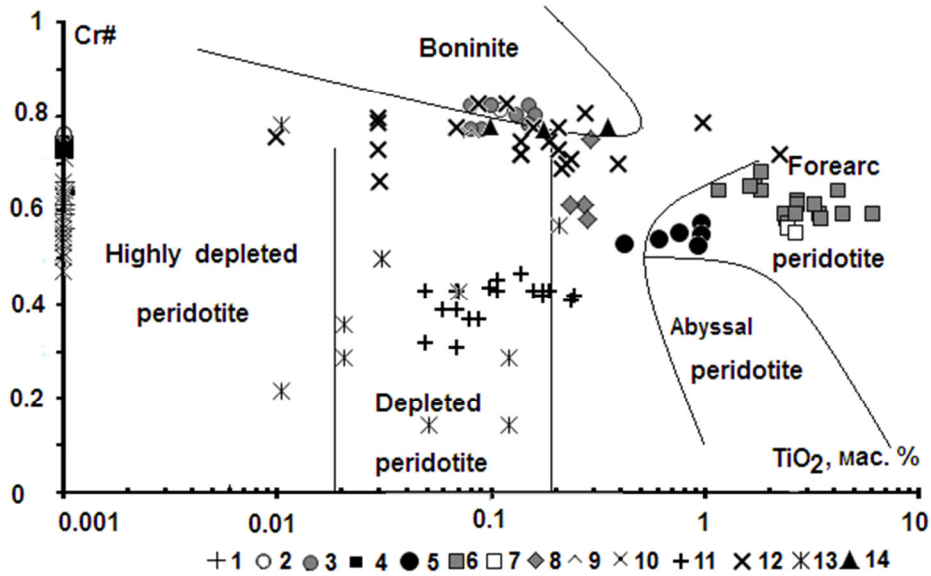

Рис. 15.9. *Диаграмма Cr# к TiO_2 для Cr-шпинели перидотитов Центрального Казахстана*

Поля выделены (по: [Dick, Bullen, 1984; Arai, 1992]).

1 – перидотиты и 2 – хромитовые дуниты террейна Центральный Толпак; 3 – хромитовые дуниты террейна Майсор; 4 – гарцбургиты, 5 –дуниты, 6 – лерцолиты и 7– верлиты паравтохтона Караулчеку; 8 – перидотиты серпентинитового меланжа Агырекских гряд; 9 – хромистые дуниты; 10 – перидотиты террейна Кызылтумсык; 11 – перидотиты Олентинского террейна; 12 – дуниты Астаховского террейна; 13 – дуниты террейна Вольский овраг; 14 – перидотиты террейна Кустас

Хромшпинелиды перидотитов островных дуг (Центральный Толпак, Кызылтумсык, Тектурмас) дифференцированы по Cr# при относительно постоянном коэффициенте магнезиальности и низкой концентрации окиси титана. Сосуществующие с ними оливины характеризуются также постоянством магнезиальности, что указывает на отсутствие явно выраженной скрытой расслоенности пород этих комплексов, магмы которых дифференцируют по феннеровскому типу [Степанец, 1992].

Перидотиты паравтохтоны Караулшеку по степени деплетированности не однородны (рис.15.9). Низкий уровень TiO_2 хромшпинелидов интенсивно динамометаморфизованных гарцбургитов основания паравтохтона позволяет отнести их к высокодеплетированными мантийными перидотитами. Высоких уровень TiO_2 шпинелидов кумулятивных дунитов, верлитов, лерцолитов и роговообманковых лерцолитов позволяют сопоставить их содержащие породы с примитивными перидотитами преддуговых бассейнов. Согласно классификации Н.В. Павлова [Павлов, 1949] хромшпинелиды кумулятивных перидотитов образуют широкий спектр составов от алюмохромитов до ферриалюмохромитов (рис. 15.10).

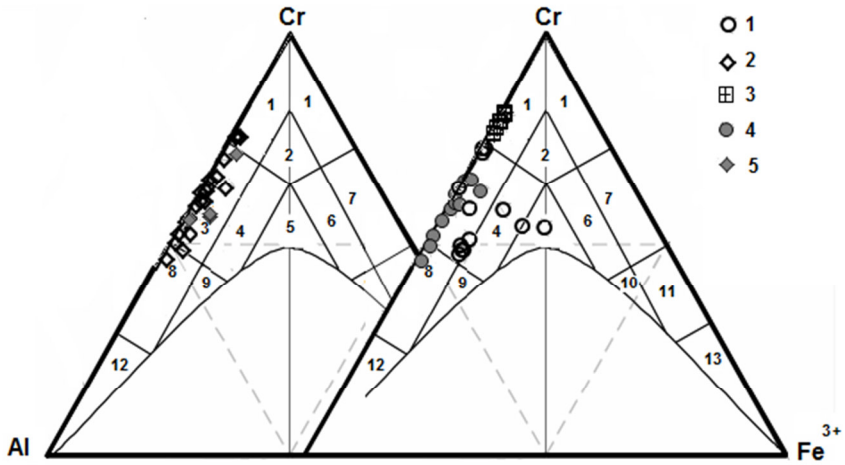

Рис. 15.10. *Составы хромшпинелидов перидотитов ур. Караулшеку (1), гор Толпак (2), оз. Майсор (3), гор Тектурмас (4) и Агырек (5)*

Поля (по: [Павлов, 1949]): 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6– субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит

Хромшпинелиды динамометаморфизованных серпентинизированных гарцбургитов основания паравтохтона Караулшеку тяготеют к полю перидотитов островодужных комплексов. Фигуративные точки хромшпинелидов кумулятивных дунитов, верлитов и лерцолитов (рис. 15.11, а также рис. 3.14) резко смещены вправо от шпинелидов перидотитов преддуговых бассейнов, указывая тем самым на их обогащение железом, что характерно для перидотитов преддуговых рифтов активных континентальных окраин [Kepezhinskas et al., 1993]. Различие в характере накопления железа в гарцбургитах и кумулятивных перидотитов паравтохтона Караулшеку дает основание предполагать полигенно-полихронное образование плутонических офиолитов. Такие высокие концентрации Fe и Ti свойственны только магмам не подвергшимся воздействию хлорсодержащих надсубдукционных флюидов.

Для определения природы высоких концентраций Ti и Fe шпинелидов были изучены составы сосуществующих с ними оливинов, выделенных из верлитов основания кумулятивного разреза и лерцолитов верхов разреза плутонических офиолитов массива Караулшеку [Степанец, 1992]. Анализ эволюции Fo - компонента оливинов и роста железистости сосуществующих с ними шпинелидов показал, что высокие концентрации титана

и железа хромшпинелидов обусловлены магматическими процессами, поскольку эти два параметра имеют четко выраженную положительную корреляцию с хромистостью (рис. 15.12).

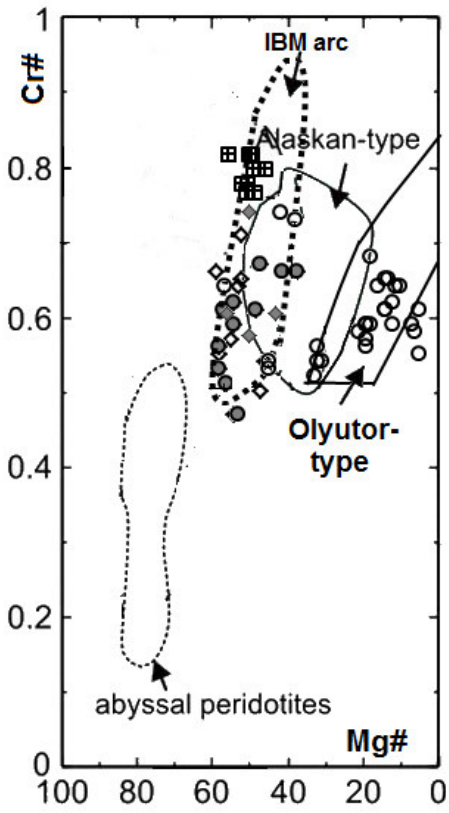

Рис. 15.11. *Бинарная диаграмма Cr≠ – Mg≠ хромшпинелидов перидотитов островодужных комплексов*

abyssal peridotite (no: [Dick and Bullen, 1984]); Alaskan-type (no: [Burns, 1985; Himmelberg and Loney, 1995]); IBM – Идзу-Бонин-Марианской островной дуги (no: [Ishii et al., 1992]); Olyutor-type (no: [Kepezhinskas et al., 1993]).

Остальные условные обозначения см. на рис. 15.10

С ростом коэффициента Fe# хромшпинелидам верлитов и лерцолитов характерно понижение хромистости, тогда как хромшпинелиды гарцбургитов имеют обратные соотношения этих показателей, что свидетельствует о проявлении скрытой расслоенности в плутонических породах массива Караулшеку, причем на различных стадиях кристаллизации проявленной в разных направлениях. О проявлении скрытой расслоенности в перидотитах массива Караулшеку свидетельствуют и флюктуации величины Fo-компонента (90.0-73.5 %) оливинов (рис. 15.12).

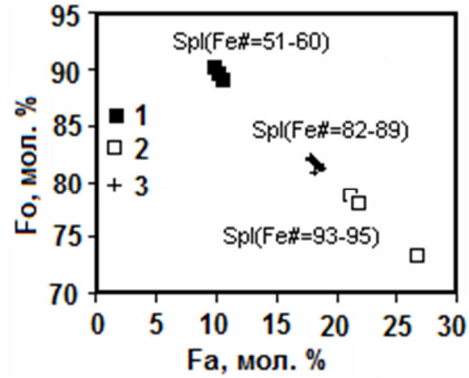

Рис. 15.12. Диаграмма Fo-Fa для оливинов

1 – перидотиты Кызылтумсыкского меланжа; 2–3 –перидотиты Караулшеку: 2 – верхи и 3 – низы кумулятивного разреза; рядом с фигуративными точками оливинов вынесены коэффициенты железистости сосуществующих хромшпинелидов (Spl(Fe#))

Обогащение железом и титаном хромшпинелидов и флюктуации Fo-компонента оливинов из кумулятивных перидотитов Караулшеку обусловлено, повидимому, особенностями кристаллизации «сухих» расплавов при низких давлениях, медленным охлаждением магматического расплава [Barnes et al., 2001] и свойственно, скорей всего, только мантийным магмам, фракционирование которых происходит по боуэновскому типу [Степанец, 1992].

Фигуративные точки хромшпинелидов дунитов серпентинитового меланжа гор Агырек на диаграмме TiO_2 – Cr# (рис. 14.9) ложатся в область, отвечающую примитивным перидотитам, и по петрохимическому составу отвечают алюмохромитам (рис. 15.10). На диаграмме Cr≠ – Mg (рис. 15.11) фигуративные точ-

ки алюмохромитов не выходят за пределы поля шпинелидов Идзу-Бонин-Марианской островной дуги и, по-видимому, близки таковым из разреза кумулятивных дунитов террейна Майсор.

Плутонические офиолиты, формирующиеся над зонами субдукции, различаются тем, что они не все содержат подиформные тела рудных хромитов. В составе Караулшекинского паравтохтона их место занимают подиформные тела титаномагнетитов и магнетитов с медной минерализацией. Это факт подтверждает вывод Дж. Пирса [Пирс и др., 1986], что присутствие рудных хромитов не является строгим отличительным признаком надсубдукционных перидотитов от таковых срединно-океанических хребтов.

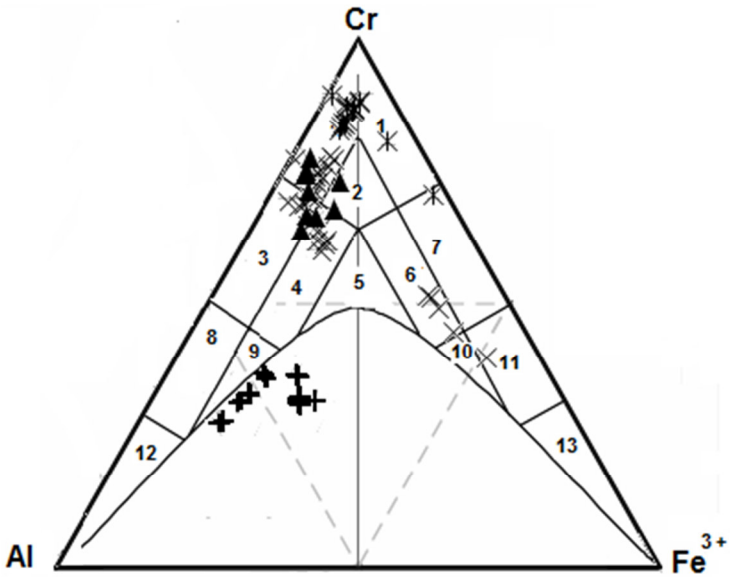

Рис. 15.13. *Составы хромшпинелидов перидотитов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов Центрального Казахстана*

Поля (по: [Павлов, 1949]): 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6– субалюмоферри-хромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит.

Условные обозначения см. на рис. 15.9 и 15.10

Несмотря на четкие отличия уровней накопления в них Fe и Ti, степень частичного плавления (СЧП, рассчитанная по формуле 10*ln(Cr#)+24 [Hellebrand et al., 2001]) мантийного вещества обоих типов остается довольно высокая и достигает 22 % в хромитовых дунитах серпентинитового меланжа террейна Майсор. Все это ставит под сомнение вывод Б.А. Базылева [Базылев, 2003], что высокая (более 4 %) неоднородность (разница между максимальной и минимальной СЧП) степени частичного плавления перидотитов надсубдукционных офиолитов обусловлена исключительно индуцированным плавлением мантийного источника, привносом флюида или расплава в магматическую систему.

Общепринято, что наиболее подвижными элементами в шпинелидах, замещающими друг друга, являются Fe^{2+} и Mg^{2+}. Экспериментально обосновано [Маракушев, 1986], что хлор препятствует накоплению железа в реститовых перидотитах. Такие процессы могут быть обу-

словлены присутствием хлора в надсубдукционном флюиде.

Петрохимический состав хромшпинелидов перидотитов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов существенно отличается от таковых из разрезов кумулятивных перидотитов надсубдукционных офиолитов Агырек-Арсаланской и Тектурмасской аккреционных призм.

Обособленную группу составляют субферрихромпикотиты (рис. 15.13) субщелочного дунит-верлит-лерцолит-пироксенит-габброидного Олентинского террейна. Субферрихромпикотиты этого массива характеризуются не только низкой хромистостью (рис. 15.9, 15.14) относительно хромшпинелидов перидотитов Астаховского и Кустасского террейнов, но и не содержат ZnO (рис. 15.4(b)), а также MnO [Магретова, 1999].

На диаграмме Cr≠ – Mg≠ (рис. 15.14) их фигуративные точки в основном тяготеют к полю хромшпинелидов из ксенолитов пироксенитов и габброидов Алеутской островной дуги. Диаграмма Fe^{3+} – Cr – Al (рис. 15.15) также не дает однозначного ответа на вопрос генетического происхождения хромшпинелидов Олентинского террейна.

Хромшпинелиды перидотитов кустасского кортландит-норит-плагиогранитного комплекса согласно классификации Н.В. Павлова [Павлов, 1949] относятся к хромитам, алюмохромитам, субферрихромитам и субферриалюмохромитам (рис. 15.13).

Хромистость хромшпинелидов высокодеплетированных гарцбургитов варьирует слабо (Cr#:0,70-0,80) при широкой амплитуде колебания магнезиальности (Mg#: 34-65). Их тренд магнезиальности резко отличается от тренда хромшпинелидов кумулятивных перидотитов офиолитов островных дуг (рис. 15.14). Концентрация Fe^{3+} в них также выше, чем для хромшпинелидов офиолитов островных дуг (рис. 15.10, 15.13).

На диаграммах Cr/(Cr+Al) – Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) (рис. 15.16(b)) фигуративные точки хромшпинелидов гарцбургитов кустасского комплекса ложатся в поле хромшпинелидов пород урало-аляскинского типа.

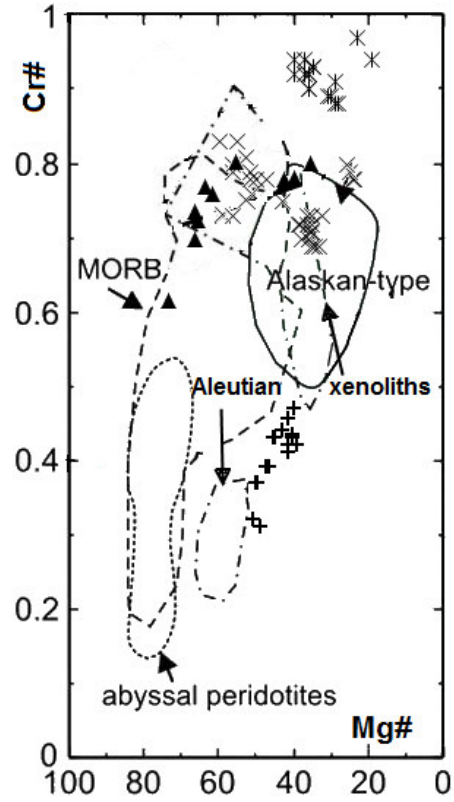

Рис. 15.14. *Бинарные диаграммы Cr≠ к Mg≠ хромшпинелидов перидотитов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов Центрального Казахстана*

MORB and Boninite (no: [Barnes & Roeder, 2001]); abyssal peridotite (no: [Dick &Bullen, 1984]); Alaskan-type (no6 [Burns, 1985; Himmelberg & Loney, 1995]); Aleutian pyroxenite and gabbro xenoliths (no: [Conrad & Kay, 1984; DeBari et al., 1987; DeBari &Coleman, 1989]); picrites (no: [Оюунчиьэг, 2009])

Однако хромшпинелиды гарцбургитов кустасского комплекса содержат MnO, который является характерным признаком хромшпинелидов мафит-ультрамафитов аляскинского типа [Himmelberg & Loney, 1995].

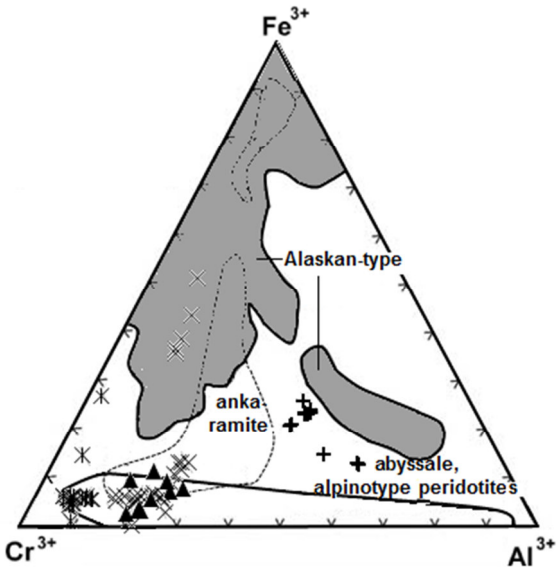

Рис. 15.15. *Диаграмма Fe^{3+} – Cr – Al для шпинелидов перидотитов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов Центрального Казахстана*

Abyssale, alpinotype Peridotites (no: [Dick & Bullen (1984]); Alaskan-type (no:[Barns and Roeder, 2001]); ankaramite (no:[Mossman et al., 2000; Nono et al., 1994; Barsdell &Smith, 1989; Barsdell, 1988])

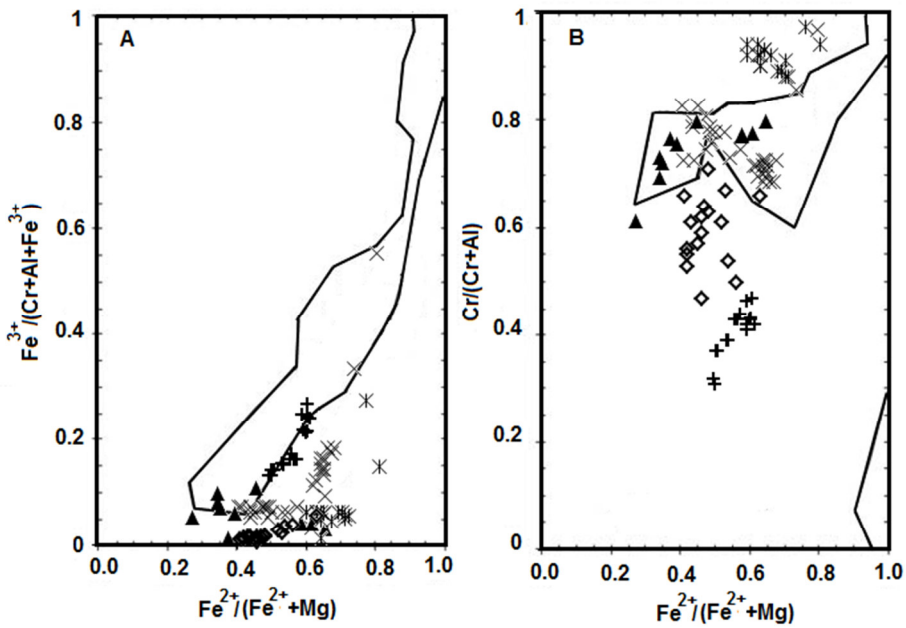

Рис. 15.16. *Бинарные диаграммы $Fe^{3+}\neq$ (A) и Cr≠ (B) к Fe≠ хромшпинелидов перидотитов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов Центрального Казахстана*

Границы полей шпинелидов аляскинского типа (по: [Barnes & Roeder, 2001]).

Остальные условные обозначения см. на рис. 14.9, 14.10

Диаграммы (рис. 15.16) также демонстрируют четкие различия между хромшпинелидами надсубдукционных офиолитовых комплексов, в данном случае террейна Центральный Толпак, и хромшпинелидами платиноносной пикрито-базальтовой вулканоплутонической ассоциации.

Хромшпинелиды кортландитов кустасского комплекса напротив содержат MnO (<0.33 мас. %) и ZnO (<0.31 мас. %). Однако следует заметить, что оксид цинка в хромшпинелидах перидотитов аляскинского типа не определен [Himmelberg & Loney, 1995]. Крайне низкие концентрации NiO (0.0-0.11 мас.%) хромшпинелидов пород кустасского комплекса могут быть связаны с удалением сульфидной жидкости в процессе ликвации магмы или взаимодействием с железоникелевыми магматическими сульфидами. Хромшпинели, бедные NiO, являются минералами-индикаторами сульфидной минерализации пород мафит-ультамафитовых комплексов.

На диаграмме Fe^{3+}-Cr-Al (рис. 15.15) их фигуративные точки тяготеют к полю шпинелидов анкарамитов, что вполне согласуется с данными диаграммы Cr≠ - Mg≠ (рис. 15.14).

Хромшпинелиды дунитов субщелочного дунит-верлит-клинопироксенитового астаховского комплекса согласно классификации Н.В. Павлова [Павлов, 1949] образуют широкий спектр составов от хромитов до хроммагнетитов (рис. 15.13). Они обладают широким спектром содержания TiO_2 (0.01-2.29 мас.%) при относительно постоянном коэффициенте хромистости (рис. 15.9) и широкой амплитуде колебания коэффициента магнезиальности (рис. 15.17), в чем аналогичны с хромшпинелидами деплетированных перидотитов и кортландитов кустасского комплекса. Хромшпинелидам дунитов, как и кортландитов, характерны повышенные концентрации MnO (<0.79 мас. %) и ZnO (<0.91 мас. %). Относительно последних хромшпинелиды дунитов обеднены NiO (0.0-0.47 мас.%) и V_2O_3 (<0.48 мас.%).

От хромшпинелидов аляскинского типа они существенно отличаются уровнем содержания TiO_2, но при этом находят аналогию с хромшпинелидами платиноносных офиолитов Албании (рис. 15. 17), однако последние не содержат оксида цинка [Cina, 2010]. Высокие концентрации ZnO хромшпинелидов пород кустасского и астаховского комплексов указывают, что они были сформированы при более высокой летучести кислорода, чем хромшпинелиды мафит-ультрамафитов аляскинского типа [Himmelberg & Loney, 1995].

На бинарной диаграмме Fe3+ - Cr - Al (рис. 15.15) они также как и хромшпинелиды кустасского комплекса располагаются в пределах поля анкарамитов. Комагматичность пород дунит-пироксенит-габбрового комплекса и пикрито-базальтовой вулканоплутонической ассоциации была отмечена ранее на Камчатке [Мочалов, 2012; Batanova et al., 2005].

На диаграмме ZnO -MnO (рис. 15.18) фигуративные точки составов хромшпинелидов астаховского комплекса не образуют локального поля, но отдельные их точки ограничиваются полем платиноносных ультрамафитов месторождения Джинчуан [Barnes & Tang, 1999].

Резко обособленную группу образуют хромшпинелиды дунитов Вольского террейна. Хромшпинелиды в своем большинстве отвечают low-Ti хромитам и крайне редко встречаются феррихромиты (рис. 15.13). От хромшпинелидов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов они отличаются весьма низкими концентрациями Al_2O_3 (<5.46 мас.%), MgO (<7.78 мас. %) и Fe_2O_3 (4.67 мас. %). В low-Zn хромитах концентрации Al_2O_3 практически постоянны и не превышают 3.8 мас. %. Тогда как в богатых цинком (ZnO>0.84 мас. %) хромитах Al_2O_3 изменяется от 2.64 до 5.46 мас. %.

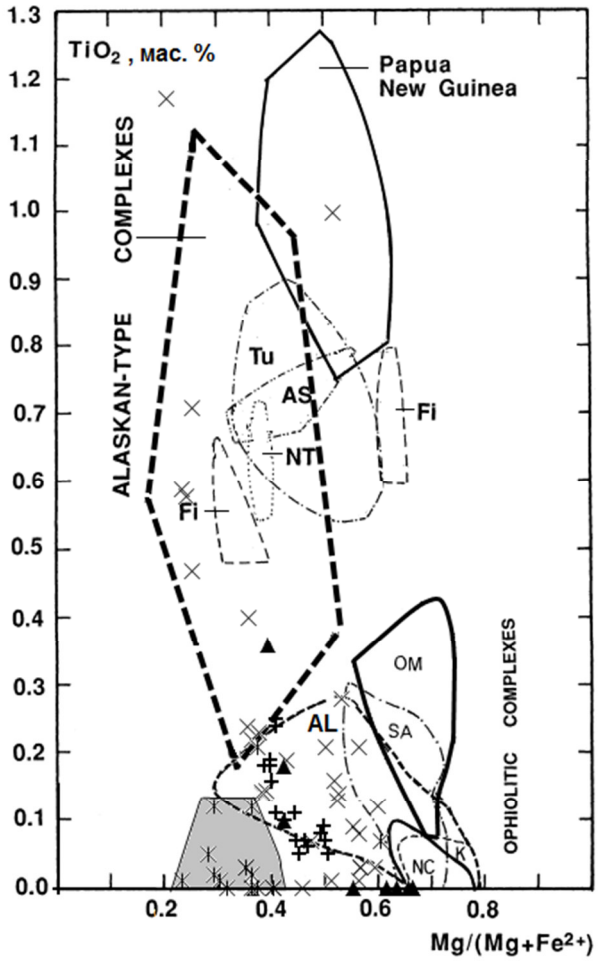

Рис. 15.17. *Диаграмма $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ к TiO_2 для хромшпинелидов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов Центрального Казахстана*

Papua New Guinea; AS-Aldan: Konder, Inagli, Feklistov and Chad intrusions (no: [Malitch, 1996; Mochalov & Khoroshilova, 1998]); Fi – Fieeld (no: [Slansky et al., 1991]); NT – Nizhni Tagilsk (no: [Johan, неопубликованные данные]); Tu – Tulameen (no: [Nixon et al., 1990]); AL – Albania (no: [Karaj, 1992]); K – Kempirsai, Russia (no: [Thalhammer, 1996]); NC –New Caledonia (no: [Johan, 1986]); OM – Oman (no: [Auge, 1982]); SA – Saudi Arabia (no: [Auge, 1982]); Alaskan-type (no: [Himmelberg & Loney, 1995]).

Остальные условные обозначения см. на рис. 14.9, 14.10

Феррихромиты существенно обогащены Fe_2O_3 (19.99 мас.%), а также ZnO (2.35 мас.%), MnO (2.60 мас.%) и NiO (0.33 мас. %) при крайне низком содержание Al_2O_3 (1.09 мас. %). Обогащенные цинком хромиты, учитывая их низкие концентрации Al_2O_3, MgO и Fe_2O_3, могут быть сопоставлены с хромитами из алмазоносных ассоциаций. Тем не менее, они не по всем параметрам близки к хромитам из алмазоносных ассоциаций. Если в обогащенных цинком хромитах соотношения ZnO к Cr_2O_3 связаны положительной корреляцией, что характерно для алмазоносных ассоциаций, то такая корреляция не характерна для MgO и ZnO [Силаев и др., 2008].

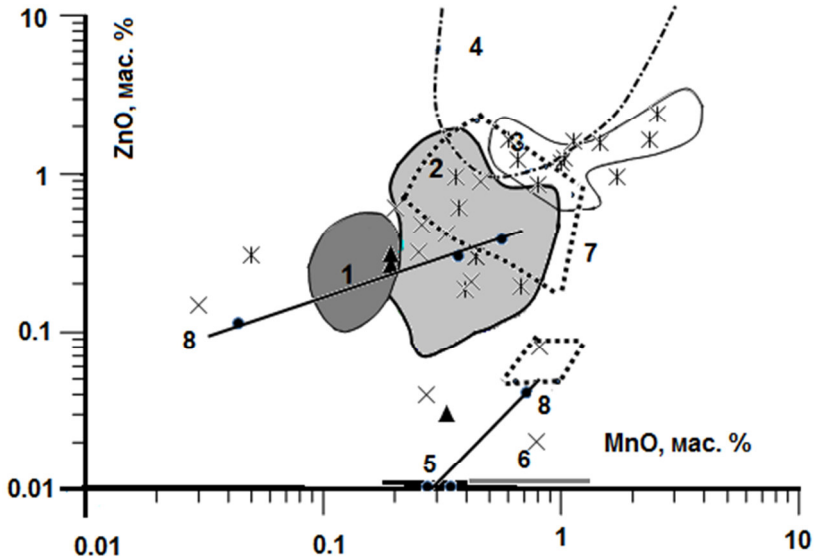

Рис. 15.18. *Соотношение ZnO–MnO в хромшпинелидах субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексах Центрального Казахстана*

1–8 – состав хромшпинелидов: (1) Кемпирсайского массива, (2) интрузии Джинчуан, (3) коматиитов Австралии и Африки (по:[Barnes &Tang, 1999]), (4) алмазоносных комплексов (по: [Силаев и др. 2008]), (5) ультрамафитов Албании (по:[Cina, 2010]), (6) мафит-ультрамафитов аляскинского типа (по: [Himmelberg &Loney, 1995]), (7) дунит-гарцбургитов Восточных Саян (по: [Юричев и Чернышов, 2012]), (8) лампроитов диатремы Карашоко, Узбекистан (по: [Головко, 2006]).

Остальные условные см. на рис. 15.9

Однако на диаграмме соотношений ZnO–MnO фигуративные точки обогащенных цинком хромитов перекрывают поле алмазоносных коматиитов Австралии, Африки и частично поле алмазоносных комплексов мира в целом (рис. 15.18).

По-видимому, обогащенные цинком хромиты следует сопоставлять с таковыми из лампроитов, которые часто пространственно и генетически связаны с пикритами и кимберлитами.

Если подходить к этой проблеме формально, то такое предположение вполне находит подтверждение в соотношениях $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)$ к $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (рис. 15.19). На этой диаграмме фигуративные точки хромитов перекрывают железистую ветвь хромитов алмазоносных лампроитов диатремы Карашоко [Головко, 2006]. На диаграмме $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$ к $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ их фигуративные точки также тяготеют к полю лампроитов (рис. 15.20).

Важно заметить, что исследуемые хромиты значительно удалены от полей неалмазоносных пород, но при этом продолжают тренд алмазоносных лампроитов.

На диаграмме Cr_2O_3-MgO (рис. 15.21) фигуративные точки хромитов несколько смещены влево от поля хромшпинелидов из лампроитов диатремы Карашоко, но при этом они подчинены общему положительному тренду, характерному для хромшпинелидов лампроитовых комплексов.

Учитывая присутствие Zn-содержащих хромшпинелидов в лампроитах алмазоносных областей мира, можно предположить, что появление цинковых хромшпинелидов указывает на его использование в качестве минерального индикатора лампроитов.

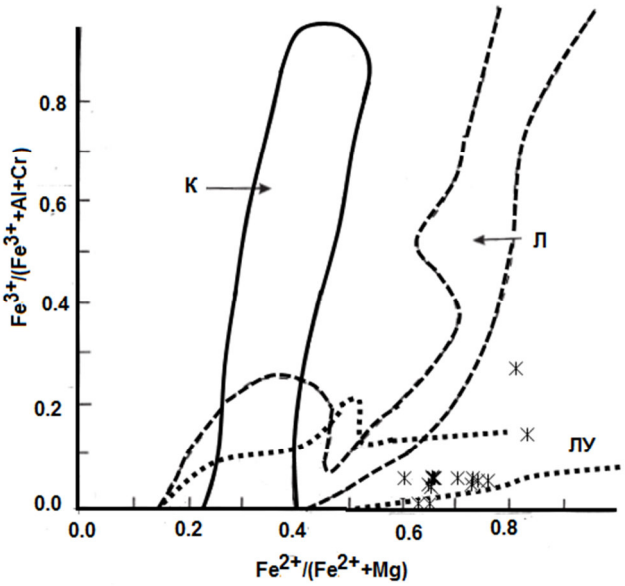

Рис. 15.19. *Положение фигуративных точек хромшпинелидов дунитов Вольского оврага на диаграмме $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr) – Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$*

Поля: К – кимберлитов, Л – лампроитов, ЛУ – лампроитов диатремы Карашоко, Узбекистан (по: [Головко, 2006])

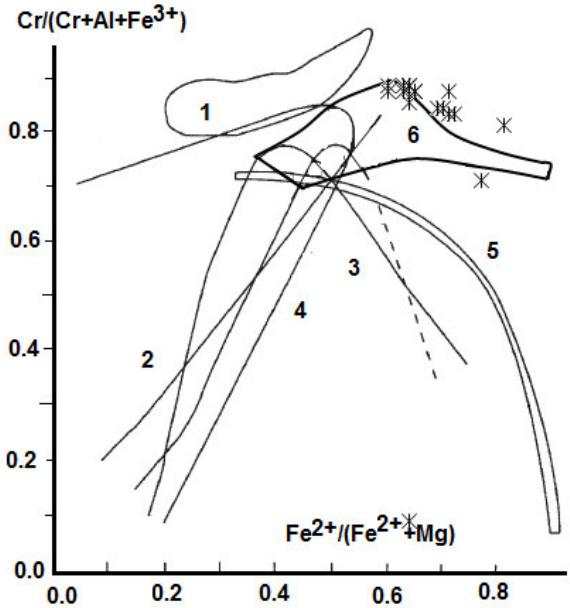

Рис. 15. 20. *Положение фигуративных точек составов хромшпинелидов дунитов Вольского оврага на диаграмме $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+}) – Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$*

Поля хромшпинелидов: 1 – включения в алмазах, 2 – из алмазоносных кимберлитов и лампроитов, 3 – из неалмазоносных кимберлитов и лампрофиров, 4 – офиолитов, 5 – прочих неалмазоносных пород, 6 – из лампрофиров диатремы Карашоко, Узбекистан (по: [Головко, 2006])

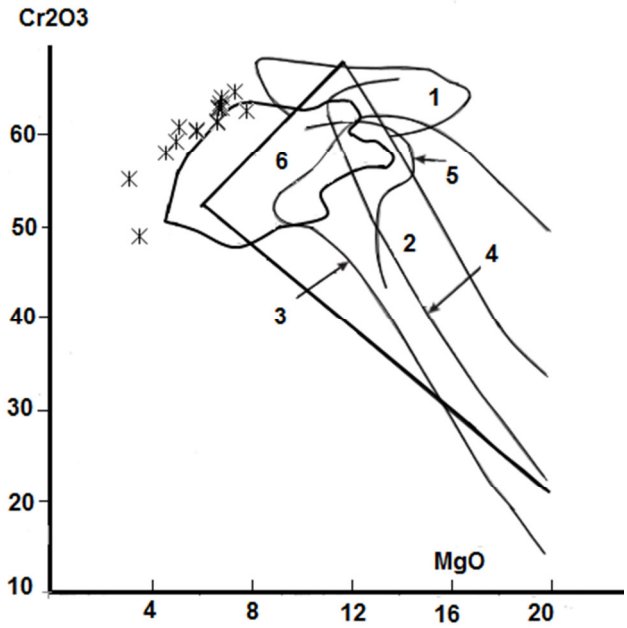

Рис. 15.21. *Положение фигуративных точек составов хромшпинелидов дунитов Вольского оврага на диаграмме Cr_2O_3-MgO*

Поля хромшпинелидов: 1 – включений в алмазы, 2 – из кимберлитов трубки Мир, Якутия, 3 –из кимберлитов месторождения им. Ломоносова, Россия, 4 –кимберлитов трубки Далдыно-Алакитского района, Якутия, 5 –из лампроитов трубки Аграйл, Австралия, 6 – из лампрофиров диатремы Карашоко, Узбекистан (по: [Головко, 2006])

Основываясь на петрохимическом составе изученных хромитов, по-видимому, содержащие их дуниты следует сопоставлять с таковыми из группы анкарамитов, которые часто пространственно и генетически связаны с пикритами и кимберлитами.

Естественно, дать положительную или отрицательную оценку алмазоносности и платиноносности пород Ерейментау-Ниязского кристаллического массива можно только после проведения комплексных исследований с применением современных геохимических методов.

ГЛАВА 16
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

В основу геодинамических реконструкций Центрального Казахстана положены результаты петрогеохимических исследований плутонических и вулканических пород нижнепалеозойских офиолитовых комплексов, изложенные в предыдущих главах, а также материалы по стратиграфии и магматизму, собранные автором в процессе работы над геодинамической картой Центрального Казахстана.

При разработке геодинамических моделей формирования земной коры Центрального Казахстана дополнительно были использованы новые петрогеохимические данные по кайнозойским островным дугам [Regelous et al., 1998; Ishii et al., 1992; Pearce, 1995; Ewart et al., 1998; Чурикова и др., 2001; Straub & Layne, 2003], спрединговым задуговым бассейнам [Hergt et al., 1993, 1994; Kent et al., 2002; Ohara et al., 2003; Sinton et al., 2003] и активным окраинам континентов [Kilian, 1997].

Важную роль при корреляции сыграла также современная информация о магматизме срединно-океанических хребтов [Klein et al., 1996; Hellebrand et al., 2001; Kamenetsky et al., 2000, 2001; Дмитриев и др., 2001; Базылев, 2003], океанических островов [Lassiter et al., 2002; Regelous et al., 1999, 2003; Coombs et al., 2004] и анализ данных по изотопной неоднородности океанической мантии [Титаева, 2002].

В совокупности эти данные позволили более корректно провести сопоставление палеозойского магматизма Центрального Казахстана с магматическими комплексами, формирующимися в структурах современных океанов и активных окраин континентов.

16.1. Петрологические предпосылки геодинамических реконструкций островодужных систем

Введение

С позиции тектоники литосферных плит плавление мантийного вещества в зонах субдукции происходит при его взаимодействии с флюидами, отделяющимися от пододвигаемой океанической плиты [Best, 1975; Hawkesworth et al., 1979; Sanders & Tarney, 1979; Sanders et al., 1991 и другие их последователи].

Для того чтобы приблизиться к пониманию природы магматических процессов, прежде всего следует рассмотреть системы, в которых протекают химические реакции между астеносферной мантией и флюидом, отделяющимся от пододвигаемой океанической плиты, поглощаемой зоной субдукции.

Как правило, проявление вулканической деятельности в островодужных системах связывают с поднятием или всплыванием к поверхности «горячего» мантийного вещества, «мантийного диапира», из которого магма частично изливается на поверхность, а из оставшейся части образуются плутонические и субвулканические тела, формируя при этом новообразованную кору [Karig, 1971].

Авторами [Karig, 1971; Toksöz & Bird, 1977 и др.] постулируется, что мантийный диапир представляет собой изолированный блок вещества глубинных горизонтов астеносферной мантии, более горячий и, следовательно, менее плотный, чем окружающая среда. Основной причиной внедрения мантийного диапира в земную кору, формирующего впоследствии островодужную систему, несмотря на многочисленные модели [Karig, 1971; Toksoz & Bird, 1977; Pearce et al., 1984 и др.], все-таки, по-видимому, является глубинная дегазация Земли [Кадик и др., 1986 и др.]. Потоки глубинных флюидов способны по сейсмофокальным зонам переносить радиогенное тепло, что может вызвать разуплотнение нижних горизонтов мантии (мезосферы), магмогенерации и формирование магматических очагов (рис. 16.1.1(а).

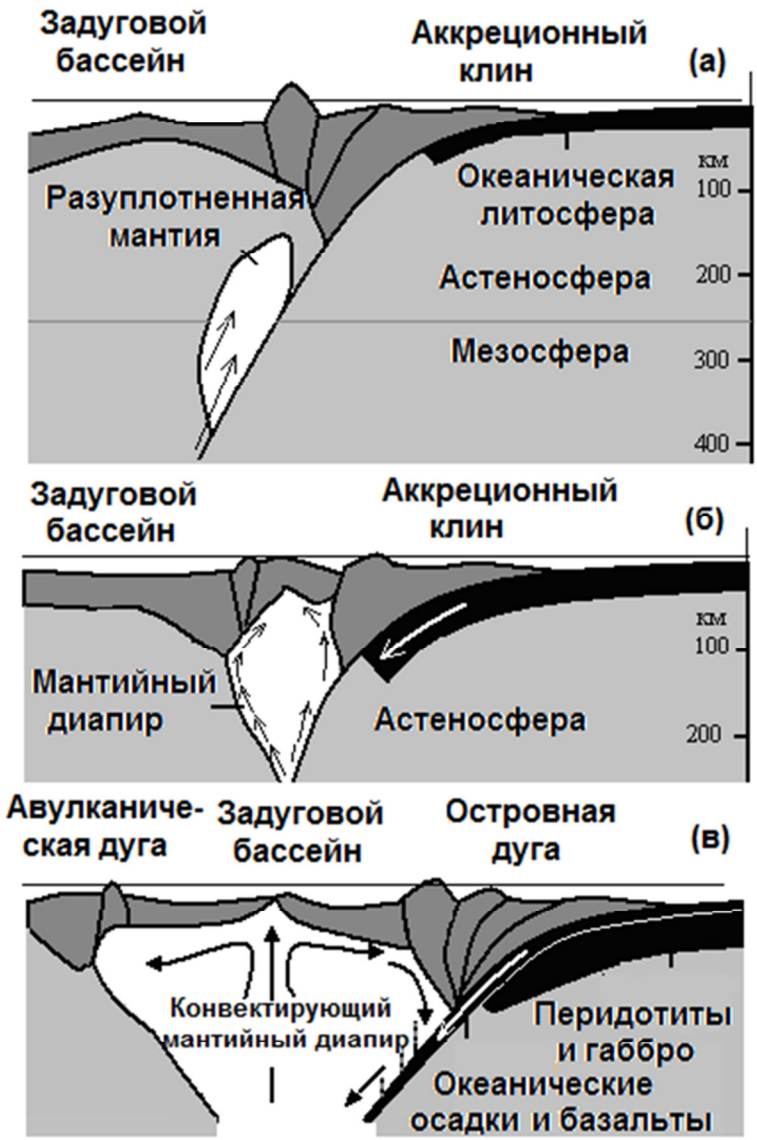

Рис. 16.1.1. *Схематическая модель эволюции мантийного диапира (по: [Karig, 1971; Toksöz & Bird, 1978; Высоцкий и др., 1999], с изменениями и дополнениями автора)*

Пунктирными линиями показаны потоки флюидов, отделяющиеся от океанических осадков и базальтов пододвигаемой океанической плиты

Предполагается постепенное, поэтапное перемещение мантийного диапира в зону субдукции, на начальном этапе диапир не подвергается воздействию флюидов, отделяющихся в процессе дегидратации от океанических осадков и гидратизированных базальтов, поскольку в данный момент диапир находится вне области влияния пододвигаемой океанической плиты (рис. 16.1.1(б)).

Состав таких родоначальных мантийных магм проблематичен [Boninites,

1989 и др.], однако анализ опубликованных данных и моделирование магм свидетельствуют [Высоцкий и др., 1999 и др.], что состав флюидной фазы данных силикатных расплавов обеднен хлором, фтором, бором.

Магмы таких мантийных диапиров дифференцируются, вероятно, по боуэновскому типу, а их поздние дифференциаты обеднены железом, но обогащены магнием и хромом, их плутонические кумулятивные составляющие лишены рудных скоплений хромитов, но содержат залежи титаномагнетитов. Это дает основание предполагать, что на ранних этапах эволюции в процессы магматизма вовлекается неконвектирующая мантия.

Последующие поступательные перемещения океанической коры (рис. 16.1.1(б)) в зону субдукции могли инициировать образование нисходящих конвекционных ячеек [Toksoz & Bird, 1977]. Затем конвектирующий мантийный диапир насыщается флюидами, отделяющимися от океанической плиты (рис. 16.1.1(в)). Обзор литературных данных [Kent et al., 2002; Lassiter et al., 2002; Straub et al., 2003; Sharp & Barnes, 2004 и др.] и выявленная автором геохимическая зональность палеозойских стратифицированных вулканогенных толщ дают основание заключить, что на ранней стадии дегидратации от океанических осадков отделяется только хлоридный флюид. Основным источником гиперсолевого хлоридного флюида является обогащенная галогенами морская вода, содержащаяся в океанических осадках и базальтах, поставляемая смежной зоной субдукции. И только последующее плавление пелагических осадков и базальтов приводит к формированию комплексных хлоридных флюидов, способных переносить литофильные элементы.

Смена режима кристаллизации силикатного расплава на флюидно-магматический (ликвационный) тип дифференциации должна привести к образованию минеральных фаз, отличающихся своим составом от минералов, образующихся в процессе постепенного фракционирования магматического расплава, вызванного медленным охлаждением, т. е. магм, не подверженных хлорированию или флюидному воздействию.

Анализ уровня накопления MgO, Na, Co, Cr, Ni и Cl в фанерозойских вулканитах островодужных систем и океанических островов свидетельствует, что примитивные вулканиты (ПВ, >6% MgO) содержат высокие концентрации Sc, Co, Cr, Ni и низкие концентрации Cl<0,09 %, а дифференцированные вулканиты (ДВ, <6% MgO) характеризуются высокой концентрацией Cl >0,1 % и низкими концентрациями Sc, Co, Cr и Ni.

Эту закономерность распределения элементов группы железа (Ni, Co, Cr, V) и магния в вулканитах можно объяснить с позиции хлорирования расплавов магматических очагов, формирующихся в процессе ликвации астеносферного мантийного вещества над зоной субдукции [Stepanez & Kemmer, 2002].

В таких зонах широко развиты дифференцированные базальты. Если согласиться с выводами Д.Е. Карига [Karig, 1974], что вещество мантийного диапира является исходной магмой для образования вулканогенных, субвулканических и плутонических пород, то в этой связи уместно вспомнить закон сохранения массы. Еще М.В. Ломоносов (1748) писал: «Если в одном месте убывает, то в другом обязательно – присовокупится», то есть масса веществ, вступивших в химическую реакцию, равна массе веществ, образующихся в результате реакции.

Следовательно, потерянные дифференцированными вулканитами элементы должны сохраниться в остаточном ультраосновном расплаве и кристаллизоваться впоследствии в мафические минеральные фазы. К примеру, хром в виде рудных высокомагнезиальных хромитовых залежей, магний в виде оливиновых кумулатов [Степанец, 2003а], а тугоплавкие металлы могут образовывать рудные расплавы элементов платиновой группы [Boudreau et al., 1986, 2004].

Природа и состав надсубдукционного флюида относятся к наиболее спорным

вопросам в современной петрологогеодинамической модели эволюции активных конвергентных структур, наряду с такими важными проблемами, как состав и природа мантийного вещества [Karig , 1971; Пирс и др., 1987; Kilian, 1997; Высоцкий и др., 1999], различная степень его частичного плавления [Hellebrand et al., 2001] и роль осадочного материала субдуцируемой плиты [Watkins et al., 1981; Plank & Langmuir, 1998].

На сегодня существуют две противоположные точки зрения на состав и природу надсубдукционного флюида.

Представители первого направления, наиболее многочисленные на сегодняшний день, полагают, что основным источником воды надсубдукционного флюида является дегидратация водосодержащих минералов субдуцированной океанической плиты [Best, 1975; Brenan et al., 1995; Iwamori, 1998; Авдейко и др., 2001; Churikova et al., 2001; Stern, 2002 и др.].

Сторонники другой точки зрения, чьи представления базируются на систематизации составов расплавных включений, характеризующих составы природных магм, утверждают, что обогащение хлором, обнаруженное в расплавных включениях вулканитов островодужных систем, слишком велико, чтобы быть объяснено исключительно присутствием его в амфиболах, флогопитах, апатитах и в других минералах океанической плиты. Это дало основание утверждать, что источником хлора является морская вода, обогащенная галогенами, поставляемая смежной зоной субдукции [Kent et al., 2002; Lassiter et al., 2002; Stepanez & Kemmer, 2002; Straub et al., 2003; Sharp & Barnes, 2004 и др.].

Общепризнано, что морская вода океанов характеризуется постоянством солевого состава на протяжении всего фанерозоя. Этот вывод обосновывается данными биохимии морских и наземных животных [Fabricus et al., 1970; Savin, 1977; Геол. сл., 1987]. К примеру, химический и солевой состав плазмы крови у различных групп позвоночных не обнаруживает сколько-нибудь значительных вариаций и близок по составу к морской воде, хотя дивергенция морских и наземных позвоночных произошла еще в девонском периоде.

В открытых частях современных океанов морская вода в среднем содержит до $35^0/_{00}$ солей, в которых основную массу составляют ионы ($^0/_{00}$): Cl- (18,978); SO_4^{2-}(2,6486); HCO_3 (0,1397); Br- (0,0646); F- (0,0013); H_2BO_2 (0,0260); Na^+ (10,5561); Mg^{2+} (1,272); Ca^{2+} (0.4001); K^+ (0.3800); Sr^{2+} (0,0133) [Геол. сл., 1987].

Верхняя часть океанической коры состоит из неконсолидированных глубоководных океанических осадков и гидратированных базальтов. Обе составляющие океанической коры содержат до 22.5% морской воды, которая при субдукции поступает в мантию и участвует в магматических, метаморфических и гидротермальных процессах, протекающих над зоной субдукции. Доказательством этому являются высокие концентрации хлора в расплавных включениях фанерозойских вулканогенных [Kent et al., 2002; Lassiter et al., 2002; Straub et al., 2003 и др.], плутонических [Wilmore et al., 2002; Boudreau et al., 1986; Boudreau 2004] пород, а также во флюидных включениях минералов различных типов гидротермальных рудных месторождений [Еремин и др., 1999; Пуртов, 2002; Симонов и др., 2005 и многие другие].

Неопровержимыми доказательствами вовлечения морской воды в магматические процессы, протекающие над зоной субдукции, являются также концентрации органического азота в вулканических парах [Holck, 1996, New Zealand, News BBC], величина $\delta^{18}O$ [Harmon & Hoefs, 1995; Dorendorf et al., 2000], повышенные концентрации благородных газов [Hofmann, 1998, 2002; Coombs et al., 2004] и присутствие короткоживущего космогенного изотопа ^{10}Be [Brown et al., 1982; Tera et al., 1986; Dickin, 1997] в вулканических породах островодужных систем.

Это дает основание заключить, что солевым составом морской воды океанов может быть обусловлен состав надсубдукционного флюида, образующегося в

процессе сепарации морской воды, отделяющейся при дегидратации от погружающихся в зону субдукции пелагических осадков и гидратизированных базальтов [Stepanez & Kemmer, 2002; Степанец, 2005].

Источником галогенного флюида может служить и собственно морская вода, которая, учитывая высокое давление водного столба океанов, может поступать по системе океанических разломов в мантию [Coombs et al., 2004 и др.].

Основные постулаты предлагаемой модели хлорирования астеносферной мантии

Концентрируясь над зоной субдукции, водный раствор разделяется на соли Cl, F, преимущественно NaCl, и дистиллят воды. Впоследствии NaCl расщепляется на ионы Na^+ и Cl^-, а водный дистиллят в процессе термической диссоциации, как известно [Глинка, 1974], имеет свойство разлагаться на водород и кислород.

Низкие содержания фтора относительно хлора в расплавных включениях островодужных вулканитов [Kent et al., 2002; Lassiter et al., 2002; Straub et al., 2003] свидетельствуют, что магматические процессы, протекающие над зоной субдукции, имеют резко выраженную хлоридную специализацию.

Известно, что хлор обладает высокой химической активностью, увеличивает скорость прохождения химических реакций, снижает температуру плавления и кипения образованных хлоридов [Глинка, 1974 и др.], руководит распределением элементов в водогазовых смесях [Candela et al., 1995 и др.] и магматическом расплаве [Webster et al., 1999 и др.], препятствует накоплению в реститовом расплаве железа [Маракушев, 1987].

Различие температур плавления и кристаллизации минеральных фаз дает основание предположить, что в процессе хлорирования астеносферная мантия над зоной субдукции ликвирует, в процессе флюидно-магматической дифференциации образуются легкоплавкие кислые, средние, основные магмы и тугоплавкая хромшпинелевая ультраосновная магма.

Постоянный вынос из магматического расплава магния, элементов группы железа и других тугоплавких металлов способствует образованию дифференцированных вулканитов и одновременному увеличению объема оливиновой и хромшпинелевой фаз в остаточном ультраосновном расплаве [Stepanez & Kemmer, 2002; Степанец, 2003а] и образованию рудных расплавов элементов платиновой группы [Ballhaus & Stumpfl, 1985; Boudreau, 2004].

Этот процесс можно сопоставить с сегрегацией или ликвацией в металлургии, хлорированием труднообогатимых руд цветных (Ti, Co, Cu, Ni и др.) и благородных (Pt, Ir, Os, Rh, Pd) металлов, образующих летучие хлориды. Метод хлорирования расплавов широко используется в отечественной металлургии [Гли-нка, 1974] и давно известен металлургам-технологам [Чуб и др., 2000 и др.].

Под термином «хлорирование» подразумевают обычно процесс, в котором хлор в том или ином виде взаимодействует с окислами элементов или другими их соединениями, образуя хлориды или оксихлориды, выделяемые в форме индивидуальных химических веществ или их смесей.

16.2. Петрохимические типы магматических комплексов островодужных систем как отражение различных термодинамических режимов кристаллизации силикатного расплава, обусловленных последовательностью отделения флюидов от океанической плиты, поглощаемой зоной субдукции (на примере офиолитов Центрального Казахстана)

Сначала рассмотрим **вариант высокоскоростного поглощения** молодой океанической плиты, образующей чилийский тип зоны субдукции [Uyeda & Kanamori, 1979].

В таких системах предполагается быстрое отделение флюида от океанической плиты и формирование флюидно-

магматической системы (16.2.1). В основу данной схемы положена геодинамическая модель, разработанная на примере развития Андской зоны субдукции Южной Америки [Kilian, 1997], в которой использованы данные по эволюции примитивных базальтов Чилийского рифта [Klein et al., 1995]. Предлагаемая идеализированная модель интересна тем, что на ее примере можно рассмотреть одновременно процессы магматизма в пределах двух различных геодинамических обстановках, отвечающих океаническому рифтогенезу и островодужному вулканизму, центры которых отстоят друг от друга на небольшом расстоянии относительно желоба зоны субдукции. Эта модель также позволяет оценить вклад субдуцированной плиты в магматические процессы, протекающие в смежных спрединговых центрах. Ее влияние, как было показано выше, выражается в изменении геохимического спектра вулканических комплексов.

Рис.16.2.1. *Внемасштабная схема отражает высокоскоростную стадию поглощения океанической коры зоной субдукции*

Цифрами на врезке обозначены: 1 – океанические осадки, 2 – пиллоу-базальты, 3 – диабазы комплекса параллельных даек, 4 – брекчии, 5 – габброиды; компоненты: ***a*** *– гиперсолевой хлоридный флюид,* ***b*** *– ассимилированный расплав, обогащенный дополнительно LILE, HFSE и LREE за счет плавления океанических осадков и базальтов (компонента [LE]Cl),* ***c*** *– аналоги компоненты (****b****), не содержащие флюидов хлора; римскими цифрами обозначены:* ***I*** *– мантийная камера,* ***II*** *– малоглубинные глобулы,* ***III*** *– мантийный плюм, продукт плавления океанической коры*

Ниже предлагается под магматической камерой иметь в виду фрагмент астеносферного мантийного диапира, отсеченного пододвигаемой океанической плитой.

Это понятие не следует смешивать с термином мантийный «клин», в пределах которого по Дж.А. Пирсу [Пирс и др., 1987 и др.] происходит плавление основания океанической литосферы, а позже астеносферы.

Для более четкого восприятия идеализированной модели, изображенной на рис. 16.2.1, были построены спайдер-граммы примитивных базальтов Чилийского океанического рифта и дифференцированных вулканитов (спилит-офиолитов) массивов Караулчеку и Центрального Толпака (рис. 16.2.2). Одним из важных моментов является то, что в пределах массива Центрального Толпака удалось изучить как эффузивные породы кровли, так и плутонические породы основания офиолитового разреза, что позволяет проследить во времени эволюцию магматических процессов, протекающих в замкнутой мантийной камере.

Примитивные базальты Чилийского рифта имеют четко выраженный гетерогенный состав, low-K стекла отвечают океаническим толеитам, а примитивные med-K стекла имеют геохимическое сход-

ство с вулканитами известково-щелочной островодужной серии [Klein et al., 1995], однако уровень концентраций элементов группы железа в них остаётся постоянным.

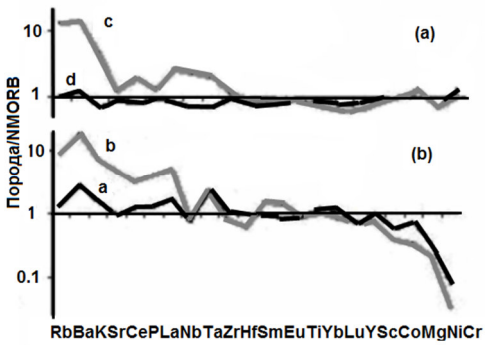

Рис. 16.2.2. *Спайдерграммы содержаний элементов-примесей, нормированных к NMORB, (по: [Sun & Mcdonough, 1989]), для спилитов караулчекинской свиты и базальтов Чилийского рифта*

а – базальты Чилийского рифта, (по: [Klein et al., 1996]); б – спилиты караулчекинской свиты (по: [Степанец, 1992]).

Буквами обозначены производные от компонент (см. рис. 16.2.1). d – родоначальная магма Чилийского океанического рифта. Темными линиями на рис. 16.2.2(a,b) показаны вулканиты начальной стадии, а серыми линиями показаны вулканиты поздней стадии рифтогенеза

Дифференцированные вулканиты (спилит-диабазовый комплекс) караулчекинской свиты массива Караулшеку имеют геохимическое сходство с островодужными вулканитами. Вулканиты ранней стадии отвечают low-K островодужным толеитам, а поздней стадии – med-K вулканитам известково-щелочной островодужной серии.

Рассматривая эти спайдерграммы, не сложно заметить, что их центры и левые фланги очень похожи, исключая поведение Nb, тогда как правые фланги резко различаются по уровням содержания Sc, Co, Mg, Ni, Cr. Это свидетельствует, что плавление в области **C** (рис. 16.2.1) происходит без привноса флюидов, обогащенных хлором, что ставит под сомнение предположение авторов [Sharp & Barnes, 2004] о транспортировке морской воды в зону субдукции гидратированными серпентинитами, подстилающими базальтовую кору.

Индекс плавления субдуцированной океанической коры, рассчитанный по Ba/Nb для спилитов начальной стадии, ниже (~21) чем для med-K вулканитов поздней стадии (~110), при равных концентрациях Nb (<2,6), что свидетельствует о низкой степени плавления пелагических осадков и базальтов океанической плиты на ранней стадии магматизма. Это дает основание заключить, что при формировании спилит-диабазовых комплексов имеют место те же закономерности, которые характерны для вулканизма сиалического задугового бассейна Манус [Sinton et al., 2003].

Флюктуации концентраций LILE (Rb, Cs, Ba, Sr), REE (Ce, La, Sm, Eu, Yb, Lu) и HFSE (Nb, Ta, Zr, Y) в породах спилит-диабазовых комплексов изученных массивов подтверждают вывод о том, что их рост обусловлен степенью контаминации астеносферной мантии продуктами плавления субдуцированной океанической плиты [Hawkesworth et al., 1993; Kilian, 1997; Plank & Langmuir, 1998].

Nb минимум в дифференцированных вулканитах по отношению к La и Ta можно объяснить привносом в систему фтора [Mitchell & Kjarsgaard, 2004], связанного положительной корреляцией с хлором [Sinton et al., 2003]. Однако это не согласуется с поведением Nb в породах задуговых спрединговых комплексов, где уровень Nb остается постоянным как в вулканогенных, так и в плутонических породах задуговых бассейнов северо-востока Центрального Казахстана, что может быть обусловлено составом мантийного вещества, а не ролью надсубдукционной компоненты. Тогда как уровень концентрации Nb в базальтах океанических рифтов обусловлен, по-видимому, степенью плавления океанической литосферы [Hawkesworth et al., 1993; Kilian, 1997; Plank

& Langmuir, 1998], что отчетливо демонстрируют спайдерграммы стекол Чилийского рифта (рис. 16.2.2), это является свидетельством, что ниобий транспортируется только силикатным расплавом [Pearce & Peate, 1995].

Присутствие циркона в керсутитовых габброидах отражает петрологическую специализацию мафитов плутонических офиолитов, кровля которых сложена породами спилит-диабазового комплекса. Главными особенностями составов шпинелидов деплетированных перидотитов таких комплексов, имеющих признаки кумулятивного расслоения, являются низкие содержания Ti и Fe при широких вариациях содержаний Cr, Al, Mg.

Такой состав шпинелидов можно объяснить тем, что соли хлора, составляющие основной объем флюида, изменяют термохимические параметры кристаллизации мантийного вещества, что отражается в химическом составе шпинелидов, выраженном в выносе из кристаллической решетки Ti, Fe и в увеличении объема Cr, Al, Mg.

Следовательно, в процессе флюидно-магматической дифференциации (ликвации) образуются дифференцированные вулканиты, характеризующиеся высокими концентрациями Fe, Ti и крайне низкими содержаниями Mg, Cr, Ni, Sc. Потерянные базальтовым расплавом элементы группы железа и магния накапливаются в виде оливиновой и хромшпинелевой фаз в ультраосновном расплаве.

Это дает основание заключить, что распределение элементов группы железа в магматических породах объясняется с позиции хлорирования расплавов магматических очагов, формирующихся в процессе плавления астеносферного мантийного диапира над зоной субдукции, а не примитивным повторным плавлением астеносферной мантии, вызывающим обширную кристаллизацию мафических фаз [Pearce et al., 1995].

Анализ геохимических спектров вулканитов свидетельствует, что при умеренной степени плавления базальтовой коры выплавляются шошонит-латитовые серии, а при высокой степени плавления образуются вулканиты с внутриплитными геохимическими характеристиками и до суперплюмовых ультракалиевых вулканитов. По-видимому, такие магмы образуются в процессе плавления мантийного вещества над зоной субдукции или из фрагментов оторванных океанических плит, переработанных в процессе плавления в составе астеносферной мантии [Hofmann, 1997]. Вновь образованные магматические расплавы могут поставляться на поверхность в составе малоглубинных глобул (рис. 16.2.1(II)) или глубинных мантийных плюмов (рис. 16.2.1(III)).

По-видимому, данному типу отвечают слабо истощенные перидотиты и нижнекембрийские базальты балкибекской свиты Агырек-Арсаланской аккреционной призмы. Низкая истощенность перидотитов и высокие концентрации Sr не исключают их формирование в корневых зонах островодужных плюмов. Мантийное происхождение стронциевой аномалии в расплавах рассматривается как прямое свидетельство рециклинга вещества океанической литосферы над зоной субдукции [Hofmann, 1997 и др.]. Их высокохромистые (Cr#=0.58-0.75 %) шпинелиды обогащены Al_2O_3 (18.82-21.8 мас. %), TiO_2 (0.23-0.29 мас. %), разница между максимальной и минимальной степенью частичного плавления составляет 2.5 %, что ниже, чем в шпинелидах островодужных перидотитов толпакского типа. Уровень хромистости шпинелидов перидотитов Агырекских гряд значительно выше, чем шпинелидов плюмовых ассоциаций, что также подтверждает их образование в надсубдукционной обстановке. В ассоциации с перидотитами гор Агырек встречаются тела бонинитов, последние пока также не обнаружены в составе плюмовых ассоциаций, однако не исключается, что в бонинитовых расплавах смешаны компоненты различных источников, в том числе и вещество мантийных плюмов [Macpherson & Hall, 2001]. Ранние базальты, отделяющиеся от таких

расплавов, характеризуются низкими содержаниями Al_2O_3 (13.18-13.80 мас. %), но имеют высокие концентрации Co, Mg, Ni, Cr, а также LILE, REE и HFSE. Однако базальты завершающей стадии имеют низкие концентрации Ni и Cr. Аналогичный спектр элементов-примесей отмечен также в плюмовых базальтах островов подводного хребта Кинан бассейна Сикоку Филиппинского задугового бассейна.

В пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы в настоящее время не известны примеры описания островодужных вулканитов производных деплетированной мантии, столь характерных для внутриокеанических островодужных систем [Hergt, Farley, 1994; Pearce et al., 1995], что исключает их сопоставление с внутриокеаническими островодужными комплексами Лау-Тонга-Кермадекского архипелага и Южно-Сандвичевых островов.

Ниже будет рассмотрен вариант низкоскоростной субдукции. Общепринято [Powell, 1995 и др.], что верхняя оболочка земной коры океанов, океаническая литосфера, как правило, тектонически расслоена и состоит из тонкой жесткой базальтовой коры и мощной, относительно пластичной, мафит-ультрамафитовой, плавающей на текучей, вязкой океанической астеносферной мантии.

Океаническая базальтовая кора, как свидетельствует детальное геологическое картирование палеозойских офиолитов складчатых областей континентов [Книппер, 1978; Путеводитель, 1988; Степанец, 1992; Куренков и др., 2002], отделена от мафит-ультрамафитов тектоническими брекчиями.

Это дает основание предполагать, что в зону субдукции погружается только верхняя часть океанической литосферы. Учитывая это, предполагается, что на начальном этапе низкоскоростной субдукции базальтовая кора изгибает верхнюю мантию, не нарушая сплошности мафит-ультрамафитов основания литосферной плиты (рис. 16.2.3(а)).

Экспериментально доказано, что в процессе медленной субдукции во фронте погружающейся океанической плиты резко повышается температура [Kilian, 1997 и др.]. Повышение температуры может способствовать дегидратации водосодержащих минералов перидотитового субстрата (рис. 16.2.3(а)) и образованию эндогенной (ювенильной) воды, такие флюиды обеднены или не содержат солей хлора.

В преддуговом бассейне (**fore-arc ophiolite**) могут формироваться офиолиты – производные боуэновского типа дифференциации. Прежде всего, к данному типу офиолитов следует отнести средне-верхнеордовикский расслоенный гарцбургит-дунит-верлит-лерцолит-габбро-норит-трондъемитовый комплекс Караулшеку и его поздние дифференциаты – двупироксеновые андезибазальты акозекской свиты, отвечающие преимущественно low-Al (Al_2O_3 =11.20-13.95 мас. %) примитивным вулканитам со слабо выраженным обогащением титаном и железом. Последние являются составной частью антидромного риодацит-андезибазальтового комплекса.

К данному типу офиолитов принадлежат и составные части гетерогенного серпентинитового меланжа Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы, по-видимому, частично отражающего состав фундамента Кендыктинского вулканоплутонического пояса. Аналогичные комплексы встречаются в составе серпентинитового меланжа Тектурмасской аккреционной призмы. Бониниты широко развиты и в переделах Ирадырского (Урумбайского) преддугового прогиба.

Хромшпинелиды кумулятивных перидотитов (**fore-arc ophiolite**) характеризуются широкими вариациями составов со следующей схемой изоморфизма: Cr^{3+} (Al^{3+}) – Fe^{3+} (Ti^{4+}) и образуют непрерывный ряд от хромитов к ферриалюмохромитам.

Перидотиты характеризуются относительно высокой степенью частичного плавления мантийного вещества – 21.0 %, содержат крайне высокие концентрации Y; клинопироксен обогащен Na_2O (от 0.25-0,87 %), оливин характеризуется вы-

сокой железистостью, а их разрезы лишены рудных скоплений хромитов, но содержат подиформные тела титаномагнетитов.

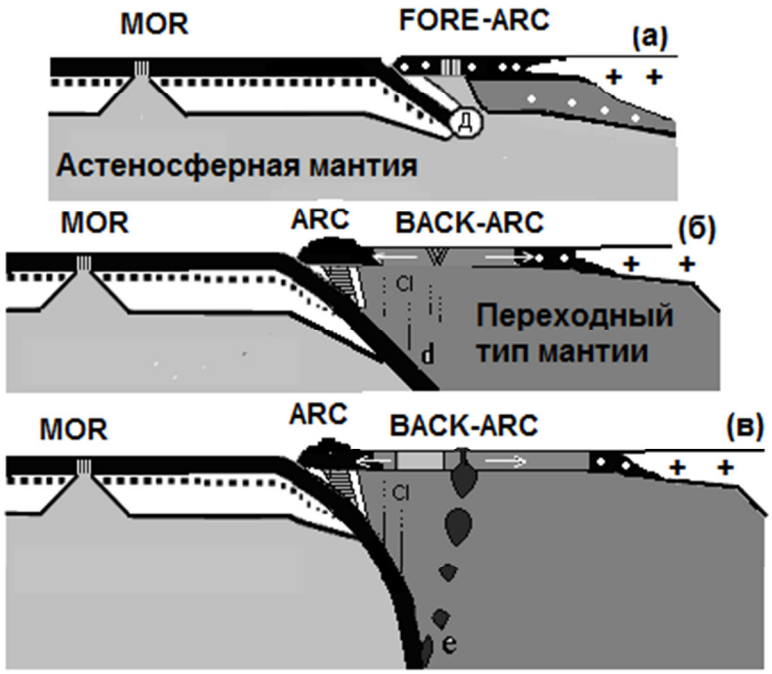

Рис.16.2.3. *Внемасштабные схемы иллюстрируют низкоскоростную субдукцию древней океанической коры под субокеаническую или континентальную кору*
*(**а**) Начальная стадия. (**б**) Стадия стационарной зоны субдукции. (**в**) Стадия плавления базальтовой коры*

Д – область высокого геотермического градиента и высоких давлений; MOR – срединно-океанический хребет; FORE-ARC – преддуговой рифт; BACK-ARC– задуговой спрединговый бассейн; ARC – островная дуга; компонента d – истощенная флюидами флора; Cl – флюиды хлора; e – область зарождения high-K базальтов с суперплюмовыми геохимическими характеристиками; остальные условные обозначения смотри на рис.16.2.1

Уровень накопления REE и HFSE постепенно растет от верлитов к лерцолитам и достигает своего максимума в габбро-норитах, отражая тем самым скрытую расслоенность плутонических офиолитов данного типа.

Дифференциация таких расплавов не сопровождается привносом в систему флюидов, обогащенных солями хлора. Если предположить, что пепловые туфы риодацитов основания акозекского антидромного риодацит-андезибазальтового комплекса являются производными плагиогранитов и трондъемитов, то не исключена вероятность, что кислые расплавы первыми отделяются от магматического расплава в процессе магматической дифференциации в замкнутых камерах.

Габбро-перидотитовые массивы преддуговых бассейнов содержат тела high-Mg долеритов, отвечающие составам low-Fe караулшекитов или low-Fe бонинитов.

Высокие концентрации Mg, Cr, Ni и Y караулшекитов указывают, что их родоначальная магма представляла собой продукт кристаллизации остаточного плавления мантийного вещества, обогащенного Y. Таковыми являются high-Y/low-Fe гарцбургиты плутонических офиолитов массива Караулшеку. Крайне

низкие содержания Fe_2O_3 и высокие концентрации SiO_2 свидетельствуют о резко восстановительных условиях кристаллизации караулшекитов и влиянии на их состав сиалического вещества. Высокий уровень концентраций LILE (K, Rb, Ba, Sr) объясняется изменением состава вещества мантийного источника за счет обогащения водно-силикатным флюидом [Crawford et al., 1989], а высокие содержания HFSE (Nb, Zr) указывают на высокую степень контаминации мантийного расплава веществом океанической коры [Klein et al., 1995].

Избыточные концентрации элементов группы железа (Ni, Cr, Co, V) свидетельствуют о низком уровне насыщения магматического расплава солями хлоридного флюида. Низкий процент насыщения мантийного диапира флюидами солей хлора можно объяснить дегидратацией водосодержащих минералов перидотитового субстрата в области (Д, рис. 16.2.3), а также и проявлением начальной стадии дегидратации океанических осадков субдуцируемой плиты.

Не исключено, что при критически высокой температуре надсубдукционная компонента разделяется на гиперсолевой хлоридный флюид (ГСХФ) и бедный хлором водно-водородно-силикатный флюид (ВВ СФ). ГСХФ, имеющий более высокие плотностные характеристики, чем ВВСФ, насыщает нижние горизонты вновь воздымающегося мантийного диапира, формирующего новую островодужную систему. Тогда как ВВСФ, обедненный солями хлора, являющийся основой для образования кислых расплавов, стремиться в верхние горизонты над зоной субдукции. При взаимодействии водно-водородно-силикатного флюида с остаточным гарцбургитовым расплавом образуются, вероятно, караулшекиты и родственные им породы.

Офиолиты спрединговых задуговых бассейнов (**back-arc ophiolite**). Во вновь образованной конвектирующей магматической камере спредингового задугового бассейна (рис. 16.2.3 (б)) формируются примитивные магмы – аналоги базальтов NMORB, т. е. на данном этапе развития зоны субдукции низкий уровень концентраций хлора в вулканитах определяется его содержанием в водном флюиде, отделяющемся от перидотитов основания океанической литосферы или фоновыми концентрациями мантийного расплава. Базальтоиды ранней стадии также характеризуются преобладанием фтора над хлором [Sinton et al., 2003], что является их важным диагностическим признаком. Уровень хлора, учитывая состав флюидных включений примитивных базальтов задуговых бассейнов Лау [Kent et al., 2002] и Манус [Sinton et al., 2003], не превышает 0.1 мас. %.

При последующем погружении океаническая плита постепенно опускается в мантию, однако при этом не происходит полного отсечения фронтальной части мантийного диапира, как в процессе высокоскоростной субдукции (рис. 16.2.1), а плита как бы скользит вдоль края мантийного диапира (рис. 16.2.3(в)). По мере увеличения объема мантийного диапира субдуцируемая океаническая плита изгибается и занимает почти вертикальное положение. Увеличение крутизны угла зоны субдукции может дополнительно происходить и за счет увеличения массы пододвигаемой древней, следовательно, тяжелой океанической плиты [Stern, 2002, 2004 и др.], что в совокупности способствует образованию зон субдукции марианского типа [Uyeda & Kanamori, 1979 и др.].

По-видимому, скорость поглощения океанической коры на этой стадии увеличивается, поскольку пододвигаемая плита больше не испытывает сопротивления основания океанической литосферы.

В дальнейшем скорость субдукции будет определяться только скоростью раскрытия океанического рифта в тылу пододвигаемой плиты.

В данной геодинамической обстановке образовывались разновозрастные базальтоиды офиолитовых меланжей Агырек-Арсаланской аккреционной призмы.

.

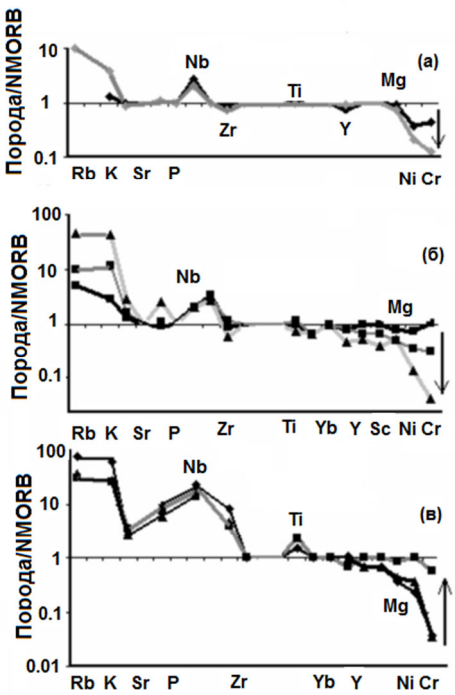

Рис. 16.2.4. *Спайдерграммы содержаний элементов-примесей, нормированных к N-MORB (по: [Sun & Mcdonough, 1989]), для вулканитов Шакшанского спрединового задугового бассейна (по: [Степанец, 1992])*

а – флоские толеитовые базальты гор Агырек; б – даррувилские базальты района оз. Майсора; в – даррувилские суперплюмовые щелочные базальты гор Агырек. Темными линиями показаны вулканиты начальной стадии рифтогенеза, серыми – завершающей стадии. Направление стрелок отражает последовательность обогащения и обеднения вулканитов элементами группы железа

Их вулканогенные комплексы сформировались в процессе флюидно-магматической дифференциации мантийного вещества, генерирующего над зоной субдукции.

Характерной особенностью строения вулканогенных комплексов является отсутствие в их разрезах вулканитов кислого состава. Базальтоиды обогащены железом, отвечают преимущественно дифференцированным вулканитам, реже – примитивным вулканитам (рис. 16.2.4). Для всех вулканитов характерны повышенные концентрации ниобия, что отличает их от вулканогенных комплексов симатических задуговых спрединговых бассейнов, производных деплетированной мантии.

Раннеордовикские толеиты – это преимущественно дифференцированные базальтоиды; примитивные базальты фиксируют начальную стадию раскрытия задугового бассейна, заложившегося, по-видимому, на раннекембрийской переходной коре. Они могут быть производными переходной мантии, фракционирующей в спрединговом задуговом бассейне (рис. 16.2.3). С понижением уровня концентраций элементов группы железа увеличивается роль LILE, особенно Rb и K, что свидетельствует о значительной роли флюидов хлора на завершающей стадии дапингского надсубдукционного магматизма.

В конце дапингского яруса в данной области задугового бассейна толеитовый вулканизм затухает, сменяясь в даррувиле накоплением субаэральных осадочных отложений. Однако в смежных областях в даррувиле раскрываются новые рифтовые системы, что свидетельствует о перескоке зон рифтов в сторону активной области зоны субдукции, связанных с постепенным увеличением крутизны сейсмофокальной зоны субдукции (рис. 16.2.3(в)). Даррувилский этап вулканизма Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна характеризуется различными типами вулканизма.

В более глубоководной области задугового бассейна изливаются примитивные толеитовые базальты, сменяющиеся постепенно дифференцированными толеитовыми базальтами с известково-щелочными характеристиками (рис. 16.2.4).

Перидотиты таких комплексов характеризуются повышенной степенью частичного плавления мантийного вещества – до 22.0 %, крайне низкими концентрациями Y, их спектр элементов-примесей слабо фракционирован. Клинопироксен обеднен Na_2O и TiO_2, оливин преимуще-

ственно высокомагнезиальный. Кумулятивные дуниты содержат рудные скопления хромитов. Главными особенностями составов шпинелидов перидотитов являются низкие и практически постоянные содержания Fe^{3+} и Ti^{4+}при широкой вариации Al^{3+} и Cr^{3+}, т. е. основным типом изоморфизма этой группы шпинелидов является $Al^{3+} – Cr^{3+}$.

Характерно, что уровень накопления LILE в примитивных базальтах ранней стадии Майсорского рифта приближается к составу дифференцированных базальтоидов дапингского яруса (рис. 16.2.4). Это может свидетельствовать, что дапингские и дарривилские этапы надсубдукционного магматизма Шакшанского сегмента Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна были связаны с единой стационарной долгоживущей зоной субдукции.

Этому выводу не противоречат и геохимические спектры дарривилских high-K базальтоидов с суперплюмовыми геохимическими характеристиками гор Агырек (рис. 16.2.4) и Маялжен. Излияние high-K базальтоидов происходило в субаэральной обстановке, их рифтовые системы, поставляющие магмы данного типа, располагались на значительном удалении от желоба зоны субдукции. Учитывая конфигурацию современной зоны субдукции Камчатской островодужной системы, поставляющей в область Срединного Хребта вулканом Ичинский близкие по составу вулканиты с внутриплитными геохимическими характеристиками, можно предположить, что магмы суперплюмовых high-K базальтоидов гор Агырек формировались на глубине не менее 140 км.

Характер обогащения дарривилских вулканитов гор Агырек (рис. 16.2.4) и Маялжен элементами группы железа дает основание предполагать, что такие магматические очаги со временем теряют флюиды хлора, поскольку их поздние дифференциаты представлены примитивными базальтами. Если крайне высокие концентрации REE и HFSE рассматривать как свидетельство плавления вещества океанической литосферы [Hawkesworth et al., 1993; Hofmann, 1997], то не исключено, что зарождение таких расплавов происходит в пределах пододвигаемой океанической плиты (рис. 16.2.3(в)), а не в процессе обогащения вещества мантийного диапира комплексными флюидами, отделяющимися от пододвигаемой океанической плиты. Невысокие концентрации Sr (160-480 г/т) и низкие значения дискриминанты D1<210, что значительно ниже предельных величин плюмовых океанических ассоциаций соответственно [Hofmann, 1997; Дмитриев и др., 1999], дают основание предполагать, что такие магмы не проходят полный цикл рециклинга вещества океанической литосферы.

Их широкие диапазоны межэлементных отношений [Степанец, 2008] также не коррелируются с данными океанических базальтов в рамках конечных мантийных компонентов [Zindler & Hart, 1986].

Изотопные и геохимические метки этих компонентов все чаще рассматриваются как различные степени частичного плавления переработанной литосферы, чем и обусловлена геохимическая гомогенизация в пределах локальных участков верхней мантии [Armienti & Casperini, 2007].

Таковой может быть как океаническая литосфера [Hofmann, 1997] так и нижняя часть мантии континентальной литосферы, вовлечённой в конвективный поток [McKenzie &O´Nion, 1983]. Предполагается, что такие отслоения могут происходить в результате воздействия флюидов, отделяющихся от пододвигаемой океанической плиты [Tatsumoto et al., 1992]. Образование плюмовых базальтов может происходить и посредством сме-шения деплетированной мантии с коро-вым материалом, типа глубоководных океанических или терригенных отложе-ний [Hofmann, 1997; Lustrino & Dallai, 2004].

Отсутствие в составе вулканогенных разрезов аллохтонов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы вулканитов кислого состава и субаэральных лав, дифференцированных от базальтов до

риолит-дацитов известково-щелочной серии, характерных для сиалических задуговых бассейнов, дает основание предполагать, что в магматические про-цессы была вовлечена нижняя часть ман-тии субконтинентальной или океаниче-ской литосферы.

Анализ характера распределения элементов с высокозаряженными ионами магматических пород Центрального Казахстана показал, что вулканические и плутонические породы нижнего палеозоя характеризуются повышенными концентрациями Nb, уровень которого не опускается ниже 5 г/т.

Это дает основание заключить, что в магматические процессы, протекающие над зоной субдукции Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна, была вовлечена мантия переходного типа.

Магматические процессы, протекающие непосредственно при взаимодействии надсубдукционных флюидов с субконтинентальной мантией и коровым веществом ведут к образованию субщелочных базит-гипербазитовых комплексов. Вещество таких комплексов служит, как правило, источником платиноносных пикрито-базальтовых вулканоплутонических ассоциаций. Примером тому могут быть платиноносные комплексы Ерейментау-Ниязского кристаллического массива. Они являются петрологическими аналогами платиноносных комплексов Срединного метаморфического выступа Камчатки [Селянгин, 2006, Симакин и др., 2012].

Базит-гипербазитовые комплексы относятся к концентрически-зональным дунит-клинопироксенит-габбровым массивам и малым телам кортландит-пироксенит-габбро-норит-плагиогранитового комплекса. Породы этих комплексов характеризуются широким присутствием роговой обманки, биотита, апатита и магнетита. Присутствие водосодержащих минералов и четко выраженный Ta-Nb минимум указывают, что высокомагнезиальные пикрито-базальтовые расплавы генетически связаны с надсубдукционными процессами. Главными особенностями составов хромшпинелидов перидотитов рудоносных пикрито-базальтовых комплексов являются повышенные концентрации ZnO, MnO, реже NiO. Генетическая связь высоких концентраций ZnO хромшпинелидов с платиноносностью пород субщелочных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов известна давно [Spry & Scott, 1986].

Выявленная геохимическая специализация вулканоплутонических нижнепалеозойских образований Центрального Казахстана дает основание предположить, что надсубдукционные магмы имеют различную генетическую природу.

Основной объем магм, поставляемый раннепалеозойскими зонами субдукции Центрального Казахстана, образовался в процессе взаимодействия вещества переходной субокеанической и континентальной мантии с флюидами, отделяющимися от субдуцируемой тектонической плиты. Гетерогенная природа таких магм обусловлена соотношением следующих составляющих: 1) составом мантийного источника, 2) степенью контаминации мантийного расплава веществом коры, 3) составом океанических осадков, 4) уровнем насыщения мантийного расплава надсубдукционной компонентой, 5) процентным содержанием хлора в составе надсубдукционной компоненты, 6) процентным содержанием кремнезема и хлора в водно-водородно-силикатном флюиде, 7) продолжительностью плавления; 8) мощностью вышележащей континентальной или океанической коры.

Значительно меньший объем надсубдукционных магм поставлялся глубинными очагами, зарождающимися в пределах пододвигаемой океанической плиты. Не исключено, что в таких областях в процесс плавления дополнительно вовлекаются как фрагменты холодной океанической астеносферы, так и глубинные горизонты мантийных диапиров. Рассмотренные выше схемы образования надсубдукционных магм находят свое объяснение как с позиций эволюции конвектирующего мантийного вещества над зоной субдукции [Karig, 1971; Toksoz &

Bird, 1978], так и частичного плавления океанической коры в глубинных зонах субдукции [Oxburgh & Parmentier, 1978; Рингвуд, 1981].

16.3. Геодинамическое районирование и палинспастические реконструкции сложнодислоцированных областей Центрального Казахстана

Палеозойские покровно-складчатые структуры Центрального Казахстана традиционно подразделяются на области каледонской и герцинской стабилизации [Маркова, 1964; Беспалов, 1975; Объяснительная, 1981; Тектоническая карта, 1985 и др.]. Такое деление основывалось, прежде всего, на возрасте завершения геосинклинальной складчатости и времени преобразования океанической коры в континентальную кору. Уже тогда, используя геосинклинальную терминологию, были намечены границы тектонических плит и определена природа их фундаментов. Наиболее детально геодинамическая природа этих областей отражена на первой геодинамической карте Центрального Казахстана [Антонюк и др., 1995], модифицированный ее вариант представлен на рисунке 16.3.1.

Одним из самых крупных геоблоков казахстанид (каледонских фрагментов Казахстанского континента) является Ишим-Кокшетауская тектоническая плита [Степанец, 2008]. Она включает докембрийские террейны Кокшетауского и Шатского районов, а также кембро-ордовикские отложения Ишимского района (рис. 13.3.2). Включение в ее состав докембрийских террейнов Улутауского, Атасу-Моинтинского (рис. 6.3.1) и Чуйско-Кендыктасского районов Центрального и Южного Казахстана соответственно [Никитин, 2002; Дегтярев, 2012 и др.] не вполне обосновано, на чем настаивают авторы [Popov et al., 2009].

Отложения кембрия и ордовика, обрамляющие с запада и юга докембрийский Кокшетауский террейн, сопоставляются с формациями рифтогенных пассивных окраин континентов. Западная граница Ишим-Кокшетауской тектонической плиты перекрыта палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями Тургайского прогиба. Восточный край плиты в среднем и верхнем ордовике был рассечен Степнякским рифтом.

В истории геодинамического развития Северного Казахстана, включающего докембрийские континентальные блоки Кокшетауского и Шатского районов, особое место занимают кембро-ордо-викские комплексы континентальной стадии рифтогенеза.

Начальная стадия континентального рифтогенеза знаменуется внедрением концентрически-зональных перидотит-пироксенит-норитовых массивов златогорского типа, которые несут сульфидную медно-никелевую минерализацию (пирротин, петландит, халькопирит, магнетит), типичную для медно-никелевых месторождений, связанных с первично-расслоенными интрузиями норильского типа [Петрография…, 1971; Геология СССР.., 1972]. Возраст массивов златогорского типа по U-Pb изотопным датировкам последних лет [Добрецов и др., 2006] определяется как поздний кембрий – ранний ордовик.

С базит-гипербазитовыми комплексами этого района пространственно связаны породы ультравысоких и высоких давлений (с коэситом и алмазом), а также эклогиты и глаукофановые сланцы с цифрами абсолютного возраста от 480 до 535 млн. лет, объединяемые в последние годы в Кокшетаускую субдукционно-коллизионную зону. Образование пород ультравысоких и высоких давлений объясняется затягиванием в венде – раннем ордовике Кокшетауского микроконтинента в зону субдукции до глубины не менее 150 км [Добрецов и др.,2006]. К этой зоне также приурочены выходы щелочных базальтоидов шалкарской свиты нижнего ордовика. Уровень накопления REE, HFSE и их отношения в базальтоидах шалкарской свиты [Добрецов и др., 2006].

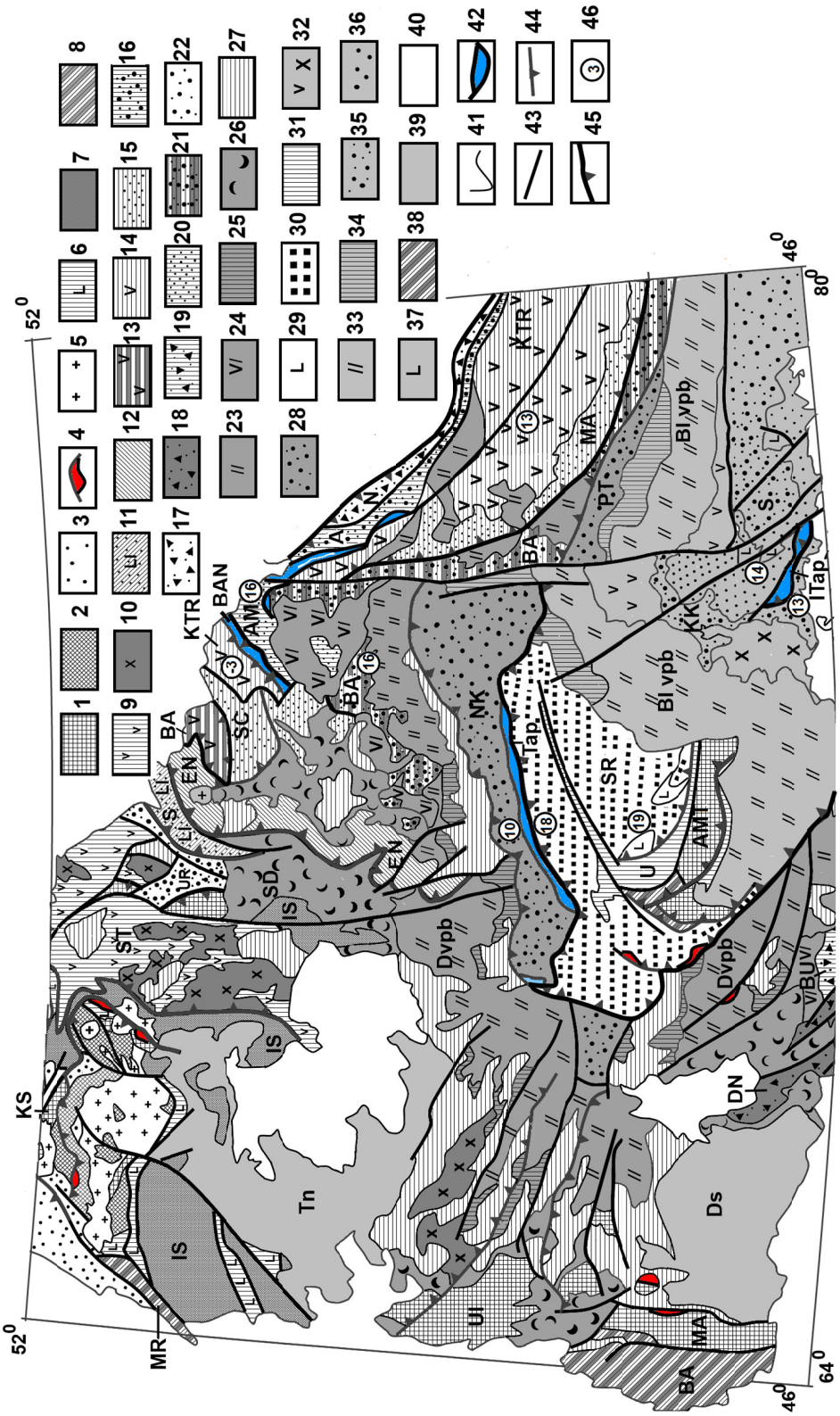
52°
64°
46°
80°
KS
MR
IS
Tn
Ui
Ds
DN
BA
MA
AMi
SR
NK
Tap
Dvpb
Bl vpb
Bl,vpb
PT
KK
KTR
BAN
AM
SC
EN
SD
ST
UR
S
Li
V/BUV
1 2 3 4 5 6 7 8
9 10 11 12 13 14 15 16
17 18 19 20 21 22
23 24 25 26 27
28 29 30 31 32
33 34 35 36
37 38 39 40
41 42
43 44
45 46

Рис. 16.3.1. *Геодинамическая схема Центрального Казахстана (по: [Объяснительная..., 1981; Тектоническая карта, 1985; Stepanets, 1993; Антонюк и др., 1995; Никитин, 2002] с изменениями и дополнениями автора)*

1 – террейны докембрийских микроконтинентов; 2 – метаморфические комплексы; 3 – кварциты; 4 – платиноносные и алмазоносные мафит-ультрамафитовые комплексы; 5 – гранитоиды; 6 – Никольско-Бурлукский континентальный рифт (O1); 7-8 – комплексы пассивных континентальных окраин: 7 – Ишимская, 8 – Байканурская; 9 – Степнякская рифтогенная пассивная окраина (O2-3), 10 – гранитоиды крыккудукского комплекса; 11 – Селетинский окраинный бассейн (Є1-O3); 12 – Ерейментау-Ниязский кристаллический массив (Pr-O3); 13 – Бозшаколь-Ащикольская островодужная система (Є1-O3);14 – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс (Є1-S1); 15 – Шакшан-Маялжен-Арсаланский задуговой бассейн (Є1-S1) и Агырек-Арсаланская аккреционная призма (O3); 16– Богембай-Аркалыкский преддуговой прогиб (O1-3): 17 – Найманжальская аккреционная призма (Є2-O3); 18 – Джалаир-Найманская аккреционная призма; 19 – Бурунтауская аккреционная призма; 20 – Ангренсор-Майкаинский задуговой прогиб; 21 – Баянаул-Акшатауский преддуговой прогиб; 22 – Ирадырский преддуговой прогиб (Є1-O3); 23-25 – Девонская активная континентальная окраина (D1-3): 23 – последовательно дифференцированная базальт-андезит-риодацитовая (D1-3) и 24 – андезибазальт-риолитовая (D1-3) и сопутствующие им интрузии; 25 – рифтогенная контрастная базальт-риолитовая (D2-3) , 26 – Шидертинский задуговой бассейн (S1-D2), 27 – внутриконтинентальные моря и лагуны 28 – Нуринско-Карасорский и Предшынгызский преддуговые бассейны (O3-D3); 29-30 – Сарысуйское окраинное море (O3-S1); 31 – Успенский внутриконтинентальный рифт (D3-P); 32-34 – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс (C1-P1): 32 – андезибазальтовый(C1-2) и 33 – риодацитовый (C1-P2) комплексы и сопутствующие им интрузии, 34 – рифтогенная контрастная базальт-риолитовая (P1), 35 –Кентарлау-Котанбулакский (D1-C1) и Саякский (D1-P1) преддуговые бассейны; 36-37– Тюретайское окраинное море; 38 – Марьенский континентальный рифт (C1-T2); 39 – Тенизская и Джезказганская континентальные лагуны; 40 – континентальные депрессии и долины; 41 – границы формационных комплексов; 42 – аккреционные офиолитовые призмы; 43 – региональные разломы; 44 – надвиги; 45 – границы тектонических плит; 47 – палеоширота.

Континентальные докембрийские террейны: KS – Кокшетауский, MA – Майтюбинский, UL – Улутауский, AMT – Атасу-Моинтинский; EN –Ерейментау-Ниязский срединный массив; пассивные континентальные окраины: BA – Байканурская, IS – Ишимская; активные окраины континентов: ST – Степнякский рифт, Dvpb – Девонский вулканоплутонический пояс, BIvpb – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс; KTR – Кендыкты-Чингиз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс; задуговые бассейны: S – Селетинский, SD – Шидертинский, AM – Ангренсор-Майкаинский, SC – Шакшанский, MA – Маялжен-Арсаланский; преддуговые бассейны: UR –Урумбайский; BA – Баянаул-Акшатауский, NK – Нуринско-Карасорский, PT – Предшынгызский; окраинные бассейны: SR – Сарысуйский, KK – Кентарлау-Котанбулакский, SA– Саякский;; континентальные рифты: MR – Марьенский, U – Успенский; континентальные лагуны: Tn – Тенизская, Ds – Джезказганская; ap – аккреционные призмы: N – Найманжальская, BU – Бурунтауская, BAN – Богембай-Ангренсорская, T – Тектурмасская, IT – Итмурунды-Тюлькуламская

К этой зоне также приурочены выходы щелочных базальтоидов шалкарской свиты нижнего ордовика. Уровень накопления REE, HFSE и их отношения в базальтоидах шалкарской свиты [Добрецов и др., 2006] приближаются к среднему составу континентальной коры, это говорит в пользу участия в расплаве корового компонента, что характерно для щелочных базальтов внутриконтинентальных рифтов.

Присутствие в данной зоне щелочно-ультраосновных массивов красномайского типа с карбонатитами, вермикулитом, апатитом, шорломитом, как и одновозрастность габброидов и перидотитов с сингенетичной медно-никелевой минерализацией и пород ультравысоких, высоких давлений свидетельствуют, что субдукционно-коллизионная природа таких комплексов небесспорна.

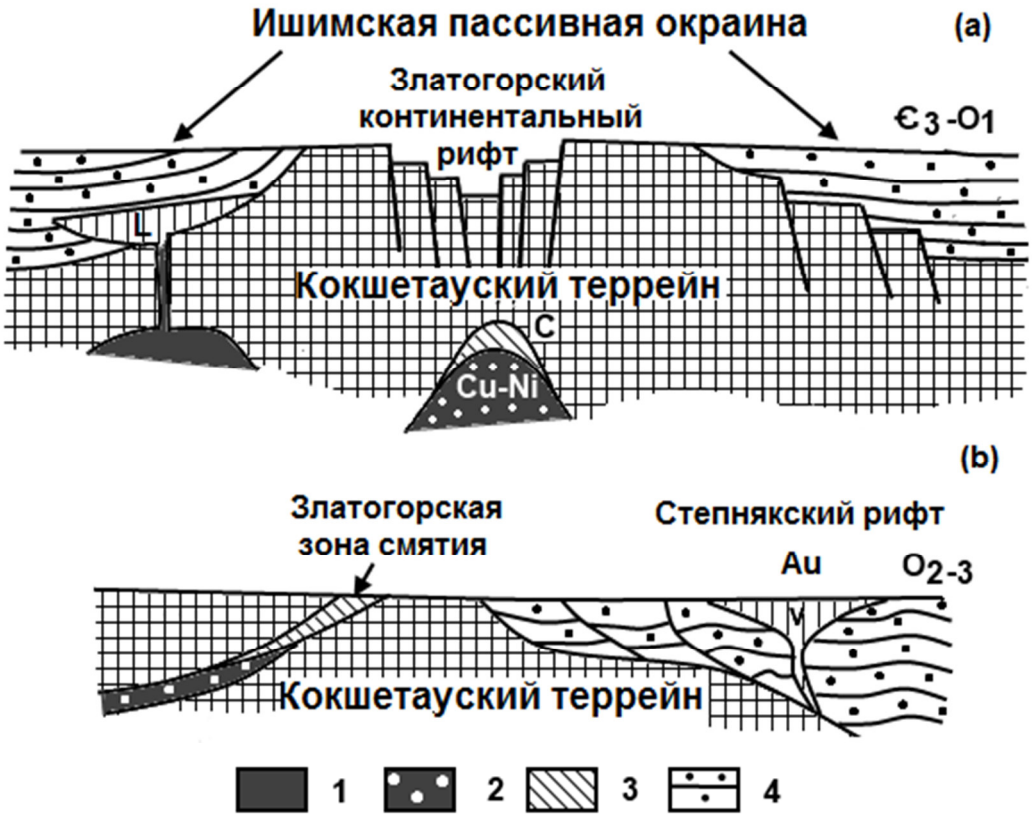

Рис. 16.3.2. *Палеогеодинамические профили для (a) G_3-O_1 и (b) O_{2-3} Ишим-Кокшетауской тектонической плиты*

1 – исходная магма базальтов никольско-бурлукской свиты; 2 – щелочные мафит-ультрамафиты златогорского и красномайского комплексов; 3 – породы высоких и сверхвысоких давлений; 4 – турбидитные отложения; химическими элементами показаны типы руд

Альтернативным вариантом образования пород ультравысоких и высоких давлений может служить теория внедрения мантийного плюма в континентальную кору Кокшетауского микроконтинента (рис. 16.3.2). При взаимодействии плюма с подошвой континентальной коры могут формироваться породы с коэситом и алмазом. Такая модель образования алмазов и коэситов позволяет избежать нелогичного процесса затягивания легких континентальных масс в зону субдукции

и поиска вендско-кембрийской Ишимской островной дуги [Добрецов и др., 2006]. Также следует отметить, нет данных [Решение Ш.., 1991] того, что такая дуга в это геологическое время существовала в данном районе.

Синхронно вдоль пассивной окраины Кокшетауского микроконтинента в узких рифтовых зонах накапливаются вулканогенно-осадочные породы никольско-бурлукской и жанасуйской свит позднего кембрия-нижнего ордовика флоского яруса [Цай и др., 2001] и тассуйской свиты флоского яруса [Дегтярев, 2012] с характерным для континентальных рифтов бимодальным трахириолит-трахибазальтовым магматизмом.

По-видимому, в среднем ордовике произошло закрытие Златогорского континентального рифта, что привело к формированию протяженной зоны смятия и эксгумации пород ультравысоких и высоких давлений.

На протяжении среднего и верхнего ордовика вдоль восточной окраины Кокшетауского микроконтинента в пределах Степнякского прогиба продолжают накапливаться вулканогенно-флишоидно-молассовые отложения (сагской, лидиевской, майлисорской, маятасской свит), сопровождающиеся внедрением интрузивных и субвулканических тел габбронорит-клинопироксен-долеритового состава [Геология СССР.., 1972; Новикова, 1975].

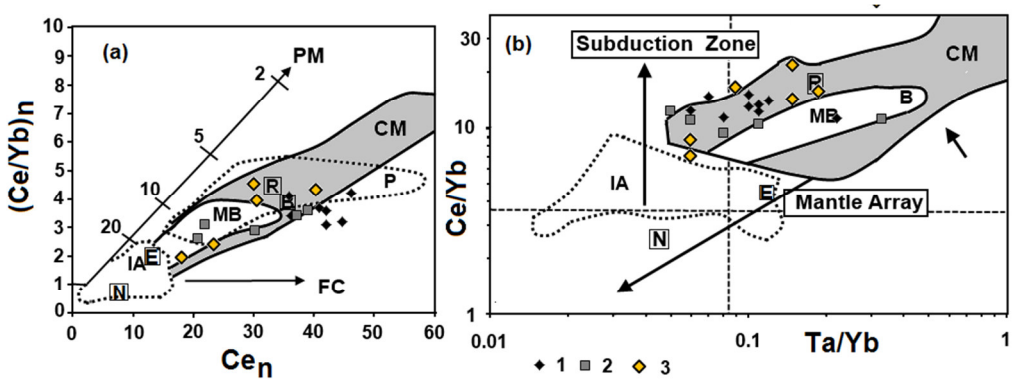

Рис. 16.3.3. *Диаграммы Ce_n-$(Ce/Yb)_n$ (a), Ta/Yb-Ce/Yb (b) для базальтоидов Казахстана*

Поля базальтоидов (по: [Crawford et al., 2000]): континентальных окраин (CM), окраинных бассейнов (MB), островных дуг (IA), внутриплитных обстановок (P). Квадратами обозначены средние составы: нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N), обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E) (по: [Sun, McDonough, 1989]), базальтов задуговых бассейнов (R) (по: [Marcelot et al., 1983]), средний состав континентальной коры (B) (по: [McLennan, 1985]). PM – на линию вынесена степень частичного плавления гранатового перидотита (по: [Gill, 1981]). FC – тренд фракционной кристаллизации. 1 – вулканиты сагской; 2 – майлисорской и 3 – шилинской свит (по: [Дегтярев, 2012])

В пользу таких представлений указывает и тип вулканизма, протекающий вдоль восточной окраины Кокшетауского микроконтинента. К примеру, вулканизм сагской свиты протекал в морских условиях, о чем свидетельствует шаровая отдельность лав, их зеленокаменное изменение, присутствие морской фауны в осадочных прослоях, сортировка обломочного материала туфов, однако наличие горизонтов пизолитовых туфов, гематитизация обломочного материала не исключают их формирование в субаэральной обстановке. Это свидетельствует, что такие вулканические постройки нередко перерастали в вулканические острова.

Вулканическая деятельность майлисорской свиты также была связана с формированием многочисленных аппаратов центрального типа, образующих вулканические постройки в мелководном бассейне [Геология СССР.., 1972].

Специфически выглядит и петрогеохимический состав вулканитов сагской и майлисорской свит. С одной стороны вполне логично, опираясь на уровень содержания основных петрогенных компонентов и явно выраженный Ta-Nb минимум, сопоставить их с вулканитами энсиалических островных дуги [Объяснительная…, 1981; Коробкин и Смирнов, 2006; Дегтярев и Рязанцев, 2007] или задуговых бассейнов [Степанец, 2008].

Однако такие представления не согласуются, как было отмечено выше, с палеогеографией осадочных отложений, а также и с уровнем накопления REE и HFSE в вулканитах сагской и майлисорской свит.

При очевидном Ta-Nb минимуме на спайдерграммах вулканитов сагской и майлисорской свит [Дегтярев, 2012] отмечается постепенное обогащение Nb (от 1.4 до 7.4 г/т) и Ta (от 0.1 до 0.5 г/т), это по мнению авторов [Сондерс и Тарни, 1987] свидетельствует, что верхняя мантия подпитывалась метасоматическими флюидами, выносящими Ta, Nb и элементы LILE из более глубинных слоев мантии.

Это дает основание, исключить вероятность формирования вулканитов этих комплексов над активной зоной субдукции, где уровень содержания Ta и Nb в вулканитах крайне стабилен, поскольку литосферная плита служит физическим барьером на пути поднимающихся флюидов из глубинных слоев мантии. Нельзя закономерность обогащением Ta и Nb вулканитов этих комплексов увязать с крутизной падения литосферной плиты, так как уровень содержания и величины отношений Ce, Yb, Ta, Th, Hf значительно превышают таковые базальтов островных дуг (рис. 16.3.3).

При этом базальтоиды сагской и майлисорской свит находят аналогию с вулканитами активных окраин континентов, однако магматизм таких комплексов, как правило, протекает в субаэральной обстановке. Характерно, что фигуративные точки базальтоидов сагской и майлисорской свит на диаграмме отношений Ce_n-$(Ce/Yb)_n$ (рис. 16.3.3) тяготеют к тренду вулканитов внутриплитных обстановок. На диаграмме Nb/Y–Zr/Y [Condie, 2003; Weaver, 1991] фигуративные точки примитивных трахибазальтов майлисорской свиты ограничиваются также полем базальтов океанических поднятий, дифференцированные трахибазальты сагской свиты тоже не выходят за пределы этого ареала (рис. 16.3.4).

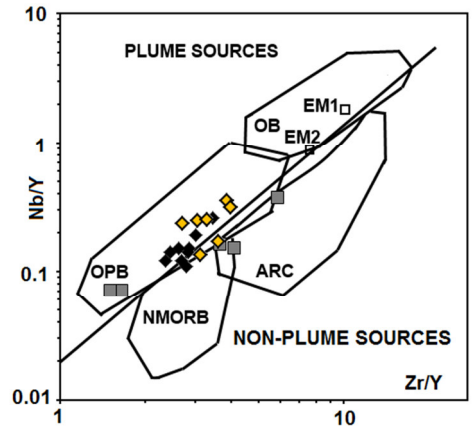

Рис. 16.3.4. *Диаграмма Nb/Y–Zr/Y [Condie, 2003; Weaver, 1991] для базальтоидов Казахстана*

Условные обозначения см. на рис. 13.3.3

Спайдерграммы распределения REE вулканитов сагской и майлисорской свит также не оставляют сомнений, что трахибазальты этих комплексов не являются аналогами вулканитов фронтальных зон сиалических (зрелых) островных дуг (рис. 16.3.5).

Четко выраженный Hf минимум зарегистрирован на спайдерграммах вулканитов с внутриплитными характеристиками, известными в составе континентальных рифтов [Abate et al., 1989], Срединного Хребта Курильской островной дуги [Чурикова и др., 2001] и щелочных

базальтов островов Сангинг Апи Индонезийского архипелага [Turner et al., 2003], чьи выходы пространственно сопряжены с континентальной корой.

Природу Hf минимума вулканитов авторы [Marini et al., 2005] связывают с вовлечением терригенных континентальных отложений в магматические процессы, протекающие над зонами субдукции. По-видимому, это довольно упрощенный вариант объяснения линейного характера спайдерграмм вулканитов с плюмовыми характеристиками. Такая закономерность, вероятнее всего, связана с магматическими процессами, протекающими в замкнутых магматических камерах, пространственно не сопряженных с зонами субдукции, но тесно связанных с континентальной корой.

Особое внимание заслуживает упоминание о ксенолитах плутонических пород в базальтах майлисорской свиты, обнаруженных в ее разрезе по восточному берегу оз. Ораз-Сор [Геология СССР, 1972, Дегтярев, 2012]. Ксенолиты представлены разнозернистыми клинопироксенитами, плагиоклазсодержащими кумулятивными пироксенитами, среднекрупнозернистыми офитовыми габбро, лейкогаббро и анортозитами. Габброиды и анортозиты, как правило, содержат до 5 % апатита, реже встречается титаномагнетит. Габброиды и клинопироксениты по геохимическому составу идентичны базальтам майлисорской свиты [Дегтярев, 2012].

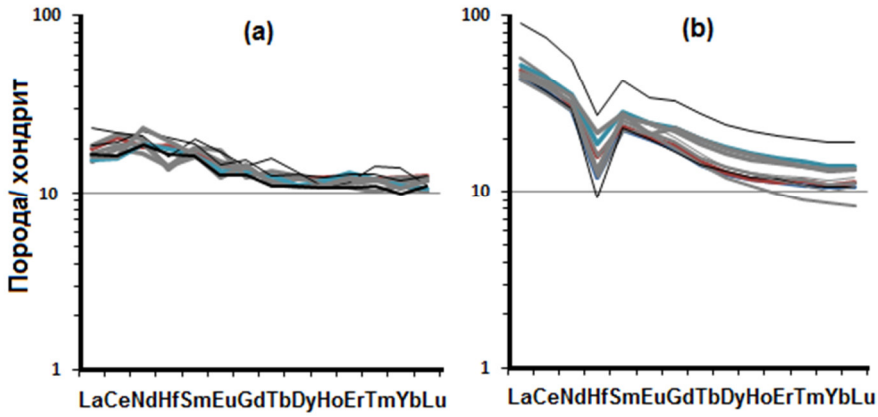

Рис. 16.3.5. *Спайдерграммы распределения* REE *(a) вулканитов Восточного фронта Камчатской островной дуги (по: [Чурикова и др., 2001]) и (b) вулканитов сагской и майлисорской свит [(по: Дегтярев, 2012]) Степнякского прогиба, нормированных по хондриту (по: [Sun & McDonough, 1989])*

Они также находят петрогеохимическую аналогию с породами зонально-концентрического субщелочного дунит-пироксенит-габбро-сиенитового Жиландинского массива [Геология СССР, 1972], обнажающегося в пределах Кирейского выступа в виде останца среди верхнеордовикских гранитоидов крыккудукского комплекса, чьи породы являются неотъемлемой составной частью Степнякского рифта.

Высокий уровень концентраций Al_2O_3, Na_2O и TiO_2 клинопироксенитов, присутствие апатита и титаномагнетита сближает ксенолиты района оз. Ораз-Сор с породами субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов, как правило, содержащих минералы платиновой группы.

С вулканитами сагской и майлисорской свит пространственно и, вероятно, генетически связаны массивы гранитои-

дов крыккудукского типа. Геохимический и изотопный составы гранитоидов определенно свидетельствуют о конвективном плавлении исходной магмы [Дегтярев, 2012], что характерно для рифтогенных магматических комплексов.

Вдоль восточной границы Ишим-Кокшетауской тектонической плиты вскрываются выходы вулканогенно-осадочных отложений Урумбайской и Селетинской структурно-формационных зон, которые ранее, по-видимому, образовывали самостоятельную островодужную систему.

Ранне-среднекембрийские лавы и туфы low-Ti/Al/P клинопироксеновых и оливиновых базальтов, двупироксеновых андезибазальтов и андезитов, бонинитов, андезидацитов, дацитов и риодацитов акжарской свиты Урумбайской зоны по петрохимическому составу (рис. 16.3.4) сопоставимы с вулканитами примитивной (юной) внутриокеанической Идзу-Бонин-Марианской островной дуги [Pearce et al., 1999]. В геодинамическом плане акжарская свита рассматривается как древняя островная дуга (рис. 16.3.7(c)), а бонинитовые и толеитовые базальты (рис. 16.3.6) вулканогенно-кремнисто-терригенной раннеордовикской сазинской свиты находят аналогию с вулканитами бонинитовой серии преддуговых бассейнов (рис. 16.3.7(d)).

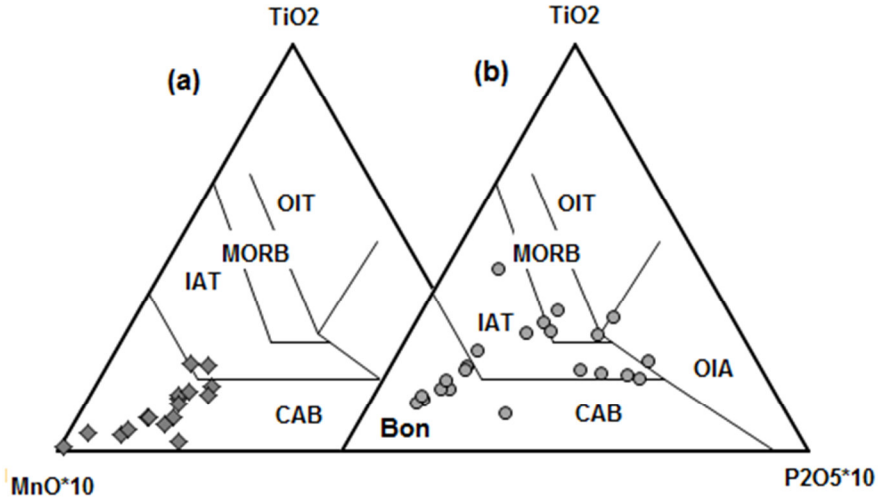

Рис. 16.3.6. *Диаграмма MnO*10-TiO_2-P_2O_5*10 [Mullen, 1983] для вулканитов (a) акжарской и (b) сазинской свит, по данным М.З. Новиковой, Л.Л. Германа и В.И. Борисенка (по: [Дегтярев, 2012])*

Остальные условные обозначения см. на рис. 7.6

С востока на структуры Урумбайского преддугового прогиба надвинута система тектонических покровов формационно отражающих историю развития Селетинского окраинного или задугового бассейна.

Формирование бимодального базальт-риолитового (киикбайская, керимбайская и таскуринская свиты [Ившин и др., 1993] соответственно) комплекса происходило в начале нижнего кембрия, это во времени несколько раньше, чем образование Акжарской тойонской островной дуги.

Это может быть обусловлено как рифтогенными процессами, протекающими в тылу зоны субдукции на фоне фронтального процесса сжатия (рис. 16.3.7(a)), что, по-видимому, маловероятно, так и рифтогенными процессами в пределах окраинного моря, где рифтоген-

ные процессы не связаны со смежной зоной субдукции (рис. 16.3.7(b)).

Дифференцированные базальты киикбайской свиты по составу аналогичны вулканитам известково-щелочной и шошонитовой серий островных дуг [Дегтярев, 2012]. Однако, присутствие в разрезе киикбайской свиты известняков и углеродистых алевролитов [Ившин и др., 1993] свидетельствует, что вулканогенные процессы протекали в глубоководных условиях ниже базиса тысячелетних штормов. На это также указывает присутствие углеродистых алевролитов и пиритоносных фтанитов в составе вышезалегающей шийлинской свиты, поскольку в глубоководных осадках кислорода нет, то органика не окисляется и железо превращается в пирит.

Характер обогащения базальтов шийлинской свиты легкими REE (рис. 16.3.8(b)), как и отношения элементов с HFSE (рис. 16.3.4) не оставляют сомнений, что плавление исходной магмы происходило за счет адиабатической декомпрессии. Как известно, такие процессы протекают в мантийных камерах срединно-океанических хребтов, окраинных морей, а также в пределах рифтов задуговых бассейнов, утративших пространственную связь с зонами субдукции.

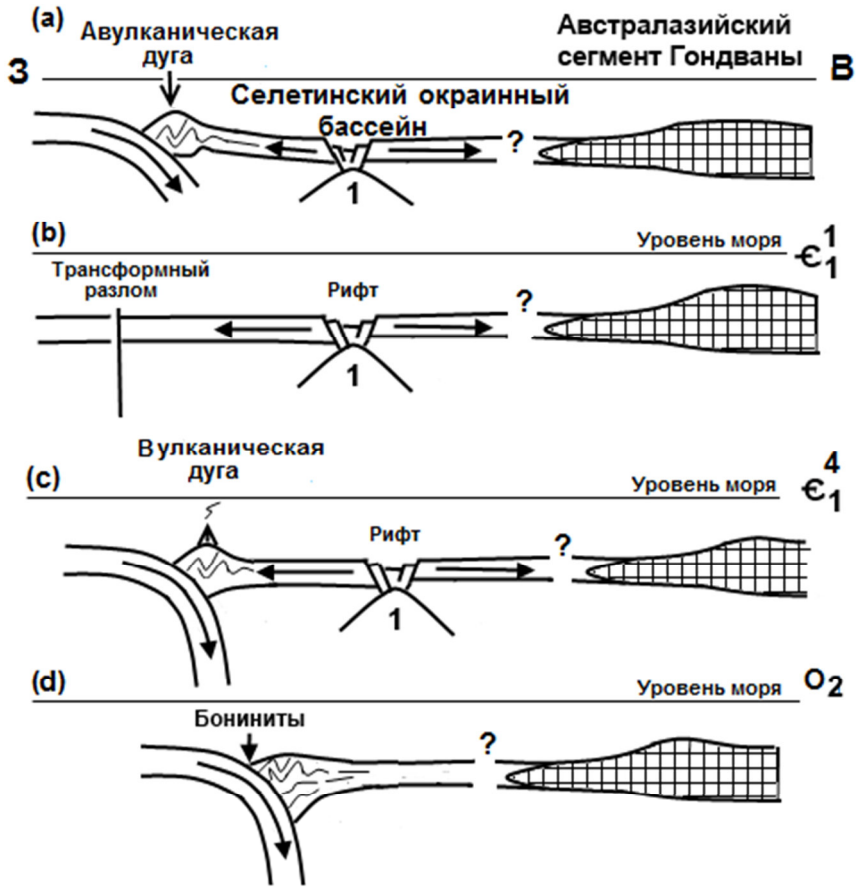

Рис. 16.3.7. *Палеогеодинамические профили для ϵ_1^1 (a,b), ϵ_1^4 (c), O_2(d) Урумбайско-Селетинской внутриокеанической островодужной системы*

1 – область плавления за счет адиабатической декомпрессии

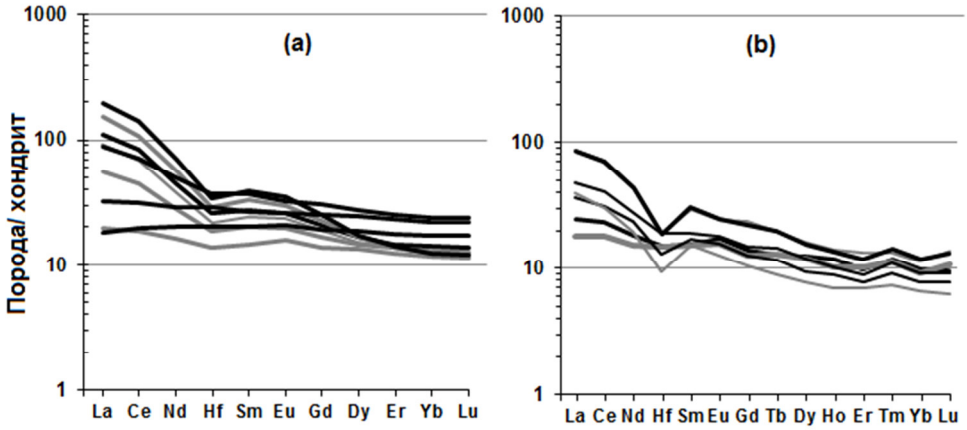

Рис. 16.3.8. *Спайдерграммы распределения* REE *(a) базальтов хребта Маквари, ЮЗ Тихого океана (по:[Kamenetsky et al., 2000]) и (b) базальтов шийлинской свиты (по: [Дегтярев, 2012]) Селетинского окраинного моря, нормированных по хондриту (по: [Sun & McDonough, 1989])*

Приуроченность к кислым вулканитам таскуринской свиты двух уровней колчеданного оруденения [Ившин и др., 1993] уральского и куроко типов не исключает их формирование в задуговом бассейне.

Вулканогенно-осадочные отложения Селетинского окраинного бассейна содержат раннекембрийские брадориниды, которые очень напоминают Южно-Китайские и Австралийские [Popov et al., 2009]. Это дает основание предполагать, что в раннем кембрии Урумбайско-Селетинская внутриокеаническая островодужная система находилась вблизи Австралазийского сегмента Гондваны (рис. 16.3.7).

По-видимому, только в позднем ордовике эта островодужная система сблизилась с Ишим-Кокшетауской тектонической плитой, которая в это время поддерживала на шельфах бентосную фауну, также обнаруживающую большое сходство с Австралазийской фауной [Popov et al., 2009; Percival et al., 2011].

Рис. 16.3.9. *Палеогеодинамический профиль для ϵ_{1-2} Сарыаркинской плиты (приэкваториальный сегмент Гондваны)*

1 – платиноносные базит-гипербазитовые комплексы; 2 – балкыбекская карбонатно-базальтовая формация; 3 – карабулакская карбонатно-кремнисто-базальтовая формация; 4 – вулканоплутонический канчингизский комплекс

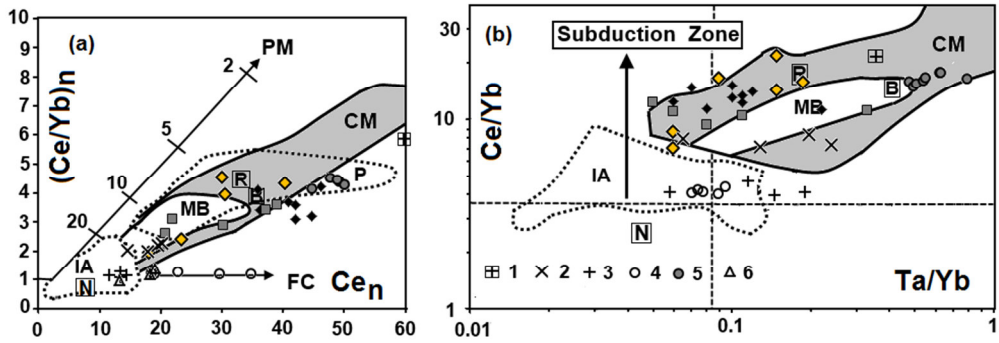

Рис. 16.3.10. *Диаграммы Ce_n-$(Ce/Yb)_n$ (a), Ta/Yb-Ce/Yb (b) для базальтоидов Казахстана Поля базальтоидов (по: [Crawford et al., 2000])*

1 – плюмовые базальты гор Аже; 2 – диабазы и 3 – базальты темирастауского комплекса; 4 – базальты ерейментауской (желтауская и тиесская свиты) серии, 5 – базальты балкыбекской свиты; 6 – базальты карабулакской свиты (по: [Дегтярев, 2012]).

Остальные условные обозначения см. на рис. 16.3.3

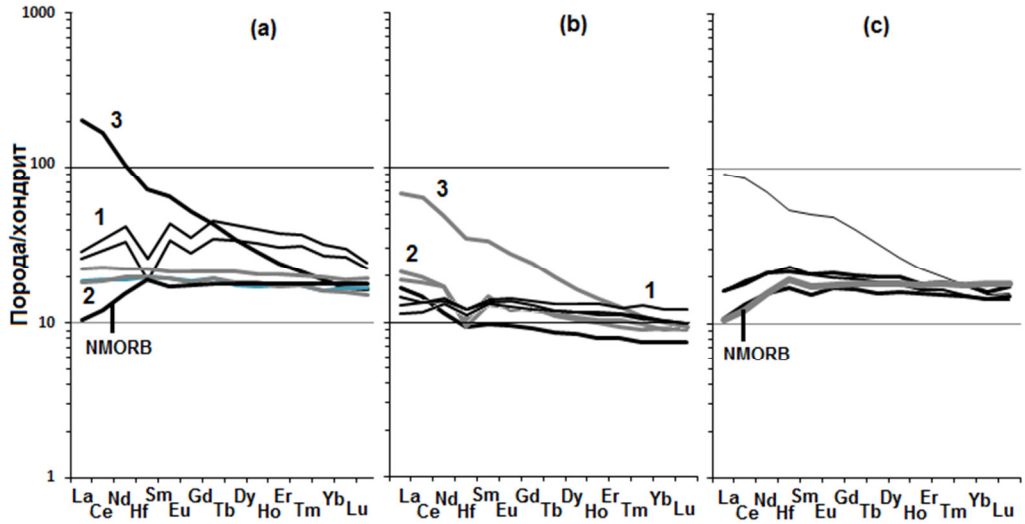

Рис. 16.3.11. *Спайдерграммы распределения* REE*, нормированных по хондриту (по: [Sun &McDonough, 1989])*

(a) Ерейментау-Ниязский срединный массив: 1 – базальты желтауской, 2 – базальты и 3 – плюмовые базальты тиесской свит; (b) Бозшакольский сегмент: 1 – островодужные базальты, 2 – базальты окраинных морей, 3 – плюмовые базальты темирастауского комплекса; (c) базальты карабулакской свиты (по: [Дегтярев, 2012])

Сарыаркинская тектоническая плита (рис. 16.3.9, 16.3.12) состоит из редуцированных структур Ерейментау-Ниязского кристаллического массива, Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна, Кендыкты-Чингиз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса и Богембай-Аркалыкского преддугового бассейна. Название плиты Сарыаркинская (Желтая Степь) заимствовано у авторов [Дегтярев и Рязанцев, 2007], которые ранее предложили рассматривать ее как вулканический пояс, включающий Бозшакольский, Чингиз-Тарбагатайский и Степняк-Селетинский сегменты.

Вдоль восточного края (в современных координатах) Сарыаркинской плиты (рис. 16.3.9) в кембрии и на протяжении всего ордовика формируются комплексы активной континентальной окраины. Во фронтальной зоне активной окраины в среднем кембрии формировался Каншынгызский сегмент Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса. Более подробно история развития данного сегмента приведена в главе 7, где его геодинамическая природа наряду с петрогеохимическими параметрами обосновывается и изотопными данными, приведёнными в работе К.Е. Дегтярева [Дегтярев, 2012].

Важно отметить также, что магматическая деятельность в пределах Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса завершилась только в начале позднего ордовика формированием пород шошонит-латитовой серии.

В тыловой зоне Сарыаркинской плиты в нижнем кембрии формировался субслоистый платиноносный пикрито-базальтовый комплекс (рис. 16.3.9), характеризующийся фракционным типом кристаллизации материнской магмы, что наглядно демонстрирует диаграмма отношений (Ce/Yb)n-Cen (рис. 16.3.10), этот процесс подтверждается и линейным характером спайдерграмм редкоземельных элементов (рис. 16.3.11).

Базальты желтауской свиты, предшествовавшие излиянию тиесских пикрито-базальтов, имеют резко отличный характер распределения REE (рис. 16.3.10), подтверждая тем самым иную природу их материнской магмы, а Hf минимум на спайдерграммах REE (рис. 16.3.11(a)), вероятней все, указывает на пространственную связь магматического резервуара с континентальной корой.

Пространственная и генетическая связь платиноносных базит-гипербазитов кустасского и коржункульского комплексов Ерейментау-Ниязского кристаллического массива с вулканитами тиесской и ордабайской свит соответственно указывает на их аналогию с комплексами Корякско-Камчатской активной окраины Северо-Востока Евразийского континента.

Карбонатно-базальтовая балкыбекская свита нижнего кембрия также отражает стадию континентального рифтогенеза (рис. 16.3.9). Контаминация коровым материалом магмы базальтов балкыбекской свиты подтверждается высокими концентрациями Pb, Li и U, а также уровнем содержания La, Sm, Yb, Nb, Th и их отношениями на мультиплицированных диаграммах С.П. Верма (глава 4).

Базальты карабулакской карбонатно-кремнисто-вулканогенной свиты кембрия, которые пространственно, как и базальты балкыбекской свиты, приурочены к выходам Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, по характеру распределения REE приближаются к составу NMORB (рис. 16.3.11(c)). Такое поведение редкоземельных элементов свидетельствует об уменьшении влияния корового материала на состав базальтов, что характерно для базальтов заключительной стадии рифтогенеза задуговых спрединговых бассейнов филлипинского типа. В таких базальтах также отчетливо проявляется влияние смежной зоны субдукции, что контролируется низкими концентрациями элементов группы железа, магния и высокими содержаниями Na_2O, Pb, Sr, Ba, транспортируемые надсубдукционными флюидами.

В ордовике продолжается наращивание базальтовой коры сиалического Шакшан-Маялжен-Арсаланского задуго-

вого бассейна (рис. 16.3.12). Наиболее интенсивно магматические процессы протекали в дарривиле. Этот период характеризуется излиянием суперплюмовых высокоциркониевых щелочных базальтов, образование которых протекало над зоной субдукции, где в магматические процессы была вовлечена нижняя часть мантии континентальной литосферы. Свидетельством тому являются широкие пределы межэлементных отношений базальтов, обусловленных смешением компонентов TM и EMI и присутствием незначительной доли компоненты EMII. Дарривилские комплексы гор Агырек и Маялжен, вероятно, наращивали разрезы карбонатно-базальтовой балкибекской свиты.

Рис. 16.3.12. *Палеогеодинамический профиль для O_{2-3} восточного края Сарыаркинской плиты*

5 – кендыктинский и сарыбидаикский вулканоплутонические комплексы; 6 – дарривилский плюмовые базальты гор Агырек; 7 – балгашокинские базальты; 8 – серпентинитовый меланж офиолитов Богембай-Аркалыкского преддугового прогиба.

Остальные условные обозначения см. на рис. 16.3.9

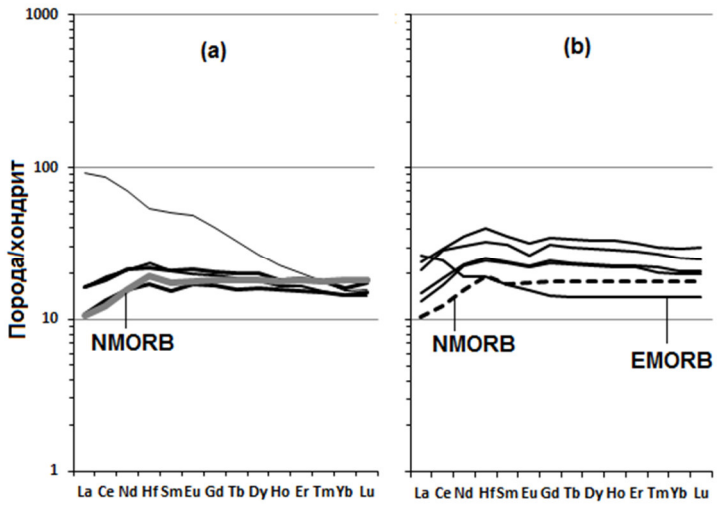

Рис. 16.3.13. *Спайдерграммы распределения* REE*, нормированных по хондриту (по: [Sun & McDonough, 1989])*

(a) базальты карабулакской свиты; (b) базальты балгашокинской свиты (по: [Дегтярев, 2012])

Тогда как излияние базальтов балгашокинской свиты (O_{2-3}), если учитывать характер распределения REE (рис. 16. 3.13), который идентичен базальтам карабулакской свиты, происходило из одного мантийного резервуара, функционирующего на некотором удалении от зоны субдукции. По-видимому, только отсутствием прямой связи мантийного резервуара с зоной субдукции можно объяснить постепенный рост концентраций REE базальтов балгашокинской свиты.

Как отмечалось ранее, практически одновременно в пределах островного сегмента восточного края Сарыаркинской плиты накапливаются в субаэральных условиях магматические образования абсарокит-шошонит-латитовой серии с явно выраженными геохимическими признаками, характерными для комплексов активных континентальных окраин (см. главу 7).

Восточная граница Сарыаркинской плиты маркируется выходами серпентинитового меланжа офиолитов Богембай-Аркалыкского преддугового прогиба, которые пространственно сопряжены с олистостромами Найманжальской аккреционной призмы. Неотъемлемую часть аккреционной призмы составляют резко конденсированные океанические осадки верхнего кембрия – среднего ордовика, которые были соскоблены с океанической плиты в процессе ее пододвигания под Сарыаркинскую континентальную плиту. Террейны океанических осадков также повсеместно ассоциируют с вулканическими породами, отражающими островодужный и преддуговой этапы магматических процессов, протекающих на границе двух тектонических плит.

Следует обратить внимание на продолжительность образования олистостром. Если в пределах Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна, в процессе его закрытия, образование олистостром протекало в очень короткое геологическое время (в объеме катского яруса верхнего ордовика), то в зоне схождения двух тектонических плит этот процесс протекал на протяжении всего кембрия и ордовика.

В позднем ордовике огромные массы пород Ишим-Кокшетауской, Сарыаркинской плит и Урумбайско-Селетинской внутриокеанической островодужной системы образуют новый континентальный блок. Столь значительная перестройка структур северо-востока Центрального Казахстана произошла, вероятно, из-за продолжающегося в это время раскрытия Уральского палеоокеана [Куренков и др., 2002].

Процессы скучивания завершаются внедрением гранитоидов позднего ордовика. На островных поднятиях в прибрежных зонах тропических морей и мелководных теплых морях растут коралловые рифы. В силуре биогермы сменяются мелководными осадочными отложениями.

Опираясь на палеомагнитные данные [Антонюк и др., 1995; Collins et al., 2003] осадочно-вулканогенных отложений среднего ордовика Кендыктинского и Шынгызского сегментов, можно предположить, что структуры Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса имели субмеридиональную ориентировку и формировались в приэкваториальной области вдоль суперконтинента Гондвана. Аналогичную ориентировку имели и тектонически сопряженные с ними верхнеордовикские комплексы Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна.

Палеомагнитные направления аллохтонов и вмещающих их верхнеордовикских отложений в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы значимо не различаются, следовательно, во время закрытия задугового бассейна заметных относительных вращений между ними и подстилающими и перекрывающими их отложениями не происходило. Локальные и региональные вращения тектонических блоков, зафиксированные в палеосклонениях, происходили после их обдукции на прилегающую палеоостровную дугу, скорее всего в позднем палеозое [Куренков и др., 2002].

Рис. 16.3.14. *Палеогеодинамический профиль для O_3 Майкаинской плиты*

1 – караулшекинский островодужный комплекс (O_1); 2 – акозекский островодужный комплекс (O_{2-3}); 3 – флишоидно-молассовый комплекс (О3); 4 – надсубдукционные преддуговые офиолиты (O_{2-3}); 5 – толща «зеленых туфов»; 6 – вулканогенно-осадочные отложения (O_{1-2}); 7 – ангренсорский флишоидно-молассовый комплекс (O_{2-3}); 8 – керегетасские биогермные известняки (O_3); стрелкой указано склонение в древних координатах, а цифрой показана палеоширота

В пределах Майкаинской плиты (рис. 16.3.14) в позднем ордовике и силуре существовал протяженный Баянаул-Акшатауский прогиб (рис. 16.3.1), выполненный мощными грауваккковыми флишоидными отложениями кошиакозекской и сатпаевской свит. Граувакки согласно наслаивают маломощные кремнисто-туфогенно-вулканогенные отложения акозекской свиты. Вулканогенные отложения в ее составе развиты спорадически, наиболее широко представлены в районе гор Акозек. Вулканогенные образования сложены лавами, туфами и туффитами низкоглиноземистых примитивных вулканитов риодацит-андезибазальтового состава известково-щелочной серии с антидромной последовательностью излияния. Фундамент прогиба сложен раннеордовикской спилит-диабазовой островодужной караулшекинской свитой.

Характерной чертой строения караулшекинской свиты является отсутствие в ее основании комплекса параллельных даек, их место занимают плитчатые, расслоенные кварцевые диабазы, что косвенно может указывать на островодужную природу ее происхождения. Не исключено также, что к таким комплексам применима модель формирования трапповых формаций, это ставит под сомнение тезис, что все офиолитовые комплексы формируются в спрединговых зонах [Колман, 1979; Куренков и др. , 2002 и многие др.].

Северней Баянаул-Акшатауского преддугового прогиба в ордовике раскрывался Ангренсор-Майкаинский сиалический бассейн, характерными составляющими его фундамента являлись кембрийские толщи «зеленых туфов», вулканитов основного, среднего состава и игнимбритов, весь комплекс формационно отвечает породам преддуговых бассейнов вулканоплутонических поясов. Вероятно, этот комплекс пород пространственно был сопряжен с юго-западной активной континентальной окраиной приэкваториальной Гондваны. В раннеордовикское время она была расщеплена и в пределах трогов формировались субщелочные, щелочные породы антидромного риолит-базальтового комплекса, а в смежных зонах изливались известково-щелочные и толеитовые базальты. На завершающем этапе вулканизма происходило внедрение пород кератофир-спилит-диабазового комплекса. В тыловой спрединговой зоне в раннем и среднем ордовике изливались базальты с внутриплитными геохимическими характеристиками.

Палеомагнитные определения среднеордовикских вулканогенных отложений майкаинской серии (15^0 ю.ш.) указывают на низкую палеоширото их образования относительно одновозрастных отложений (3^0с.ш.) Кендыктинского сегмента Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса. Учитывая разницу палеоширот этих комплексов и современное их положение, в настоящее время они располагаются относительно друг друга на расстоянии не более 50 км, можно предположить, что в процессе скучивания они преодолели расстояние не менее чем 2.0 тыс. км.

Рис. 16.3.15. *Палеогеодинамический профиль для среднего девона Девонской активной континентальной окраины*

1 – турбидитные отложения; 2 – Тектурмасская аккреционная призма; 3 – нижнепалеозойская переходная кора

Тогда как в пределах Майкаинской плиты (рис. 16.3.14), судя по палеомагнитным данным, сложно дислоцированные геологические комплексы значительных тектонических перемещений относительно друг друга в среднем ордовике не испытывали.

Палинспастические реконструкции, выполненные автором [Степанец, 2008], дают основание предполагать, что геологические комплексы Майкаинской плиты могли формироваться вдоль западной окраины приэкваториальной Гондваны, чему также не противоречит палеогеографическое распространение нижнепалеозойской микрофауны и фауны северовостока Центрального Казахстана [Popov & Holmer, 1994; Popov & Tolmacheva, 1995]. В современной структуре северовостока Центрального Казахстана геологические комплексы всех выше перечисленных тектонических плит тектонически совмещены и запечатаны туфогенно-вулканогенной нижнедевонской жарсорской свитой, отражающей состав тыловой зоны Девонской активной окраины Казахстанского палеозойского континента (рис. 16.3.1).

Эта часть Центрального Казахстана наиболее структурирована по отношению к геологическим комплексам описанных выше тектонических плит, претерпевших значительную тектоническую переработку.

В пределах северной части Жонгаро-Балхашской складчатой области можно выделить все геодинамические элементы, присущие структурам современных активных континентальных окраин западно-тихоокеанского типа, где центральное место занимает Девонский вулканоплутонический пояс (рис. 16.3.15) и обрамляющий его с севера (в современных координатах) Шидертинский сиалический задуговой бассейн, а с юга Нуринско-Карасорский преддуговой прогиб (S_2-D_3), который тектонически сопряжен с Тектурмасской аккреционной призмой (O_3-S_1). С юга геологические комплексы Тектурмасской аккреционной призмы тектонически перекрыты флишоидными и турбидитными отложениями Сарысуйского

сиалического окраинного моря (O_3-S_2).

Опираясь на палеомагнитные данные [Печерский и Диденко, 1995], можно заключить, что Девонский вулканоплутонический пояс и сопряженные с ним структуры имели субширотное простирание, а также можно констатировать, что эти структуры относительно ордовикских и силурийских образований были смещены на юг, однако общая тенденция простирания нижнепалеозойских и девонских комплексов сохранилась.

Относительный разворот девонских структур, как показали эти авторы [Печерский и Диденко, 1995], произошел в после пермское время, то есть современную подковообразную форму, что отражено на геодинамической схеме (рис. 16.3.1), они приобрели только в мезозое.

Принципиально важным моментом для понимания истории геодинамического развития северной части Жонгаро-Балхашской складчатой области является механизм и последовательность образования Тектурмасской аккреционной призмы, формирование которой протекало на протяжении верхнего ордовика и нижнего силура. В свете решения этих проблем, одновременно с петрологическими исследованиями разновозрастных магматических комплексов Тектурмасской аккреционной призмы, были проведены палеомагнитные исследования [Турманидзе и др., 1991] офиолитовых террейнов, включающих как плутонические, так и осадочно-вулканогенные комплексы.

Для наглядности результаты палеомагнитных исследований вынесены на предлагаемый автором палеогеодинамический профиль северной части Жонгаро-Балхашской складчатой области (рис. 16.3.16). Важно отметить, что палеомагнитные исследования были выполнены в пределах террейнов, возраст которых документирован ископаемой фауной. Такой подход позволил создать более или менее правдоподобную модель образования аккреционной призмы.

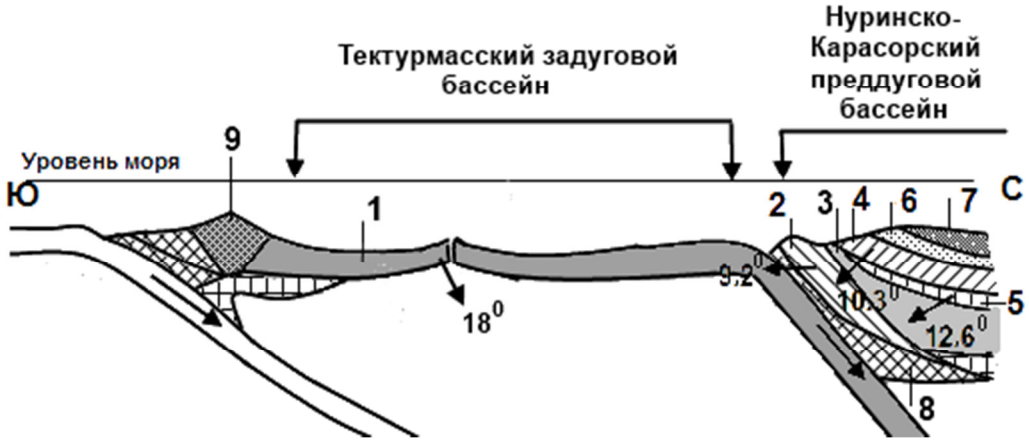

Рис. 16.3.16. *Палеогеодинамический профиль для среднего и верхнего ордовика северной части* Жонгаро-*Балхашской складчатой области*

1 – базальты карамурунской свиты (вновь образованная среднеордовикская кора задугового бассейна); 2 – островодужный вулканогенный комплекс (O_{2-3}) гор Дуана-Карасу; 3 – преддуговые офиолиты базарбайского комплекса; 4 – базальты кузекская свиты (O_3); 5 – дайково-силловый комплекс; 6-7 – базарбайский осадочно-вулканогенный комплекс (O_3-S_1): 6 – кислые пепловые туфы, 7 – туфы основного состава; 8 – преддуговые офиолиты; 9 – островодужные спилит-офиолиты (O_2)

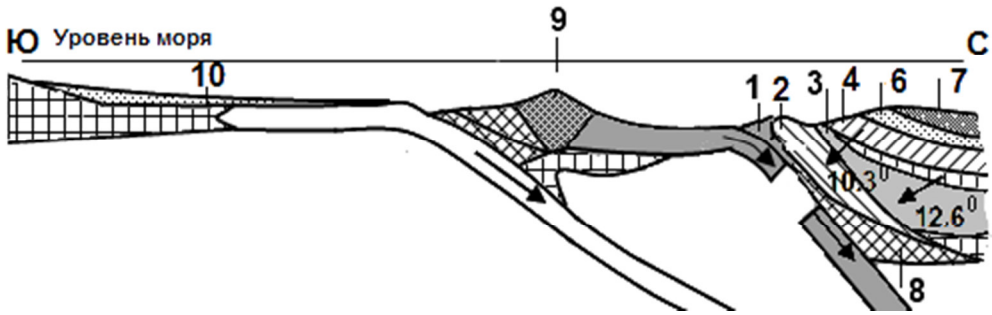

Рис. 16.3.17. *Палеогеодинамический профиль для верхнего ордовика северной части* Жонгаро-*Балхашской складчатой области (рисунок демонстрирует надвигание офиолитов задугового бассейна в период субдукции гребневой зоны хребта по [Christensen, Salisbury, 1975])*

10-турбидитные отложения пассивной окраины Атасу-Маинтинского микроконтинента.

Остальные условные см. на рис. 16.3.16

Если палеоширoты собственно островодужных комплексов значимо не отличаются, и находятся в поле погрешности метода, то палеоширота базальтов карамурунской толщи, отражающих состав молодой коры сиалического задугового бассейна, отличается от вулканитов островодужных комплексов на восемь градусов (рис. 16.3.16). Это дает основание предполагать, что для совмещения с островодужными комплексами базальтам карамурунской толщи пришлось преодолеть расстояние около одной тысяч километров. Следовательно, в процессе субдуцирования был поглощен основной объем молодой коры сиалического задугового бассейна, и только незначительная часть коры задугового бассейна из области гребневой зоны хребта в процессе обдукции была надвинута на прилегающую палеоостровную дугу (рис. 16.3.17).

По мнению авторов [Christensen & Salisbury, 1975], такие процессы протекают в любом бассейне, в пределах которого четко проявлен гребневой участок срединного хребта. Такие участки срединных хребтов, как правило, интенсивно расчленены разломами и особенно их верхние хрупкие части плиты, которые будут обдуцироваться на прилегающую тектоническую плиту (островную дугу).

Рис. 16.3.18. *Палеогеодинамический профиль для силура северной части* Жонгаро-*Балхашской складчатой области*

Условные обозначения см. на рис.16.3.16

Такая ассоциация повсеместно наблюдается в пределах аккреционных призм Центрального Казахстана [Степанец, 1992].

В силуре завершилось формирование Тектурмасской аккреционной призмы (рис.6.3.18), где в единый пакет покровов были спаяны различные фрагменты нижнепалеозойской островодужной системы, формирующейся вдоль северо-восточной окраины Еврамерики (рис. 6.3.23). Одной из характерных особенностей Тектурмасской аккреционной призмы является отсутствие в его составе метаморфических пород высоких и ультравысоких давлений.

Латеральный структурный ряд (рис. 16.3.15) вдоль северо-восточной окраины Еврамерики на протяжении девона включал в себя: невулканическую (Тектурмасскую аккреционную призму) относительно узкую островную дугу – Нуринско-Карасорский преддуговой прогиб – Девонский вулканоплутонический пояс – Шидертинский задуговой бассейн. Такой латеральный ряд вполне может отражать строение окраинно-материковой зоны субдукции зондского типа, где на протяжении силура происходило пододвигание кембрийской субокеанической плиты под переходную или утоненную субконтинентальную кору раннепалеозойского этапа стабилизации. Для таких типов зон субдукции, как предполагают авторы [Xiao et al., 2010], характерно отсутствие метаморфических пород высокого давления в составе аккреционных призм.

Особо следует остановиться на поперечной зональности Девонского вулканоплутонического пояса. В его поперечном сечении в пределах широтной и юго-западной ветвях в среднем девоне и в начале верхнего девона происходит смещение вулканического фронта в сторону внешней зоны вулканоплутонического пояса, это можно рассматривать как свидетельство увеличения крутизны зоны субдукции за счет мощности пододвигаемой древней литосферной плиты. Чем и было обусловило формирование рифтогенных структур, выполненных вулканитами контрастного базальт-риолитового комплекса. Это служит еще одним доказательством, что данная островодужная система имеет аналогию с тектономагматическими структурами, формирующимися вдоль западно-тихоокеанского побережья.

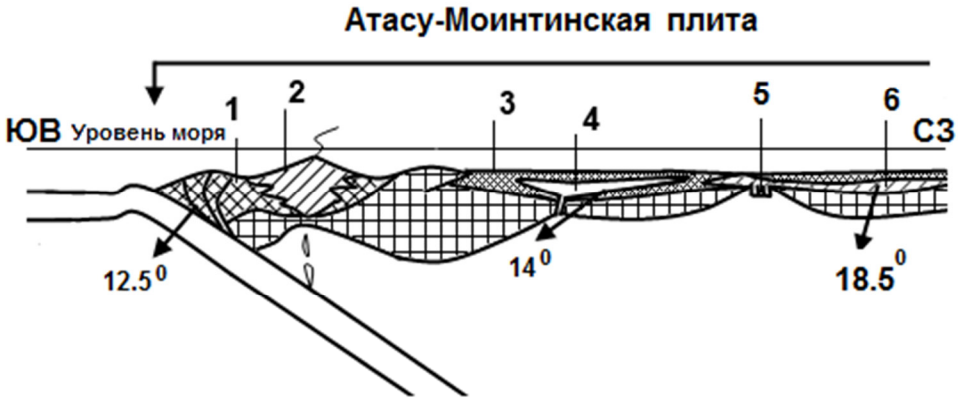

Рис. 16.3.19. *Палеогеодинамический профиль для верхнего ордовика и силура Атасу-Моинтинский плиты*

1 – комплексы подводного хребта активной континентальной окраины (итмурундинский кремнисто-вулканогенный (O_2) и серпентинитовые меланжи с террейнами метаморфических пород высоких давлений); 2 – Жаманшурукская островная дуга (O_3); 3-6– комплексы окраинного моря: 3 – кызыкская кремнисто-терригенная формация (O_{2-3}), 4 – тюретайской магматический комплекс (O_3); 5 – акдомалакский меланж (O_2?) 6 – талдыэспинская свита (O_3-S_1).

Остальные условные см. на рис. 16.3.14

Докембрийские и палеозойские комплексы Жонгаро-Балхашской складчатой области Центрального Казахстана, обнажающиеся в профиле Тектурмасской и Итмурунды-Тюлькуламской аккреционных призм (рис. 16.3.1), по-видимому, следует объединить в Атасу-Моинтинскую тектоническую плиту, отражающую сложные тектономагматические процессы, протекающие на протяжении палеозоя на границе схождения докембрийской континентальной и нижнепалеозойской океанической плит (рис. 16.3.19).

Даррывилские среднеордовикские щелочные вулканиты итмурундинской свиты, как и метаморфиты (468 млн. лет) являются наиболее древними породами в составе Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы, маркирующей границу схождения Атасу-Моинтинской плиты и кембрийской или кембро-нижнеордовикской океанической плиты. Возраст океанической плиты определяется условно, поскольку в составе аккреционной призмы известны только фрагменты первого океанического слоя в виде террейнов каражалских силицитов нижнего и верхнего ордовика.

Присутствие метаморфитов высоких давлений с цифрами абсолютного возраста от 458 до 468 млн. лет в составе серпентинитового меланжа указывает на то, что они только в конце сандбского яруса были эксгумированы и включены в состав аккреционной призмы. Субдуцирование кембрийской океанической плиты завершилось в нижнем карбоне, что фиксируется временем завершения олистостромообразования.

В позднем ордовике завершилась вулканическая деятельность в пределах Жаманшурукской палеоостровной дуги, присутствие адакитов в ее составе указывает на плавление океанической плиты, что характерно для конвергентных зон субдукции кордильерского типа. Присутствие блоков метаморфических пород высоких и сверхвысоких давлений в составе серпентинитового меланжа Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы также является подтверждением того, что эти процессы протекали в зонах субдукции кордильерского типа, эталоном которых являются структуры активной окраины восточно-тихоокеанского побережья [Xiao et al., 2010].

Южнее (в древних координатах) Жаманшурукской островной дуги на протяжении верхнего ордовика и нижнего силура в субпараллельных, судя по древним палеосклонениям (рис. 16.3.19), спрединговых зонах наращивалась базальтовая кора Кентарлау-Котанбулакского и Сарысуйского окраинных сиалических бассейнов. Различный петрохимический состав базальтов тюретайской и талдыэспинской свит указывает на неоднородность плюмовых резервуаров, питающих эти рифтогенные системы, что может также быть обусловлено мощностью континентальной коры и процессами плавления континентальной литосферной мантии.

Скучиванию описанных выше нижнепалеозойских комплексов в единую геотектоническую Атасу-Моинтинскую плиту не противоречат и их палеоширотa (рис. 16.3.19), поскольку эти комплексы значительных перемещений в нижнем палеозое относительно друг друга не испытывали. Тогда как эти данные по Атасу-Моинтинской плите отчётливо демонстрируют ее разворот относительно вулканогенных комплексов Нуринско-Карасорского преддугового прогиба и сопряженной с ним Тектурмасской аккреционной призмы (рис. 16.3.1).

В позднем девоне до формирования структур Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса закладывается внутриконтинентальный Успенский рифт [Магматические…, 1988; Антонюк и др., 1995; Веймарн и др. , 1997 и др.]. На начальной стадии рифтогенеза формируются грубообломочные осадки молассового облика и контрастные антидромные магматические комплексы, на поздней стадии – глубоководные осадки, в ассоциации с которыми находятся как мантийные

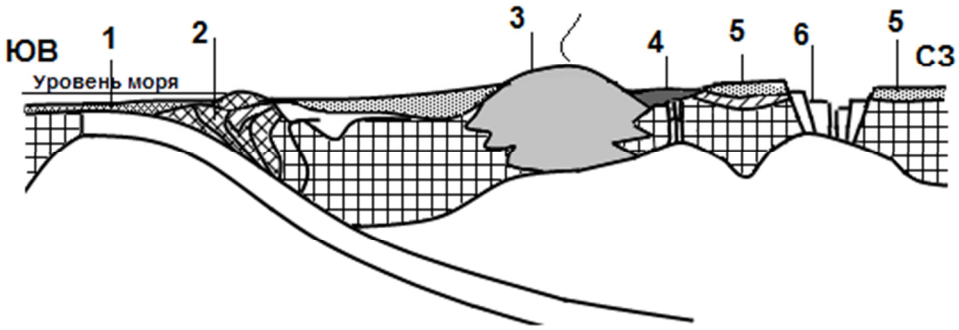

Рис. 16.3.20. *Палеогеодинамический профиль для карбона и перми Атасу-Моинтинский плиты*

1 – Саякский окраинный бассейн (S_1-C_1); 2 – Итмурунды-Тюлькуламская аккреционная призма (O_3-D_3 fm); 3 – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс (C_1-P_1); 4 – контрастная базальт-риолитовая формация (P); 5 – осадочные комплексы Сарысуйского поднятия; 6 – Успенский внутриконтинентальный рифт (D_3-P).

Остальные условные см. на рис. 16.3.14

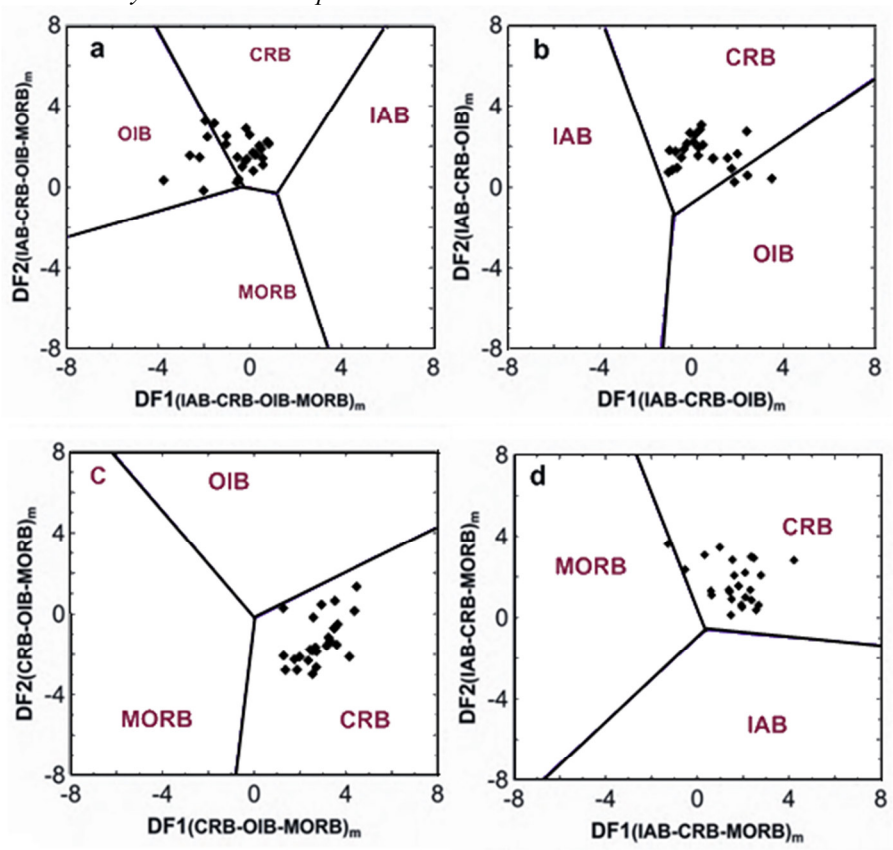

Рис. 16.3.21. *Бинарные диаграммы [Verma, 2010], построенные по основным породообразующим окислам для базальтов Успенского континентального рифта (по: [Антонюк и др., 2011])*

базальтовые (рис. 16.3.21) выплавки (и их производные), так и анатектические, преимущественно кислые расплавы, формирующиеся в континентальной коре на начальной стадии рифтогенеза.

В парагенезисе с глубоководными отложениями сформировались стратиформные залежи железо-марганцевых и барит-полиметаллических руд [Антонюк и др., 2011], а с перидотит-габбровым комплексом связаны платиносодержащие медно-никелевые проявления [Филимонова, 1966; Антоненко и др., 2009].

В нижнем карбоне закладываются структуры Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса, формирование которого продолжалось вплоть до конца перми. Интересным представляется тот факт, что в поздней перми во внутренней зоне вулканоплутонического пояса раскрываются рифты, где протекает бимодальный базальт-риолитовый магматизм, аналогичный тому, что известен во внешней зоне Девонского вулканоплутонического пояса.

Этот факт можно связать с более пологим углом наклона зоны субдукции, что также наиболее характерно для активных окраин кордильерского типа восточно-тихоокеанского побережья [Moores, 1970 и многие другие], где поглощается более молодая океаническая кора [Kilian, 1997]. Следовательно, на протяжении всего палеозоя устойчиво сохранялся одинаковый стиль развития зоны субдукции вдоль активной окраины Атасу-Моинтинской континентальной плиты.

Различные стили строения зон субдукций, в пределах областей развития Девонского и Балхаш-Илийского вулканоплутонических поясов, можно обосновать возрастом и мощностью океанических плит, исчезающих в конвергентных зонах. Вероятно, зона субдукции, над которой формировался Девонский вулканоплутонический пояс, поглощала древнюю и более мощную океаническую плиту, чем в зоне субдукции позднепалеозойского Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса, что вполне закономерно, ведь чем моложе океан, тем меньше мощность океанической коры.

На палинспастических реконструкциях кембро-ордовикского времени, разработанных российскими геологами [Хераскова, 1999; Диденко, 1997; Куренков и др., 2002 и др.], геоблоки, формирующие каледонские структуры Казахстана, включают в состав Палеоазийского океана [Печерский и др., 1995], располагая их между Сибирью и Восточной Гондваной от 20^0 ю. ш. до 40^0с. ш., где меридиональные зоны субдукции постепенно откатываются на запад в сторону Сибирского континента.

На палинспастических реконструкциях западных коллег [Scotese, 1997, http://www.scotese.com] для среднего ордовика Казахстан рассматривается как широтная система островов, соединяющая Сибирь, ее северную часть, и Северный Китай, разделяя тем самым океаны Палеопацифики и Палеоазии. Тогда как на других палинспастических схемах [Murphy & Nance, 1995] и [Свяжина и др., 2003] нижнего ордовика Казахстанский микроконтинент располагается в экваториальной области, соответственно между южным окончанием Сибири, северо-восточнее Балтии, и Австралией.

Столь противоречивые представления о положении Казахстана в системе глобальных палинспастических реконструкций, по-видимому, обусловлены неоднозначностью определения полярности палеомагнитных определений и отсутствием данных о долготах.

В настоящее время полярность палеоширот нижнепалеозойских кремнисто-вулканогенных, кремнисто-терригенно-вулканогенных и кремнисто-терригенных комплексов, рассчитанная ранее [Турманидзе и др., 1991; Куренков и др., 2002], ставится под сомнение [Bazhenov et al., 2003; Alexyutin et al., 2005]. Эти сомнения, учитывая анализ палеогеографического распространения бентосной фауны северо-востока Центрального Казахстана [Popov & Holmer, 1994; Степанец & Кеммер, 2002; Fortey & Cocks, 2003; Nikitin et

al. 2006; Popov and Cocks 2014], не лишены основания.

Если принять, что полярность палеозойских комплексов была определена не вполне корректно, то естественно все структуры палеозоид Центрального Казахстана следует переместить в южное полушарие, т. е. они должны были бы находиться между Балтией и Южным Китаем (рис. 16.3.22).

Для этого есть косвенные доказательства:

1) позднекембрийские, ранне- и среднеордовикские комплексы конодонтов кремнисто-вулканогенных толщ Центрального Казахстана довольно надежно сопоставляются с зональной конодонтовой шкалой Балтии [Гридина и др., 1977; Курковская, 1987; Дубинина, 1990; Цай и др., 2001];

2) в междуречье Оленты-Шидерты и в восточном Чингизе в нижнем ордовике встречаются довольно многочисленные брахиоподы, близкие по составу Южно-Уральским [Popov & Holmer, 1994; Fortey & Cocks, 2003], а позднекембрийские и тремадокские трилобиты близки к Балтийским комплексам [Fortey & Cocks, 2003];

3) позднеордовикские кораллы, трилобиты и брахиоподы северо-востока Центрального Казахстана, Чингиза и Предшынгызья несут черты большого сходства с фауной Южного Китая и Австралии, и только некоторые группы позднеордовикского бентоса встречаются также в Балтии и Северном Китае [Fortey & Cocks, 2003].

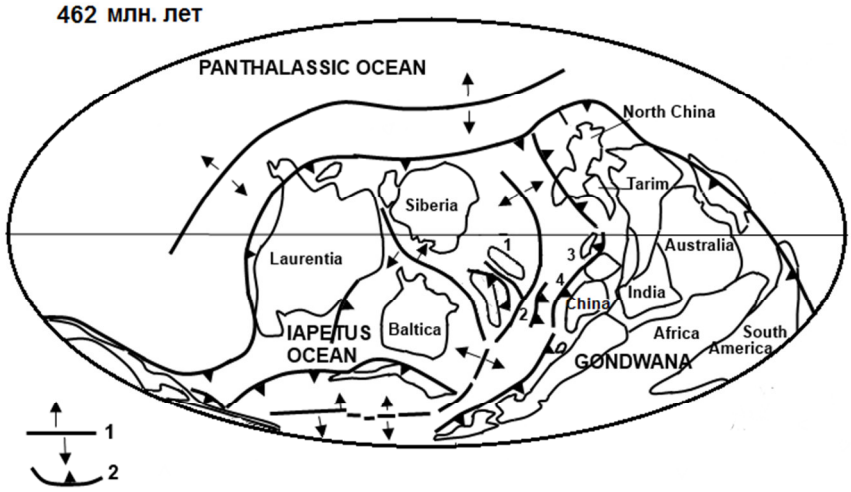

Рис. 16.3.22. *Палинспастическая реконструкция Палеоазийского океана и континентальных блоков для среднего (дарривил) ордовика. (по: [Scotese, 1997] с изменениями и дополнениями автора)*

1 – Кокшетауский микроконтинент; 2 – Урумбайско-Селетинская внутриокеаническая островодужная система; 3 – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс; 4– Ангренсорско-Майкаинский энсиалический бассейн; 1 – срединно-океанические рифты; 2 – зоны субдукции

Анализ палеогеографического распространения ранне-среднеордовикских конодонтов [Цай и др., 2001] западного (пассивного) склона Кокшетауского микроконтинента дает основание предполагать более южное его положение, чему не противоречат палеомагнитные данные [Bazhenov et al., 2012].

Не исключено, что Улутауский, Чуйско-Кендыктасский террейны Центрального и Южного Казахстана соответственно в кембрии были отколоты от Бал-

тии и на протяжении кембрия и ордовика дрейфовал в северо-восточном направлении.

Вдоль его северо-восточного края в пределах Чу-Илийской зоны формировалась кембро-позднеордовикская активная континентальная окраина японского типа [Xiao et al., 2010; Степанец и др., 2012]. На это указывает высокий уровень концентраций свинца [Чу-Илийский…, 1980] в барит-свинцово-цинковых и баритополиметаллических рудах, присутствие эклогитов, сопряженных с серпентинитовым меланжем Джалаир-Найманской офиолитовой зоны [Смирнов и Федоров, 2006], и террейны докембрийских метаморфических комплексов [Чу-Илийский…, 1980].

Положение дрейфующей на север Балтии для этого времени охарактеризовано многочисленными палеомагнитными данными [Trench & Torsvik, 1991; Torsvik et al., 1991, 2003 и др.]. В это время Сибирь была в приэкваториальных широтах, большей частью в северных широтах, и значительных перемещений не испытывала.

По-видимому, одновременно восточнее Кокшетауского микроконтинента в приэкваториальной области активной континентальной окраины Гондваны в кембрии и ордовике формировался Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс и обрамляющие его структуры преддугового и задугового бассейнов, последний был тесно сопряжен с выходами Ерейментау-Ниязского кристаллического массива (рис. 16.3.12 и 16.2.22). Эти две крупные структуры разделялись океаном, ряд исследователей эту часть палеоокеана выделяют в Палеоазийский [Зоненшайн и Кузьмин 1993]. По-видимому, базальты района гор Балааркалык, имеющие некоторые геохимические черты сходства с океаническими базальтами, и ордовикские интенсивно конденсированные силициты, что находятся в пределах Богембай-Аркалыкской аккреционной призмы, можно рассматривать как обдуцированные фрагменты океанической коры Палеоазийского океана.

В позднем ордовике разрозненные террейны будущего Казахстанского континента располагались, учитывая состав кораллов и брахиопод, в экваториальных широтах и своей юго-восточной стороной смотрели в сторону Южного Китая и Австралии.

Палеогеографическое распространение бентосной фауны, критический анализ палеомагнитных данных и состав вулканоплутонических комплексов палеозоид Центрального Казахстана дают основание заключить: 1) структуры Ишим-Кокшетауской плиты формировались в южных широтах у восточной окраины Балтии, 2) структуры Сарытауской и Атасу-Моинтинской плит формировались в южных широтах у приэкваториальной Гондваны.

Положение раннепалеозойского Казахстанского микроконтинента в раннем девоне в субтропических широтах Северного полушария на современных палинспастических реконструкциях, каких либо значительных дискуссий не вызывает [Scotese, 1997; Диденко, 1997; Куренков и др., 2002 и др.]. Однако в свете современных представлений о природе офиолитов Жонгаро-Балхашской складчатой области Центрального Казахстана эти границы требуют уточнений (рис. 16.3.23).

Как отмечалось ранее, раннепалеозойские структуры Центрального Казахстана к раннему девону составляли единую континентальную плиту, а вдоль ее южного края формировался Девонский вулканоплутонический пояс. Тектурмасская аккреционная призма (рис. 16.3.23 (6)) на этот период маркировала область схождения раннепалеозойских Сарыаркинской и Майкаинской плит. Автор предполагает, что юго-восточнее Тектурмасской зоны субдукции располагалась Атасу-Моинтинская плита (рис. 16.3. 23(5)), которая с северо-востока ограничивалась Итмурунды-Тюлькуламской зоной субдукции, поглощающей молодую океаническую кору малого океанического бассейна раскрывающегося между Северным Китаем и Атасу-Моинтинской плитой.

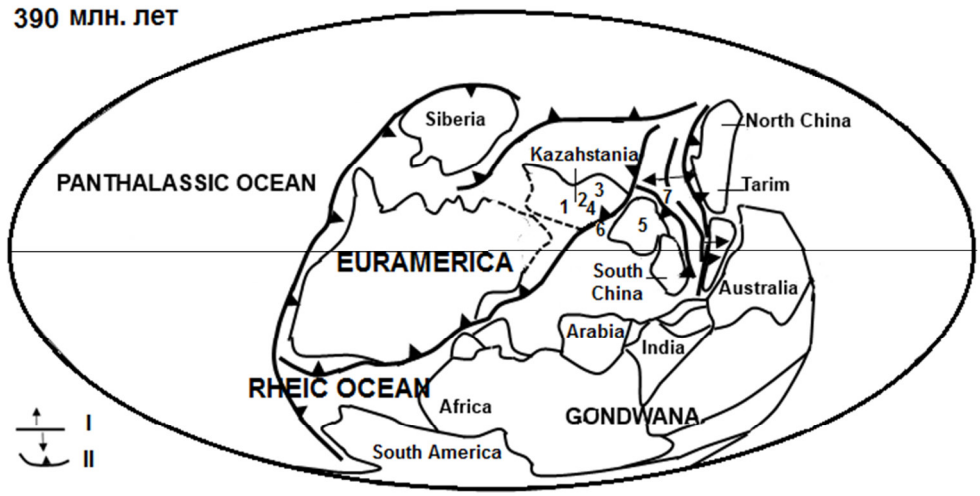

Рис. 16.3.23. *Палинспастическая реконструкция Палеотетиса и континентальных блоков для раннего девона (по: [Scotese, 1997] с изменениями и дополнениями автора)*

5 – Атасу-Моинтинская плита; 6 – Тектурмасская (аккреционная призма) зона субдукции;7 – Итмурунды-Тюлькуламская (аккреционная призма) зона субдукции.

Остальные условные обозначения на рис. 16.3.22

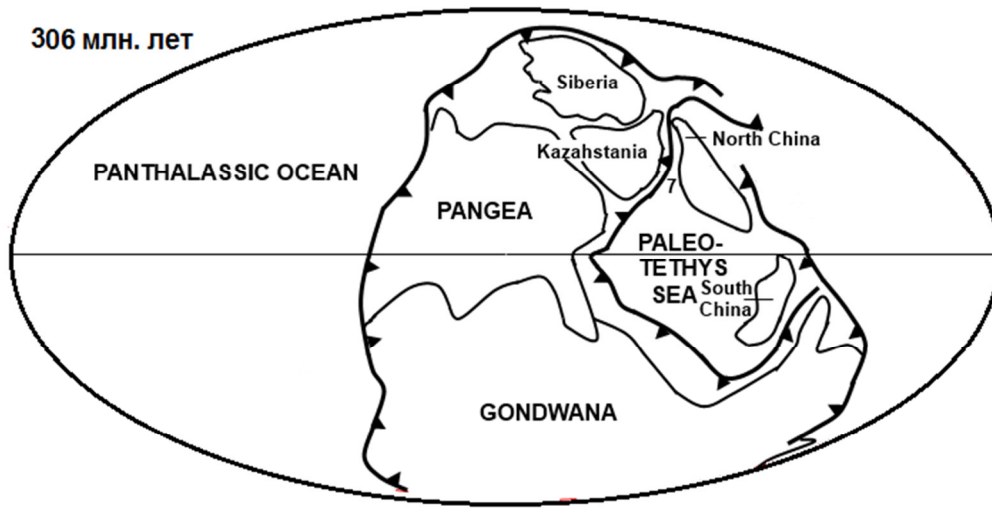

Рис. 16.3.24. *Палинспастическая реконструкция Палеотетиса и континентальных блоков для позднего карбона (по: [Scotese, 1997] с изменениями и дополнениями автора)*

Условные обозначения см. на рис. 16.3.23

К позднему карбону Атасу-Моинтинская тектоническая плита становится составной частью вновь образованного Казахстанского континента (рис. 16.3.24), а вдоль его восточного края формировались структуры верхнепалеозойского Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса. На это время Итмурунды-Тюлькуламская аккреционная призма фиксирует область схождения Казахстанского и Северо-Китайского континентов.

Рассмотренные выше палинспастические схемы следует рассматривать как вспомогательные модели для объяснения возможной истории геологического развития палеозоид Центрального Казахстана.

Естественно, существует ряд несколько отличных палинспастических реконструкций [Popov et al., 2009; Xiao et al., 2010; Wilhem et al., 2012], однако они тоже не лишены противоречий. Общим для всех глобальных реконструкций является то, что казахстаниды в раннем палеозое располагались в приэкваториальных широтах.

Создание более правдоподобных палинспастических реконструкций Казахстана должно базироваться на данных современных палеомагнитных исследований, проведение которых необходимо включать в проекты по двухтысячному геологическому доизучению площадей.

ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ

Автор настоящей монографии далек от мысли, что изучение офиолитов Центрального Казахстана завершено и проблемы их генезиса решены. Проведенные исследования только обозначили основные проблемы и выявили объекты, изучение которых позволит нам приблизиться к пониманию магматических процессов, протекающих над зонами субдукции на уровнях глубин, недоступных для изучения в актуалистических аналогах. К таким объектам, без сомнения, принадлежат разрезы офиолитового паравтохтона района урочища Караулчеку и аллохтонов района гор Толпак и Тектурмас.

Особенно важно более тщательно исследовать состав долеритов офиолитового паравтохтона Караулчеку. Уникальность этих пород заключается в том, что они пока не обнаружены в составе других офиолитовых комплексов как в пределах покровно-складчатых областей континентов, так и в составе современных островодужных систем. Одним из проблематичных моментов надсубдукционных офиолитов урочища Караулчеку является возраст габброидов, в этой связи необходимо продолжить поиск цирконсодержащих пород.

Несомненно, важно продолжить изучение цирконов габброидов мафит-ультрамафитов спилит-офиолитов северных отрогов гор Толпак. Состав расплавных включений цирконов позволит определить природу магмы и термодинамические условия кристаллизации мантийных магм над зоной субдукции.

Учитывая крайне высокие концентрации циркония в суперплюмовых базальтах гряд Агырек, следует отобрать пробу на предмет обнаружения циркона, а также продолжить поиск конодонтов в яшмах, прослаивающих суперплюмовые базальты. Эти исследования целесообразно провести у западных склонов Агырекских гряд с целью наращивания информации в пределах объекта, где ранее был описан их стратотипический разрез.

Необходимо более детально изучить петрогеохимический состав высокотитанистых базальтов в пределах известных аккреционных призм Центрального Казахстана с целью установления, являются ли они производными обогащенной (U+Th/Pb) мантии, образованной впервые 1.5-2.0 млрд. лет назад, или они отвечают составам EM1, EM2. Эти данные позволят разрешить многолетний спор являлись ли геологические комплексы Центрального Казахстана в нижнем палеозое составной частью мирового палеозойского океана или были малым океаническим бассейном, образовавшимся в процессе рифтогенеза континентальной коры.

Следует продолжить поиск слабо тектонически нарушенных блоков кремнистых пород, в пределах которых можно было бы провести послойные сборы конодонтов с целью обнаружения кембрийских и тремадокских уровней как в косгомбайских силицитах, так и в кремнисто-терригенных отложениях в районе Агырекских гряд, Тортаульской долины и горы Итмурунды.

Сопоставительный анализ вулканогенных комплексов казахстанид показал, что вулканогенные породы Шынгыза и Предшынгызья слабо изучены геохимически. В этой свя-

зи следует провести детальные петрогеохимические исследования в междуречье Самсы-Баканас-Арсалан Юго-Западного Предшынгызья, где сконцентрированы основные фрагменты нижнепалеозойских вулканогенных комплексов.

Структуры Ерейментау-Ниязского кристаллического массива, где локализуются ультрамафиты кортландит-норит-плагиогранитового комплекса, благоприятны для обнаружения платинового оруденения. В южной части кристаллического массива целесообразно провести комплексные поисково-съемочные работы.

В пределах тюретайского дунит-пироксенит-габброидного комплекса следует продолжить поиски коренного источника платиноидов, известных в визейских титаномагнетитовых песчаниках северного Прибалхашья [Русаков, Бурдуков, 1957].

Необходимо заняться созданием единого геохимического банка данных, куда бы вошли результаты исследований редкоземельных элементов и изотопных отношений не только пород, но и их породообразующих и акцессорных минералов по типовым офиолитовым массивам Центрального Казахстана.

В отсутствии единой точки зрения на положение структур Центрального Казахстана на палинспастических реконструкциях необходимо продолжить палеомагнитные исследования нижнепалеозойских осадочных и вулканогенных отложений, используя при этом современные методы палеомагнетизма, разработанные российскими и немецкими учеными.

В заключение хотел бы поблагодарить коллег, нашедших время познакомиться с моей монографией, и надеюсь, что опубликованные в ней материалы будут использованы при дальнейших исследованиях офиолитов, а также при разработке современных геодинамических моделей развития Центрального Казахстана.

ЛИТЕРАТУРА

Авдеев А.В. Геология офиолитовых зон Казахстана: Автореф. дис. …д-р. геол.- мин. наук. Новосибирск, 1986. 32 с.

Авдеев А.В., Халилов В.А., Селевестров К.В. и др. Новые данные по геохронологии метаморфических и магматических образований Южного Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. 1995. №4. С. 2-6.

Авдейко Г.П., Пономарев Г.П., Скрипко К.А. К проблеме петрогенезиса спилитов и родственных им пород // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Н., 1977. С.123-133.

Авдейко Г.П. и Палуева А.А. Геодинамические условия магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Вулканология и геодинамика: Материалы симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2003. С. 164-169.

Антоненко А.А., Герцен Л.Е., Левин В.Л., Омарбекова А., Павлов З.Н. Форма нахождения элементов-примесей в рудах медно-никелевого месторождения Камкор // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. №4. С. 28-35.

Антонюк Р.М. Вулканогенно-кремнистые формации Центрального Казахстана // Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 152-160.

Антонюк Р.М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974.

Антонюк Р. М. Структуры и эволюция земной коры Ц. Казахстана // Геотектоника. 1977. 5. С. 71-82.

А**нтонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Степанец В.Г., Гранки М.С., Мальченко Е.Г**.. Геодинамическая карта Казахстана. Серия Центрально-Казахстанская. М. 1: 1500000. 1995. 251 с.

Антонюк Р.М. и Васюков Ю.А. Геодинамика зоны сочленения Чингиз-Тарбагатайской и Иртыш-Зайсанской складчатых областей // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады казахстанских геологов. 2003. С. 66-72.

Базылев Б.А. Составы клинопироксена и шпинелида реститовых гипербазитов как индикаторы условий генерации и состава сопряженных первичных мантийных магм // Геохимия. 1995. N7. С. 915-924.

Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества: Дис. …д-р. геол.- мин. наук, ГЕОХИ РАН, М.,. 2003. http://students.web.ru/db/msg.html?mid=1171521&s=121100000

Бандалетов С.М. Силур Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР. 1969. 155 с.

Барабошкин Е.Ю., Читалин А.Ф. Строение и условия образования нурчекенскои толщи Тектурмасского антиклинория // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 1. С. 34-45.

Баркер Ф., Эварт А., Арт Дж.Г. и др. Трондъемиты, дациты и связанные с ними породы. – М.: Мир, 1983. – 488 с.

Беспалов В.Ф. Система тектонических покровов Казахстана // Геотектоника. 1980. №2. С. 78-94.

Беспалов В.Ф. Офиолиты Казахстана (распространение и тектоника) // Изв. АН КазССР, Сер. геол. 1982. № 3. С. 1-9.

Бесстрашнов В.М., Герасимова Н.А., Герман Л.Л., Новикова М.З., Степанец В.Г. Особенности строения нижнепалеозойских комплексов Тектурмасского и Майкаин-Кызылтасского районов // Тезисы докл. XXI Всес. тект. совещ. М., 1988. С. 14-15.

Бетехтин А.Г. Минералогия. М.: ГИГЛ, 1950. 956 с.

Богданов А.А. Новые данные по геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района (Ц. Казахстан) // Советская геология. 1955. Сб. № 48.

Борукаев Р.А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Ц. Казахстана (Сары-Арка). М.: 1955. 255 с.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. и др. Малосульфидное платинометальное оруденение в ультрамафитах Волковского массива (Средний Урал)//Ежегодник-1995 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург. 1996. С. 135-140.

Высоцкий С.В., Щека С.С., Тсуджимори Т. Бонинит-офиолитовые комплексы – специфические образования энсиматических островодужных систем // Геодинамика и металлогения. Владивосток, 1999. С. 112-128.

Высоцкий С.В., Говоров Г.И., Кемкин И.В., Сапин В.И. Бонинит-офиолитовая ассоциация Восточного Сахалина: геология и некоторые особенности петрогенезиса // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 6. С. 3-15.

Геологический словарь. М.: Изд-во «Недра». 1978. Т.2. 456 с.

Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1: 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. А-А., 1981. 324с.

Геология окраинных бассейнов: Пер. с англ./ Под ред. Б.П. Кокелаара, М. Ф. Хауэлса. М.: Мир, 1987. 464 с.

Геология СССР. Том XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Книга 1. М.: Недра. 1972, 532 с.

Геология СССР. Том XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Книга 2. М.: Недра. 1972, 380 с.

Герасимова Н.А. и др. О возрасте кремнисто-терригенного комплекса Атасуйского антиклинория (Центральный Казахстан) // ДАН СССР. 1977. Т. 255, № 1.

Глинка Н.Л. Общая химия. Л.: Химия, 1974. 360 с.

Головко А.В. Хромшпинелиды из алмазоносных лампроитов и лампрофиров гор Букантау (Узбекистан) // Минералогичекий журнал. 2006.28. №4.С.5-20.

Гридина Н.М., Машкова Т.В. Конодонты в кремнисто-терригенных толщах Атасуйского антиклинория // Изд. АН СССР, сер. геол. 1977. С.12-18.

Гридина Н.М. Конодонты в кремнистых отложениях северо-востока Центрального Казахстана // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады казахстанских геологов. 2003. С. 135-140.

Гридина Н.М., Магретова Л.И., Евсеенко Р.Д. К вопросу о расчленении стратотипического разреза сарыбидаикской свиты нижнего-среднего ордовика (северо-востока Центрального Казахстана) // Геология и охрана недр, КазГЕО. 2004 (10). № 1. С. 22-26.

Гришин Д.В., Диденко А.Н., Печерский Д.М., Турманидзе Т.Л. Палеомагнитное и петромагнитное изучение палеоокеанической литосферы (на примере фанерозойских офиолитов Азии) // Палеомагнетизм и Палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135-149.

Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской окраины в Казахстане. М. Наука, 1999. 119с.

Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозоидах Казахстана // Геодинамика. 2007. № 1. С.71-96.

Дегтярёв К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужых систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана // Труды ГИН РАН. вып. 602. – М.: ГЕОС, 2012. – 289 с.

Диденко А.Н. Палеомагнетизм и геодинамическая эволюция Урало-Монгольского складчатого пояса: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 52с.

Двойнин В.В., Газизова К.С. Месторождение Тесиктас // Металлогения Казахстана. Месторождения руд меди. Алма-Ата: Наука, 1978. С.37-40.

Двойченко Н.К. и Абоимова Г.П. Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых толщ палеозоя Ц. Казахстана // Труды Института геологии и геофизики. Новосибирск: Наука, 1982. С. 160-177.

Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.И., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971.
Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200с.
Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Мелсон В.Г., О'Хирн. Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта // Российский журнал наук о Земле. 1999. 1. (6). С. 457-476.
Дубинина С.В. Зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика Казахстана по конодонтам. Автореф. дис… геол.- мин. наук. Москва. 1990. 24 с.
Ергалиев Г.Х., Мясников А.К., Никитин И.Ф. и др. Новые данные по палеозою Семипалатинского полигона // Геология Казахстана, 1998. № 4. С. 11-32.
Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е, Позднякова Н.В. Типы колчеданных месторождений вулканических ассоциаций // Вестник ОГГГН РАН. №4 (10)' 99.
http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-99/kolchedan.htm#begin
Ермаков В.А. Геологические модели формирования эпиконтинентальных впадин задуговых бассейнов. Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С.175-193. Вестник ОГГГН РАН.
URL:http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/199/ermakov.htm#begin)
Ермолов П.В., Степанец В.Г., Сеитов Н. Офиолиты Казахстана. Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2 «Офиолиты». Караганда, 1990. 65 с.
Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., Наука. 1993. С.146-162.
Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически зональный тип). М.: Недра, 1984. 208 с.
Жаутиков Т.М. и Полянский Н.В. К вопросу о стратиграфии основного разреза Чингиз-Тарбагатайского антиклинория // Док. АН СССР. 1972. Т. 204. № 1.
Жаутиков Т.М. и др. Новые данные об археоциатах нижнего кембрия хребта Чингиз // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, 1976. Вып.286. С. 127-141.
Ившин Н.К. Новые стратиграфические и фаунистические данные по раннему кембрию и позднему докембрию Ц. Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 200-203.
Ившин Н.К. Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. 107с.
Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В. и др. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор кембрийско-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 665–681.
Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений // Отв. ред. Л. Н. Овчинников. М.: Недра, 1983. 191 с.
Кадик А.А. и Луканин О.А. Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука. 1986. 96 с.
Оюунчимэг Т.У. Урэгнурская пикрит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация (Западная Монголия). Автореф. дис… к. г-м. наук. Новосибирск 2009. 20с.
Квятковский А.Р. Геология и полезные ископаемые Шидерты-Экибастузкого габбро-перидотитового пояса: Автореф. дис… геол.- мин. наук. Л. 1973. 17с.
Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
Кокс А., Харт Р. Тектоника плит. — М.: Мир, 1989. 427 с.
Книпер А.Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа // Ан СССР, Геодинамика. 1971. № 6. С. 87-100
Книпер А.Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие дооорогенное становление офиолитовых комплексов // Геотектоника. 1978. № 2. С. 50-66.

Конева С.П. Стенотекоиды и беззамковые брахиоподы нижнего и низов среднего кембрия Ц. Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1979. 124с.
Копяткевич Р.А., Конева С.П., Назаров Б.Б. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении яшмоидов гор Ушкызыл // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алта-Ата, 1974. Т.1. С. 116-117.
Коробкин В.В. и Смирнов А.В. Палеозойская тектоника и геодинамика вулканических дуг Северного Казахстана // Геология и геофизика. 2006, Т. 47. № 4. С. 462-474
Кузнецов И. Е., Якубчук А.С., Новикова М.З. Офиолиты района Толпак // БЮЛ. МОИН. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 6. С. 86-100.
Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М., 2002. 294 с.
Курковская Л.А. Комплекс конодонтов из кремнистых и вулканогенных отложений ордовика Центрального Казахстана // Геология раннегеосинклинальных комплексов Ц. Казахстана / МГУ. М.: 1985. С. 164-177.
Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометальная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. Л.: Недра, 1992. 217 с.
Лучицкая М.В. Тоналит-трондъемитовые интрузивные комплексы Корякско-Камчатского региона (геология, геодинамика). Автореф. дис. канд. геол.- мин. наук. М., 1998.
http://students.web.ru/db/msg.html?mid=1171514&s=121100000
Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 507с.
Магматические комплексы Центрального Казахстана. Путеводитель экскурсии IV Казахстанского петрографического совещания. Караганда. 1988. 62с.
Магретова Л.И. Магматизм и минералогия зон сочленения Ерментауского и Бозшакольского антиклинориев (Северо-Востока Центрального Казахстана): Автореф. дис... канд. геол.- мин. наук. АН РК. Алматы, 1999. 24. с.
Магретова Л.И. Особенности магматизма раннепалеозойского задугового бассейна (северо-восток Центрального Казахстана) // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 295-298.
Маракушев А.А. Магматические замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1987. Вып. XIV. С. 24-38.
Маркова Н.Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. В кн: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964.
Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонических обстановок // ДАН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484-1487.
Михайлов Н.П. и Москалева В.Н. Альпинотипные ультраосновные интрузии // В кн. Геология СССР. Т. XX. М.: 1972.
Михайлова Н.Ф., Щебуняев М.П., Жуковский В.И., Москаленко Т.А. О находке среднеордовикских конодонтов на Майкаинском рудном поле (северо-восток Центрального Казахстана) // Изд. КазССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 34-35.
Миясиро А., Акши К., Шенгер А. Орогенез. М., 1985. 285 с.
Назаров Б.Б. Радиолярии нижнего-среднего палеозоя Казахстана. М. 1975. 201 с.
Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана. Ч. 1. Алма-Ата: Наука КазССР, 1972. 242с.
Никитин И.Ф., Жилкайдаров А.М., Фрид Н.М. Ордовикские кремнисто-базальтовые комплексы Юго-Западного Предчингизья // Изв. АН РК. Сер. геол. 1992. № 4. С. 57-70.
Никитин И.Ф., Гридина Н.М., Жилкайдаров А.М., Степанец В.Г. О возрасте кувской свиты и районирование ордовикских отложений Западного Предчингизья // Геология Казахстана, 1995. №2. С. 32-41.
Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. С. 512-527.

Новикова М.З., Герман Л.Л., Кузнецов И.Е., Якубчук А.С. Офиолиты Тектурмасской зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым. 1991. С. 92-102.

Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А., Степанец В.Г., Якубчук А.С. Стратиграфия нижнепалеозойских вулканических толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового комплекса (Центральный Казахстан) // БЮЛ. МОИП, отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 6. С. 47-63.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Института геол. наук АН СССР. Вып. 103. Серия рудных месторождений. 1949. № 13. С. 10-35.

Паталаха Е.И. и Белый В.А. Офиолиты Северного Прибалхашья: аллохтон или автохтон // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1977. № 2. С. 1-19.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5-23.

Перфильев А.С.и Румянцев С.В. Структурная эволюция габбро-гипербазитового комплекса складчатых поясов // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых поясов. М.: Наука, 1973. С. 18-32.

Перфильев А.С., Румянцев С.В., Куренков С.А. Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах // Геотектоника. 1985. № 5. С. 19-33.

Петрография Центрального Казахстана. Т. 1. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород / Ред. Н.П. Михайлов. М.: Недра, 1971. 360 с.

Печерский Д.М. и Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: Петромагнитная и палеомагнитная информации о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.

Пирс Дж. А., Липпард Дж. С., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134-165.

Пупышев Н.А. Стратиграфия силура верховьев рек Жаман-Сарысу и Шерубай-Нура // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 1. С. 248-250.

Пуртов В.К. Высокотемпературный метасоматоз и гранитизация пород базальтового состава в хлоридном растворе. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 140 с.

Объяснительная записка, Геологическая карта Казахской ССР. Масштаба 1: 500 000. Серия Центрально-Казахстанская, Алма-Ата, 1981. 325 с.

Октябрьский Р.А., Ленников А.М., Шнай Г.К., Залищак Б.Л., Москаленко Е.Ю., Рахматуллин А.А., Щека Г.Г., Щека С.С. Хромшпинелиды платиноносного Инаглинского ще-лочно-ультраосновного массива (Север Центральной части Алданского щита) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2001. Т. 2. С.233-257.

Решение III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. Ч.1. Докембрий и палеозой. Алма-Ата, 1991. 147 с.

Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

Русаков М.П. и Бурдуков Г.П. Известия АН КазССР. Сер. геол. Вып. 1 (26), 46 (1957).

Рязанцев А.В. и Румянцева Г.Ю. Ордовикские олистостромы Оленти-Шидертинского района (северо-восток Ц. Казахстана) // Бюл. МОИП, отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 4. С. 42-52.

Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрОРАН, 2003. 130 с.

Сеитов Н.С. Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана (принципы умеренного мобилизма). Алма-Ата, 1988. 112с.

Сеитов Н.С. Тектоника плит: возможные истоки и особенности проявления (по материалам офиолитовых зон Казахстана). Алма-Ата: Гылым, 1992. 200 с.

Селянгин О.Б. Новые данные о строении и эволюции никеленосного интрузива Кувалорог, Южная Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. №1 (9). С. 111–126.

Селянгин О.Б. О тектонической позиции никеленосных интрузивов Сре-динно-Камчатского массива // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. №13. С. 123–138.

Сидоров М.Д. и Степанов В. А. Геофизические поля и никеленосность камчатского срединного массива, // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. №2. С. 140-150.

Сидоров Е.Г. и Осипенко А.Б. Геохимическая трансформация гипербазитовых включений в лавах вулканического центра Рыцарь, п-ов Озерной, В. Камчатка // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: УрОРАН, 2003. С. 415-420.

Сидоров Е.Г. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона: Автореф. дис. …докт. геол.-минерал. наук. Петропав.-Камчат., 2009. 46 с.

Симакин А.Г., Закревская О.Ю., Салова Т.П. Оценка условий кристаллизации кортландитов Камчатки по составам амфиболов // Вестник ОНЗ РАН. 2012. 4. NZ9001, doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG.

Симакин А.Г. и др. Кристаллизация амфибола из водонасыщенного по экспериментальным данным при P=2 кбар // Петрология. 2009. №17 (6). С. 1–16.

Симонов В.А. Петрология офиолитов. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

Симонов В.А., Гаськов И.В., Ковязин С.В., Борисенко А.С. Геохимические особенности кислых расплавов на колчеданном месторождении Юбилейное (Рудный Алтай) // Месторождения древних и современных океанов-2005. Т. 1. Миасс: УрО РАН, 2005. С. 151-157.

Соколов С.Д. Эволюционная модель активных окраин Тихого океана. В сб.: Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 204-206.

Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Леднева Г.В., Гарвер Д.И. Ансамбли структурных парагенезов в сложно построенных зонах аккреций. В сб.: Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 161-163.

Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Д.И. Оценка скорости формирования коллизионного надвига по данным изотопного датирования (Лесновский надвиг, Северная Камчатка). В сб.: Тектоника Неогея: общие и региональные аспекты. Т 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 211-214.

Сондерс А.Д. и Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. Геология окраинных бассейнов. Москва: Мир, 1987. С. 102-133.

Соболев А. В. Проблемы происхождения и эволюции мантийных магм: Дисс… докт. г.-м.н. / ГЕОХИ РАН, Москва. 1997. 300 с.

Степанец В.Г. и Гранкин М.С. Офиолиты Майкан-Кызылтасской шовной зоны (Северо-Востока Центрального Казахстана) // Тез. Док. III Каз. Петрограф. Совещ. Общие вопросы магматизма и метаморфизма. А-А.: Наука КазССР, 1984. С. 110.

Степанец В.Г. Два типа офиолитовых ассоциаций северо-востока Центрального Казахстана // Петрология и минералогия Казахстана: Тез. док. А-Ата,1988. С.78-81.

Степанец В.Г. Проблема офиолитовых террейнов Казахстана // Офиолиты Казахстана. Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2 «Офиолиты». Караганда, 1990. С. 50-65.

Степанец В.Г., Гридина Н.М., Коник В.Е., Клингер Б.Ш. Отчет по теме № 546 «Разработка схемы биостратиграфического расчленения нижнепалеозойских отложений Алкамерген-Жиландинского и Майкаин-Кызылтасского антиклинориев в связи с составлением опорной легенды ГПК-50» / ЦКПГО. ЦГПЭ. Караганда: Фонды МТД «Центрказнедра». 1991. 150с.

Степанец В.Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-Востока Ц. Казахстана: Дис... канд. геол.- мин. наук / ИГН АН РК. Алма-Ата, 1992. 325 с.

Степанец В.Г., Гридина Н.М., Коник В.Е. Верхнеордовикские олистостромы и стратиграфия вулканогенно-кремнистых комплексов гор Агырек и Косгомбай (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 1998. №1. С. 12-23.

Степанец В.Г. Петро-геохимическая характеристика надсубдукционных офиолитов массива Караулчеку (Центральный Казахстан) // 7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л. П. Зоненшайна: Тез. докл. Москва, 2001. С. 69-70.

Степанец В.Г. и Кеммер А.Г. Петролого-геохимические аспекты надсубдукционных и рифтогенных офиолитов Центрального Казахстана (на примере офиолитовых массивов Караулчеку и Толпак) / Международная научная конференция Рифты литосферы // Материалы международной научной конференции. Екатеринбург, 2002. С. 246-249.

Степанец В. Г. и Кеммер А. Г. Типы фундаментов нижне-среднепалеозойских окраинных бассейнов Казахстанского террейна //Современные вопросы геологии. 2-е Яншинские чтения. Москва, 2002. М., Научный мир. С. 61-65.

Степанец В.Г. Хлорирование астеносферной мантии – природа спилитовых магм над зонами высокоскоростной субдукции // Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 433-438.

Степанец В.Г. и Кеммер А.Г. Магматизм Шакшанского задугового спредингового вулканизма каледонид северо-востока Центрального Казахстана // Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 321-326.

Степанец В.Г. Петрогеохимическая специализация и генезис субвулканических долеритов, андезитов, лейкогранитов преддуговых офиолитов массива Караулчеку (Центральных Казахстан) // Металлогения древних и современных океанов – 2004. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 142-147.

Степанец В.Г. Хлорирование астеносферной мантии: возможная природа низких концентраций Ni, Co, Cr, V, Sc вулканитов задуговых бассейнов// Металлогения древних и современных океанов – 2005. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 27-31.

Степанец В.Г. Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштедт: БОД. 2008. 172с.

Степанец В.Г. и Антонюк Р.М. Магматизм и оруденение Майкаинского сиалического бассейна Южной Гондваны (Центральный Казахстан) // Металлогения древних и современных океанов – 2008. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 53-57.

Степанец В.Г. Происхождение флюидов хлора и спилитовых магм над зонами субдукции // Уральский геологический журнал, 2008, № 3 (63). С.3-18.

Степанец В.Г., Ермолов П.Е. Изотопные датировки и генезис цирконов мафит-ультрамафитов спилит-офиолитов (на примере гор Толпак Центрального Казахстана) // Проблемы минералогии, петрографии и минералогии. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Сборник научных статей / Пермский ун-т. Пермь, 2008. Вып. 11. С. 170–176.

Степанец В.Г. Тектоника, геохимия и генезис лланвирнских суперплюмов офиолитов Казахстана // Известия НАН РК, Серия геологическая. 2008. №6. С. 30-38.

Степанец В.Г. и Антонюк Р.М. Тектоническое положение и магматическая эволюция вулканитов Майкаинского района // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. № 4 (420). С.10-20.

Степанец В. Г.и Гридина Н. М. Верхнеордовикские олистостромы гор Агырек и Косгомбай и проблемы корреляции нижнепалеозойских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов Центрального Казахстана //Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Том 19. № 5. С. 3–15.

Степанец В.Г., Антонюк Р.М., Кряжева Т.В., Марченко И.А. Раннепалеозойские надсубдукционные офиолиты Агырек-Арсаланской аккреционной призмы Северо-Востока Центрального Казахстана //Горно-геологический журнал. № 1-2. 2012. С. 25-52.

Степанец В.Г. Клинопироксены и шпинелиды как петрогенетические индикаторы надсубдукционных офиолитов северо-востока Центрального Казахстана // Отечественная геология. 2012. № 4. С. 40-48.

Степанец В.Г., Кряжева Т.В., Марченко И.А. К вопросу о генезисе рудных хромитов надсубдукционных офиолитов (на примере супертеррейна Толпак Центрального Казахстана) // Отечественная геология. 2013. № 4. С. 48-55.

Степанец В.Г., Антонюк Р.М., Кряжева Т.В. Геология нижнего кембрия и ордовика Майкаинского рудного района // Известия НАН РК. Серия Геологическая. 2014. № 5.С. 11-27.

Сущевская Н.М., Дмитриев Л.В., Соболев А.В. Петрохимический критерий классификации закалочных стекол океанских толеитов / ДАН СССР. 268. (6), 1983. С. 1475-1477.

Тажибаева П.Т. и Пономарев Д.В. Коры выветривания ультраосновных пород Казахстана и полезные ископаемые. А-Ата: Наука, 1980. 204 с.

Тевелев А.В., Бесстрашнов Н.А., Герасимова О.В., Миневрин О.В., Новикова М.З. Стратиграфия нижнего-среднего палеозоя Жаман-Сарысуйского мегаблока (Центральный Казахстан) // БЮЛ. МОИП, отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 2. С. 25-39.

Тектоника Казахстана. Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1: 2 500 000 // Под ред. А. В. Пейве и А. А. Моссаковского. М.: Наука, 1982. 139 с.

Титаева Н.А. Геохимия изотопов радиоактивных элементов (U, Th, Ra): Автореф. дис... докт. г.-м.н. М., 2002.
http://students.web.ru/db/msg.html?mid=1171496&s=121100000

Толмачева Т.Ю. Пелагические конодонты позднего кембрия и раннего ордовика Ц. Казахстана: Автореф. дис… С.-Петербург. 1996. 23 с.

Трусова И.Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные породы Ц. Казахстана // Тр. ГИН АН СССР. Сер.27. Вып. 92. 1948. 106 с.

Турманидзе Т. Л., Гришин Д. М., Печерский Д. М., Степанец В. Г. Палеомагнитная информация об ордовикских офиолитах из аллохтонных массивов Караулчеку, Толпак и Базарбай (Центр. Казахстан) // Геодинамика. 1991. № 4. С. 54-69.

Ультраосновные породы. Магм. горные породы. Т. 5. М.: Наука, 1988. 508 с.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л. Ультрамафиты Алапаевского массива (Средний Урал): петрология, геохимия, хромитоносность // Литосфера, 2012. № 4. С. 140–157.

Чуб А.В., Добрынин А.И., Фомин А.В., Дробот Д.В., Цурика А.А. Хлорирование ферониобия // Цветная металлургия. Известия ВУЗ. 2000. № 3. С. 23-34.

Чурикова Т., Дорендорф Ф., Вёрнер Г. Природа геохимической зональности вкрест простирания Камчатской островной дуги // Геодинамика и вулканология Курило-Камчатской островодужной системы. П-К., 2001. С. 173-190.

Филимонова Л.Е. О сульфидах никеля из медно-никелевого месторождения Камкор // Тр. ИГН им. К.И. Сатпаева, 1966. Т. 15. С. 71-81.

Хаин В.Е. История и методология геологических наук / В.Е. Хаин, А.Г. Рябухин, А.А. Наймарк. – М.: Издат. центр «Академия», 2008. – 416 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: учебник. – 2-е изд., испр. и доп. – М.: Изд-во «КДУ», 2005. – 560 с.

Харленд У.Б, Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1984. 140 с.

Хераскова Т.Н. Структурные связи Казахстана и Тянь-Шаня в конце рифея-раннем кембрии // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса. М., 1999.

Хераскова Т.Н. Геодинамика и палеогеография в Палеоазиатском океане и на его окраинах в венде-раннем кембрии // Тектоника Азии. Тезисы совещания. М.: Геос, 1997. С. 243-245

Хромых Б.Ф. Новые данные о венд-раннепалеозойском развитии и металлогении Бощекульского рудного района // Изв. Ан. КазССР. Сер. геол. 1986. № 6. С. 20-34.

Цай Д.Т., Никитин И.Ф., Аполлонов М.К., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю. О возрасте вулканогенно-кремнистых толщ Кокчетавского и Шатского массивов и их обрамления // Геология Казахстана. Вып. 2. 2001. С. 4-12.

Щебуняев М.П., Аракелянц М.М., Ляпичева А.А. Первая находка раннепалеозойских щелочных ультрамафитов на северо-востоке Центрального Казахстана // ДАН СССР. Т.254. 1980. №6. С.1440-1442.

Щебуняев М.П. Геологические условия локализации колчеданного оруденения в Майкаинском рудном поле (Центральный Казахстан). Геология рудных месторождений. Т. XXV (2). М.: Наука, 1983. С. 34-43.

Юричев А.Н., Чернышов А.И. Рудная минерализация дунит-гарцбургитового комплекса (северо-запад Восточного Саяна) // Геология и полезные ископаемые. Известия Томского политехнического университета. 2012. Т.321. №1. С. 69-75.

Якубчук А.А., Степанец В.Г., Герман Л.Л. Рои пластинчатых даек, субпараллельных в офиолитовых массивах – свидетели спрединга // ДАН СССР.1988. Т. 298. № 5. С. 1193-1197.

Якубчук А.А., Степанец В.Г, Новикова М.З. и др. О выявлении осевой палеоспрединговой зоны в ордовикских офиолитах Центрального Казахстана // ДАН СССР. 1989. Т. 307. №5. С. 1198-1201.

Якубчук А.С. Тектоническая позиция и строение офиолитов Центрального Казахстана на примере Тектурмасской и юго-западной части Майкаин-Кызылтасской зоны: Автореф. дис... канд. геол-минер. наук. М.: Изд-во МГУ, 1991. 16 с.

Abratis, M. Geochemical variations in magmatic rocks from southern Costa Rica as a consequence of Cocos Ridge Subduction and uplift of the Cordillera de Talamanca. Dissertation, Göttingen, 1998, 136 s.

Anderson, R.N., DeLong, S.E., Schwarz, W.M. Geophysical and petrochemical cjnstraints at convergent plate bondaries. II. A thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab // J.Geol. 1978. Vol. 86. № 6. P.731-739

Alabaster, T., Pearce, J.A., Malpas, J. The volcanic stratigraphy and petrogenesis of.the Oman ophiolite complex // Contrib. Miner. Petrol.; 1982. 81. P. 168-183.

Alexyutin M.V. Paleotectonic history of Kazakhstan during the Paleozoic. The Dissertation. München. 2005. 91p.

Anders, E. & Grevesse, N. Abundace of the element. Meteoritic and Solar. Geochim. Cosmochim Acta 53. 1989. P. 197-214.

Amstutz, G.C. Spilites and Spilitic Rocks. New York –Heidelberg-Berlin: Springer 1974.

Arai, **S.** Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. Chemical Geology, 1994**.** 113. P. 191–204.

Armienti, P. & Gasperini, D. DoWe Really Need. Mantle Components to Define Mantle Composition? // Journal of petrology, 2007. Vol. 48. № 4. P. 693-709.

Augé, T., Etude mineralogique et petrographique des roches basiques et ultrabasiques du complexe ophiolitique du Noral, Oman [Thèse]. Univ. D'Orleans. 1982.

Ballhaus, C.G.& Stumpfl, E.F. Sulfide and platinum mineralization in the Merensky reef: evidence from hydrous silicates and fluid inclusions. Contrib. Mineral. Petrol. 1985. 94. P.193–204.

Barnes, S.J. & Tang, Z. Chrome spinels from the Jinchuan Ni–Cu sulphide depos-it, Gansu Province, People's Republic of China. 1999. Economic Geology 94. P. 343–356.

Barnes, S.J. & Roeder, P.L. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks //Journal of Petrology. 2001. Vol. 42. № 12. P. 2279-2302.

Barnes, S.-J., Melehik, V., Sokolov, S.V. The composition and mode of formation of the Pechenga nickel deposits, Kola peninsula, northwestern Russia: Canadian Mineralogist, 2001. Vol. 39. P. 447–472.

Batanova, V.G., Pertsev, A.N., Kamenetsky, V.S. et al. Crustal Evolution of Island-Arc Ultramafic Magma: Galmoenan Pyroxenite-Dunite Plutonic Complex, Koryak Highland (Far East Russia) // J. Petrology. Vol. 46. № 7. 2005. P. 1345-1366.

Bazhenov, M.L., Collins, A.Q, Degtyarev, K.E., Levashova, N.M., Mikolaichuk, A.V., Pavlov, V.E., Van der Voo, R. Palaeozoic northward drift of the North Tien Shan (Central Asia) as revealed by Ordovician and Carboniferous paleomagnetism, Tectonophysics, 2003. .Vol. 366. P. 113-141.

Bazhenov, M. L., Levashova, N. M., Degtyarev, K. E., Van der Voo, R., Abrajevitch, A. V., McCausland, P. J.A. Unraveling the early–middle Paleozoic paleogeography of Kazakhstan on the basis of Ordovician and Devonian paleomagnetic results// Gondwana Research, № 22, 2012. P. 974–991.

Beccaluva, L. Magma affinities and fractionation trends in ophiolites // Ofioliti, 1987. № 12. 1. P. 239-254.

Beccaluva, L.,Cameron, W.E., Nisbet, E.G., Dietrich, V.J. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts. Nature. Vol. 280. 1979. P. 550-553.

Beccaluva, L., Girolamo, P.D., Macciotta, G., Morra, V. Magma affinities and fractionation trends in ophiolites. Ofioliti 1983. Vol. 8. №. 3. P. 307-324.

Beccaluva, L., Maccciotta, G., Piccardo, G.B., Zeda, O. 1989, Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. Chem. Geol., 77. P.165-182.

Ben Othman, D., White, W.M. and Patchett, J. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis and crust-mantle recycling // Earth and Planetary Science Letters 94: 1989. 36. 912 p.

Bergstrom, S.M., Xu Chen, Gutierrez-Marco, J.C., and Dronov, A Ordovician Chronostratigraphic Chart --- showing correlation of regional chronostratigraphic schemes with the new global stages and series for the Ordovician System. Lethaia, 2008. P.1502-3931.

Best, M.G. Amphibole-bearing cumulate inclusions, Grand Canyon, Arizona, and their bearing on silica-undersaturated hydrous magmas in the upper mantle // J. Petrol. 1975. Vol. 16.P. 212-236.

Boninites // Ed.: A.J. Crawford. Unwin Hyman, London, 1989. 465 p.

Boudreau, A.E., Mathez, E.A., McCallum, I.S. Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes: evidence for transport of the platinum group elements by Cl-rich fluids // J. Petrol., 1986. 27, 4.

Boudreau, A.E. & Hoatson, D.M. Halogen variations in the Paleoproterozoic Layered mafic-ultramafic intrusions of East Kimberley, Western Australia: Implications for platinum group element mineralization // Economic Geology, 2004. Vol. 99. P. 1015-1026.

Bradshaw, G.D. Geology and genesis of the Wolverine polymetallic volcanic rock-hosted massive sulphide (VHMS) deposit, Finlayson Lake district, Yukon, Canada: Unpubl. M.Sc. thesis, The University of British Columbia, 2003. P. 172.

Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J. and Phinney, D.L. Experimental-Determination of Trace-Element Partitioning between Pargasite and a Synthetic Hydrous Andesitic Melt. Earth and Planetary Science Letters 135(1-4), 1995. P. 1-11.

Brown, L., Klein J., Middleton, R., Sacks, I.S., Tera, F. 10Be in island-arc volcanoes and implications for subduction // Nature, 1982. Vol. 299. № 5885. P. 718-720.

Burns, L.E. The Border Ranges ultramafic and mafic complex, South Central Alaska: cumulate fractionates and island arc volcanics. Canadian Journal of Earth Sciences 22. 1985.P. 1028–1038.

Cabanis, B. & Lecolle, M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15- Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. The La/10- Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination; Comptes Rendus de l'Academie des Sciences,

Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, 309(20). P. 2023-2029.

Cameron, W.E., Nisbet, E.G., Dietrich V.J. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // Nature. 1979. Vol. 280. P. 550-553.

Candela, P.A. & Piccoli, P.M. Model ore-metal partitioning from melts into vapour and vapor/brine mixtures. In Magmas, Fluids, and Ore Deposits (ed. J. F. H. Thompson). 1995. Vol. 23. P. 101–127. Min. Ass. Canada.

Chopin, C. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle // EPSL 212, 2003. P. 1-14.

Chou, I.M. Phase relations in the system NaCl-KCl-H2O. III:Solubilities of halite in vapor-saturated liquids above 445°C and redetermination of phase equilibrium properties in the system NaCl-H2O to 1000°C and 1500 bars. Geochim. Cosmochim. Acta 51. 1987. P. 1965–1975.

Churikova, T., Dorendorf, U., Worner, G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation. J. Petrology. Vol. 42. № 8. 2001. P. 1567-1593.

Coleman, R.G. Ophiolites. Ancient Oceanic Lithosphere? Springer-Verlag, 1977. 261 p.

Collins, A.Q., Degtyarev, K.E., Levashova, N.M., Bazhenov, M.L. Van der Voo, R., Early Paleozoic paleomagnetism of east Kazakhstan: implications for paleolatitudinal drift of tectonic elements within the Ural–Mongol belt, Tectonophysics. Vol. 377. 2003. P. 229– 247.

Coney, P. J., Jones, D. L., Monger, J. W. H. Cordilleran suspect terrenes. 1980. Nature. Vol. 288. P 329-333.

Condie K.C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. 4(1). 1005. doi:10.1029/2002GC000333.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 491–504.

Conrad, W.K. & Kay, R.W. Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: crystallization history, and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian Arc. Journal of Petrology. Vol. 25. 1984. P.88–125.

Coombs, M L., Sisson, T.W., Kimura, J.I. Ultra-high chlorine in submarine Kilauea glasses: evidence for direct assimilation of brine by magma // EPSL, 2004. Vol. 217. I 3-4. P. 297-313.

Crawford, A.J., Falloon, T.J., Green, D.H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites, in: A.J. Crawford (Ed.), Boninites, Unwin Hyman, 1989. P. 1-49.

Danzushevsky, L.V., Sobolev, A.V., Fallon, T.J. North Nongan High/Ca Boninite petrogenesis: the role of Samoan plume and subduction zone-transform fault transition. J. Geodynamic. Vol. 20. № 3. 1995. P. 219-241.

DeBari, S.M., Kay, S.M., Kay, R.W. Ultramafic xenoliths from Adagdak volcano, Adak, Aleutian Islands, Alaska: deformed igneous Cumulates From the Moho of an Island Arc. Journal of Geology 95, 1987. P.329–341.

DeBari, S.M. & Coleman, R.G. Examination of the deep levels of an Island Arc: evidence from the Tonsina ultramafic–mafic assemblage, Tonsina, Alaska. Journal of Geophysical Research 94, 1989. P.4373–4391.

Debrenne F. & Zhuravlev A. Irregular Archaeocyaths. Cahiers de Paleontologie. Editions du CNRS, Paris. 1992. 173 p.

Degtyarev, K.E. Tectonic Evolution of Early Paleozoic Island Arc Systems and Continental Crust Formation in the Caledonides of Kazakhstan and the North Tien Shan // Geotektonika, 2011. Vol. 45. № 1, pp. 28–57.

Die Erde. Natur und Wissen 2. Verlagsgruppe Bertelsmann International GmbH, München, 1984. S. 159.

Dick, H.J.B. & Bullen, T. Chromium spinel as petrogenetic indicator in abyssal and

alpine type-peridotites, and spatially associated lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology. Vol. 86. 1984. 54-76.

Dick, H.J.B. Abyssal peridotites, very slow spreding ridges and ocean ridge magmatism. In: Sanders A. D. & Nirry M. J. (eds) Magmatism in the Octan Basins. Geological Society, London, 1989. Special Publication 42. P. 71-105.

Dickin, A.P. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, 1997. P. 490.

Dilek , Y., Moores, E.M., Erskine, M.C Ophiolitic thrust nappes in western Nevada: implications for the Cordilleran Orogen . Journal of the Geological Society. Vol. 145. № 6. 1988. P. 969-975.

Dorendorf, F., Wiechert, U., Werner, G. Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // Earth and Planetary Science Letters. 2000. Vol. 175. P. 69-86.

Ermolov, P.V. & Stepanets, W.G. Contribution to development of viewes on history of Paleoasian Ocean: Kasakhstan // Report No. 4. Of The IGCP PROJECT 283: Geodynamic evolution of Paleoasian Ocean. Abstracts, Novosibirsk, 1993. P. 154-156.

Ewart, A. & Bryan W.B. Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 83. 1972. P. 3281-3298.

Ewart, A., Collerson, K.D., Regelous, M., Wendt J. I. and Niu Y. Geochemical Evolution within the Tonga-Kermadec-Lau Arc-Back-arc Systems the Role of Varying Mantel Wedge Composition in Space and Time. // J. of Petrol.; 1998. Vol. 39. № 3. P. 331-368.

Fabricius, F., Friedrichsen, H., Jacobshagen, V. Palaeotemperaturen und Palaeoklima in Obertrias und Lias der Alpen // Geol. Rundschau. 1970. Bd 59. Hf. 2. S. 124-141.

Fallon, T.J. & Danzushevsky L.V. Melting of Refractory Mantel at 1. 5, 2 and 2.5 GPa under Anhydrous and H2O-undersaturated Conditions: Implications for the Petrogenesis of High-Ca Boninites and the Influence of Subduction Compontnts on Mantel Melting. Journal of Petroligy. 2000. Vol. 11. № 2. P. 257-283.

Fortey, R.A. & Cocks, L.R.M. Palaeontological evidence bearing on global Ordovician-Silurian continental reconstructions. Earth-Science Reviews. 61. 2003. P. 1-63.

Fitton, J.G. The OIB paradox. In: Foulger, G.R. & Jurdy, D.M. (eds). Plates, plumes, and planetary processes. Geological Society of America, 2007. Special Paper. Vol. 430. P. 387-412.

Futa, K. & Stern, C.R. Sr and Nd isotopic and trace element composition of Quaternary volcanic centers of southern Andes. Earth and Planetary Science Letters 88. 1988. P.253–263.

Gallagher, K., Herget, L.M., McDermott, F. Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts // In: "Melting and melt movement in the earth" (eds. Cox et al.), 1993.S. 179-191; Cambridge.

Gertisser, R. & Keller, J. Trace-element and Sr, Nd, Pb and O isotope variations in medium-K and high-K volcanic rocks from Merapi Volcano,Central Java, Indonesia: evidence for the involvement of subductedsediments in Sunda Arc magma genesis. J. Petrol. 2003. Vol. 44. P. 457-489.

Gill, J.B., Hiscott, R.N., Vidal, Ph. Turbidite geochemistry and evolution of the Izu-Bonin arc and continents. 1994. Lithos 33. P. 135-168.

Hamer, R.D. Petrogenetic aspects of the Jurassic-Early Cretaceous volcanism, northernmost Antarctic Peninsula. En Oliver R.J., James P.R. y Jago J.B. (eds). Antarctic Earth Sciences, Canberra, Australian Academy of Sciences y Cambridge University. 1983. P. 338- 342, Cambridge.

Harmon, R. S. & Hoefs, J. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global 18O systematics of basalts from different geotectonic settings, Cont. M.Petrol. 1995. Vol. 120. P. 95-114.

Hawkesworth, C.J., Sauders, A.D., Tarney, J. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the Scotia Sea. Geochim. Cosmochim. Acta, 1979. Vol. 43. P. 555-572.

Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J. M., McDermott, F. 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. Ann. Revs. Earh.Planet. Sci. Vol. 21. P.175-204.

Heinhorst, A.J., Lehmanna, B., Ermolov, P., Serykh, V., Zhurutin, S. Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan. Tectonophysics . Vol. 328. 2000. P. 69-87.

Hellebrand, E., Snow, J.E., Dick, H.J. B., Hofmann A.W. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // Nature. Vol. 410. 2001. P. 677-681.

Hergt, J.M. & Farley, K.N. 26. Major Element, trace Element, and Isotope (Pb, Sr, and Nd) variations in site 834 basalts: Implications for the initiation of Back arc opening. // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results, 1994. Vol. 135. P 471-485.

Hergt, J.M. & McDermott, F. Trace element fraction processes in the generation of island arc basalts // Melting and melt movement in the earth (eds. Cox et al.), Cambridge, 1993. P. 179-191.

Herzig, P.M. & Petersen, S. Polymetallic Massive Sulphide Deposits at the modern Seafloor and their Resource Potential // International Seabed Authority, 2000. P. 7-35.

Hofmann, A.W., Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism, Nature, 1997. Vol. 385. P. 219-229.

Himmelberg, G.R. & Loney, R.A. Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic–mafic intrusions, Southeastern Alaska. US Geological Survey Professional Paper, 1564. 1995. 47 p.

Ikeda, Y. 1990. CeN/SrN/SmN: A trace element discriminant for basaltic rocks from different tectonomagmatic environments, N. Jb. Miner. Mh. Jg., 4. P. 145-158.

Irvine, T.N. & Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 1971. 8. P. 523-548.

Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H., Fiske, R., 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Isu–Ogasawara– Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer, P., Pearce, L.B., Stokking, L.B. (Eds.), Proc. Ocean Drill. Prog., College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 445–485.

Ishikawa , T., Nagaishi, K. and Umino S. Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc // Geoloy, 2002. Vol. 30. № 10. P. 899-902.

Iwamori, H. Transportation of H2O and melting in Subduction zone // EPSL, 1998. P. 65-80.

Johnson, K.T.M., Dick, J.B., Shimizu, N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites, J- Geophys. Res. 1990. Vol. 95. P. 2661-2678.

Kamenetsky, V.S., Everard, J.L., Crawford, A.J. et al. Enriched End-member of Primitive MORB Melts: Petrology and Geochemistry of Glasses from Macquarie Island (SW Pacific) // Journal of Petrology. Vol. 41. № 3. 2000. P. 411-430.

Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. J. Petrol. 2001. .Vol. 42. P. 655–671.

Kamenetsky, V.S., Sobolev, A.V., Joron. J.L., Semet, M.P. Petrology and geochemistry of Cretaceous ultramafic volcanics from Eastern Kamchatka. //Journal of Petrology. 1995. Vol. 36. C 637-662.

Karig, D.E. Ridges and Basins of the Tonga - Kermadec Island Arc System // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75, № 2. P. 239-254.

Karig, D.E. Structural history of the Mariana Island are system // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971, v. 42. P. 323-344.

Kay, S.M., Ramos, V.A., Marquez, M. Evidence in Cerro Pampa Volcanic rocks for slab-melting prior ridge-trench collision in Sothern South America // J.Geol., 1993, 101:703p.

Kent, A.J.R., Peate, D.W., Newman S., Stolper, E.M., Pearce J.A. Chlorine in submarine glasses from the Lau Basin: seawater contamination and constraints on the composition of slab-derived fluids. // EPSL. 2002. Vol. 202. №. 2. P. 361-377.

Kepezhinskas, P.K., Taylor, R.N, Tanaka, H. Geochemistry of Plutonic Spinels from the North Kamchatka Arc: Comparisons with Spinels from Other Tectonic Settings. Mineralogical Magazine - MINER MAG 01/1993; 57(389), P. 575-589

Klein, E.M. & Langmuir, C.H. Global correlation of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // J. Geoph. Res., 92. 1987. P. 8089-8115.

Klein, E.M. & Karsten, J.L. Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chile Ridge // 1995. Nature. Vol. 374. P. 52-57.

Kilian, R. Magmatismus und Stoffkreislauf an aktiven Kontinentalrändern, untersucht am Beispiel der südlichen Anden // Zeitung. Dt. geol. Ges.; 1997, 148/1. S. 105-152.

Kornprobst, J., Piboule, M., Boudeulle, M., Roux, L. Corundum-bearing garnet pyroxenites at Beni-Bousera (Morocco): An exceptionally AI-rich clinopyroxene from "grospydites" associated with ultramafic rocks // Terra Cognita, 1982. 2. P. 257-259.

Lassiter, J.C., Hauri, E.H., Nikogosian, I.K. Chlorine–potassium variations in melt inclusions from Raivavae and Rapa, Austral Islands: constraints on chlorine recycling in the mantle and evidence for brine-induced melting of oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett.; 2002. Vol. 202. l.3-4. P. 525-540.

LeBas, M.H. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage: American Journal of Science, 1962. Vol. 260. P. 267-288.

Löpez-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P., Tagiri, M. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 418300 and 468000S, Chile. Revista Geolo´gica de Chile 20 (1). 1993. P-33–55.

Loucks, R.R. Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene: Geology, 1990. Vol. 18. P. 346–349.

Maccciotta, G., Piccardo, G.B., Zeda, O. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator // Chem. Geol., 1989. 7. P. 165-182.

Macdougall, J.D. & Lugmair, G.W. Sr and Nd isotopes in basalts from the East Pacific Rise: significance for mantle heterogeneity // Earth and Planetary Science Letters 77. 1986. P. 273–284.

Macpherson, C.G & Hall, R. Tectonic setting of Eocene boninite magmatism in the Izu-Bonin-Mariana forearc // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. 186. P. 215-230.

Marini, J-C., Chauvel, C., Maury, R.C. Hf isotope compositions of northern Luzon arc lavas suggest involvement of pelagic sediments in their source // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. Vol. 149, Issue 2, pp 216-232.

McKenzie, D. & O'Nion, R.K.. Mantle reservoirs and ocean island basalts. 1983. Nature. Vol. 301. P. 229–231.

Mesched, E.M. 1986. A method of discriminating between different types Mid-Oceanic Ridge Basalts continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chemical Geology. No 56. P. 207-218.

Mochalov, A.G. & Khoroshilova, T.S. The Kondyor alluvial placer of platinum metals.// Proc. Int. Platinum Symp. Theophrastus Press, Athens, Greece. 1998. P. 206-220.

Monger, J.W.H., Price, R.A., Tempelman-Kluit, D.J. Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic welts in the Canadian Cordillera // Geology. 1982, v. 10. P. 70-75.

Moore, T. The Arctic Alaska Superterrane. Geologic studies by U.S. Gelogical Survey. 1991. P. 238- 243.

Moores, E. Ultramafics and orogeny, with models of the US Cordillera and the Tethys. 1970. Nature. Vol. 228. P. 837–842.

Mitchell R.H. & Kjarsgaard, F.R. Solubility of niobium in the system CaCO3 - CaF2 - NaNbO3 at 0.1 GPa pressure: Implications for the crystallization of pyrochlore from carbonatite magma // Contributions to Mineralogy and Petrology, 148, 2004. P. 281-287.

Miyashiro, A. The Troodos ophiolitic somplex was probably formed in an island arc // EPSL. 1973. Vol. 19. P. 218-224.

Mullen, E.D. 1983. MnO/TiO2/P2O5. A minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters 62. P. 53–62.

Murphy, J.B. & Nance, R.D. Gebirgsgürtel und der Superkontinent- Zyklus. Geodynamik und Plattentektonik: Beiträge aus Spektrum der Wissenschaft mit einer Einf. von Peter Giese (Hrsg.) // Heideberg; Berlin; Oxford: Spektrum, Akad. Verl., 1995. P.52-60.

Nikitin, I.F. Early Geosynclinal Ordovician Siliceous and Jasper-Basaltic Formations of Kazakhstan. In: Aspects of the geology of Kazakhstan: a collection of papers honoring the 70th birth bay of Academician A. A. Abdulin. Contributions to Eurasian Geology. Occ. Pub. ESRI, New series no. 12 b, University of South Corolina and Utah. 1995. P. 19-33.

Nikitin, I.F., Popov, L.E., Bassett, M.G. Late Ordovician rhynchonelliformean brachiopods of north-eastern Central Kazakhstan. 2006. P.223–294 In BASSETT, M.G. and DEISLER, V.K. (eds). Studies in Palaeozoic palaeontology. National Museum of Wales Geological Series No. 25, Cardiff. ISBN 0 7200 0550 7.

Nicholson, K.N., Picard, P.M., Black, P.M. A comparative study of Late Cretaceous ophiolitic basalts from New Zealand and New Caledonia: implications for the tectonic evolution of the SW Pacific // Tectonophysics. Vol. 327. №. 3. 2000. P. 157-171(15).

Nixon, G.T., Cabri, L.J. & Laflamme, J.H.G. 1990. Platinum group-element mineralization in lode and placer deposits associated with the Tulameen Alaskan-type complex, British Columbia. Canadian Mineralologist, 1990. Vol.. 28. P. 503-535.

Niu, Ya. & Hekinian, R. Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges // Nature. 23 Jan. 1997. Vol. 385. P. 326-329.

Nokleberg, W.J., Parfenov, L.M., Monger, J.W.H. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrrane map. USGS, Open-File Report 94-714, Pamphlet. 1994. 221 p.

Ohara, Y. Reviews on mantel peridotites from the Philippine Sea backarc spreading systems // RHOR, 2003. № 39. P. 63-83.

Oxburgh, E.R & Parmentier, E.M. Thermal processes in the formation of continental lithosphere // Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A288.1978. P. 415-429.

Quinby-Hunt, M.S. & Turekian, K.K. Distribution of elements in sea water // EOS 64: 1983. P. 130-132.

Parkinson, I.J. & Pearce, J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // Journal of Petrology 39. 1998. P. 1577-1618.

Peacock, S.M. Fluid process in subduction zones // Science. 1990. Vol. 248. № 4953. P. 329-337.

Pearce J.A., Stokking L.B. et al. (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125. College Station TX: Ocean Drilling Progpam, 1992. P. 445-485.

Pearce, J.A. & Cann, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // EPSL 19. 1973. P. 290-300.

Pearce, J., Lippar, d S.J., Roberts, S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites, in Marginal Basin Geology, edited by B. P. Kokelaar and M. F. Howells, Geol. Soc. Spec. Publ. Vol. 16, 1984. P. 77-94.

Pearce, J.A., Baker, P.E., Harvey, Luff, I.W. Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the south Sandwich Island Arc. -Journal Petrology, 1995. Vol. 35. P. 1073-1109.

Pearce, J.A. & Peate, D.W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 1995. Vol. 23. P. 251-285.

Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer S.H., Fryer, P. 2005.Geochemical Mapping of the Mariana Arc-Basin System: Implications for the Nature and Distribution of Subduction Components, Geochem. Geophys. Geosyst., 6, 2004GC000895.

Percival, I.G., Popov, L.E., Zhan, R.B., Ghobadi Pour, M. Patterns of Origination and Dispersal of Middle to Late Ordovician Brachiopods: Examples From South China, East Gondwana, and Kazakh Terranes // Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano I. and García-Bellido, D. (eds.), Ordovician of the World. Cuadernos del Mseo Geominero, 14. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 2011. ISBN 978-84-7840-857-3

Percival I.G. Biotic characteristics of Ordovician deep-water cherts from Eastern Australia Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 367–368, 2012. P. 63–72.

Peccerillo, A. Quaternary magmatism in Central-Southern Italy: a new classification scheme for volcanic provinces and its geodynamic implications. Bollettino della Società Geologica Italiana, Volume Speciale n. 1. 2002. P. 113-127.

Plank, T. & Langmuir, C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chemical Geology, 1998. Vol. 145. P. 325-394.

Pober, E. & Faupl, P. The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. // Geologische Rundschau, 1988, 77. P. 641-670.

Poli1, S. & Schmidt, M. W. Petrology Of Subducted Slabs. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2002. Vol. 30. P.207–242.

Popov, L.E & Holmer, L.E. Cambrian-Ordovician lingulate brachiopods from Scandinavia, Kazakhstan, and South Ural Mountains // Fossils and Strata, 1994. Vol. 35. P. 1-156.

Popov, L.E .& Tolmacheva, T.J. Conodont distribution in a deep-water Cambrian-Ordovician Boundary Sequence from South-Central Kazakhstan // Ordovician Odyssey: Short Papers for the International Symposium on Ordovician System. Las Veges, Nevada, 1995, USA. P. 121-124.

Popov, L.E., Bassett, M.G., Zhemchuzhnikov, V.G., Holmer L.E. &. Klishevich, I.A. Gondwanan faunal signatures from Early Palaeozoic terranes of Kazakhstan and Central Asia: evidence and tectonic implications // Geological Society, London, Special Publications 2009. Vol. 325. P. 23-64.

Popov, L.E. & Cocks, L.R.M. Journal of Systematic Palaeontology (2014): Late Ordovician brachiopods from the Chingiz Terrane, Kazakhstan, and their palaeogeography, Journal of Systematic Palaeontology, DOI:10.1080/14772019.2013.837844

Powell, C.S. Innenansichten der Erde. Geodynamik und Plattentektonik // Beiträge aus Spektrum der Wissenschaft mit einer Einf. Von Peter Giese (Hrsg.) // Heidelberg; Berlin, Oxford: Spektrum, Akad. Verl.; 1995. S. 10-20.

Rampone, E., Piccardo, G.B., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L. Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: The spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites // Contrib. Mineral. Petrol., 1993. Vol. 115. P. 1-17.

Regelous, M., Wendt, J.I., Niu Y. Geochemical Evolution within the Tonga-Kermadec-Lau Arc-Back-arc Systems the Role of Varying Mantel Wedge Composition in Space and Time // Journal of Petrology. 1998. Vol. 39. № 3. P. 331-368.

Regelous, M. & Hofmann, A.W. Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism since 85 Ma. EOS Transactions, American Geophysical Union 80, 1999. F1102.

Regelous, M:, Hofmann, A.W., Abouchami W., Galer S.J.G. Geochemistry of Lavas from the Emperor Seamounts, and the Geochemical Evolution of Hawaiian Magmatism from 85 to 42 Ma // Journal of Petrology, 2003. Vol. 44. Number 1. P. 113-140.

Regelous, M., Niu, Y., Wendt, J.I., Greig, A. & Collerson, K. D. Variations in the geochemistry of magmatism on the East Pacific Rise at 10°30‘N since 800 ka // EPSL 168. 1999. P. 45–63.

Rollinson, H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, England, 1993. 352 p.

Sato, T. Origin of the Green Tuff metal province of Japan // Geol. Assoc. Canada, Special Paper, 1976. № 14. P. 105-120.

Savin, S.M. The history of the earth’s surface temperature during the past 100 million years // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1977. Vol. 5. P. 319-355.

Saunders, A.D. & Tarney, M.J. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centr in the East Scotia Sea // Geochim. cosmochim. Acta. 43, 1979. P. 555-572.

Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney J. Fluid influence on the trece element compositions of subduction zone magmas // Phil. Trans. R. Soc. Lond.; 1991. A. 335. P. 377-392.

Saunders, A.D., Tarnez, J., Weaver, S.D. 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calcalkaline magmas // EPSL, 46. P. 344-360.

Serri, G. & Saitta, M. Fractionation trends of the gabbroic complexes from high-Ti and low-Ti ophiolites and the crust of the major oceanic basins: a comparison // Ofioliti, 5, 2/3, 1980. 241 p.

Sharp, Z.D. & Barnes, J.D. Water-soluble chlorides in massive seafloor serpentinites: a source of chloride in subduction zones // EPSL, 2004. 226. P. 243– 254.

Sengör, A.M.C.& Yilmaz, Y. Tethyan evolation of Turkey: a plate tectonic approach // Tectonophysics. 1981. Vol. 75. P.181-241.

Sengör, A.M.C., Natal’in, B.A., Burtman, V.S., Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. Vol. 364. 1993. P. 299-307.

Sengör, A.M.C. & Natal’in, B.A. Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1996. 24. P. 263-337.

Serri, G.& Saitta, M. Fractionation trends of the gabbroic complexes from high-Ti and low-Ti ophiolites and the crust of the major oceanic basins // Compariso.-Ofioliti, 1980. Vol. 5, № 2/3.

Scotese, C.R. Continental Drift, 7th edition, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 1997. 79 p.

Slansky, E., Johan, Z., Ohnenstetter, M., Bah'on, L.M. and Suppel, D. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, N.S.W., Australia. Part 2. Platinum-group minerals in placer deposits at Fifield. Mineral. Petrol., 1991. 43. P.161-80.

Smethurst, M.A., Khramov, A.N., Pisarevsky, S. Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic // Geophys. J. Int. 133. 1998. P. 44–56.

Sobolev, A.V. & Danyushevsky, L.V. Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // J. Petrology. 1994, v. 35, N 5. P. 1183-1211.

Sinton, J.M., Ford, L.l., Chappell, B., McCulloch, M. Magma Genesis and Mantle Heterogeneity in the Manus Back-Arc Basin, Papua New Guinea // J. of Petrology, 2003. Vol. 44. N. 1. P. 159-195.

Spry, P.G. & Scott, S.D. The stability of zincian spinels in sulfide systems and their potential as exploration guides for metamorphosed massive sulfide deposits. Econ. Geol. 1986. 81, 1446-63.

Steinmann, G. Die ophiolithischen Zone in dem mediterranen Kettengebirge // 14 th Intern. Geol. Congr- Madrid 2, 1927. P. 638-667.

Stepanets, W.G. Geology and geodynamics of ophiolites of the northeast of central Kazakhstan // L. P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics, Moscow, 1993. P. 139-140.

Stepanez, W.G. & Kemmer, A.G. Mg, Ni and Cr fractionation in ophiolite as indication of the island arc and spreading back-arc magmatism maturity: an example from Central Kazakhstan // S. Der Deut. Geol. Gesellschaft. Hannover 2002. Heft 21. S. 321-322.

Stepanets, V.G. & Gridina, N.M. Upper Ordovician Olistostromes of the Agyrek and Kosgombai Mountains: Problems of Correlation between Lower Paleozoic Sedimentary and Sedimentary–Volcanogenic Complexes in Central Kazakhstan // ISSN 0869 5938, Stratigraphy and Geological Correlation, 2011. Vol. 19, №. 5, P. 473–485.

Stern, R.J. Subduction zones, Rev. Geophys., 2002. 40(4), 1012.

Straub, S.M. & Layne, G.D. The systematics of chlorine, fluorine, and water in Izu arc front volcanic rocks // Implications for volatile recycling in Subduction zones // GCA, 2003. Vol. 67. I 21. P. 4179-4203.

Sun, S.-S. & McDonough, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Oceans Basins (Saunders A. D. and Norry M. J., eds) Geol. Soc. Lond. Sp. Publ.; 1989. 42. P. 313-345.

Susini, N.S & Wezel F.C. Percolated Mantle Peridotites along the Romanche Fracture Zone (Equatorial Atlantic Ocean) // Rend. Fis. Acc. Lincei, 1999. S. 9. Vol. 10. P. 231-255.

Symonds, R B., Rose, W.I., Bluth, G.J.S., Gerlach, T.M. Volcanic-gas studies: Methods, results and applications. In Volatilesin Magmas (eds. M. R. Carroll and J. R. Holloway), 1994. P. 1–66. Min. Soc. Am. 30.

Tatsumi, Y., Shinjoe, H., Ishizuka, H., Sager, W.W., Klaus, A. Geochemical evidence a mit-Cretaceous super plume // Geology. Vol. 26. N.2. 1998. P. 151-154.

Tarney, J., Saunders, A.D., Mattey, D.P., Wood, D.A. Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and western Pacific. Phil. Trans. R. Soc. London. A300, 1981. P. 363-285.

Tera, F., L. Brown, J. Morris, I.S. Sacks, J. Klein, E.M. Sediment incorporation in island - arc magmas: inferences from 10Be // GCA, 1986. 50. P. 535-550.

Toksöz, M.N. & Bird, P. Formation and evolution of marginalbasins and continental plateaux. In: M.Talwani and W.C.Pitman III (Eds.), Islands arcs, deep sea trenches, and back-arc basins. Maurice Ewing Se., 1, Am.Geophys.Union, Washington, D.C., 1977. P. 379-393.

Tolmacheva, T.J., Danelian, T., Popov L.E. Evidence from 15 m.y. of continuous deep-sea biogenic siliceous sedimentation in early Paleozoic oceans // Geology, 2001. Vol. 29. No. 8. P.755-758.

Trench, A. & Torsvik, T.H. The Lower Palaeozoic apparent polar wander path for Baltica: paleomagnetic data from Silurian limestones of Gotland, Sweden // Geohys. J. Int. 1991. 107. P. 373–379.

Torsvik, T.H. & Rehnstrom, E.F. The Tornquist Sea and Baltica-Avalonia docing. Tectonophysics 362. 2003. P. 67–82.

Torsvik, T.H. & Trench, A. Ordovician magnetostratigraphy: Llanvirn–Caradoc limestones of the Baltic platform // Geophys. J. Int. 107. 1991. P. 171–184.

Turner, S ., Foden, J., George, R., Evans, P. Rates and processes of potassic magma evolution beneath Sangeang Api volcano, East Sunda arc, Indonesia- Journal of Pet.., 2003. Vol. 44. N-3.P. 491-515.

Ueno, H., Hamasaki, H., Murakawa, Y., Kitazono, S., Takeda T. Ore and gangue minerals of sulphide chimneys from the North Knoll, Iheya Ridge, Okinawa Trough, Japan // Jamstec J. Deep Sea Res, 22, 2003. P. 49-62.

Uyeda, S. & Kanamori, H. Back-arc opening and mode of Subduction // Journal of Geophysical Research, 1979. 84. P. 1049-1061.

Verma, S.P. 2010. Statistical Evaluation of Bivariate, Ternary and Discriminant Function Tectonomagmatic Discrimination Diagrams. Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.). Vol. 19. P. 185–238.

Watkins, J.S., McMillen, K.J., Bachman, S.B. Tectonic synthesis, Leg 66: transect and vicinity // Init. Rep. Deep See drill. Proj.; 1981. 66. P. 837-849.

Weaver, B.L. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts // Geology, 19, 1991. P.123-126.

Weaver B.L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // Earth. Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 104. P. 381–397.

Webster, J.D., Kinzler, R.L., Mathez, E.A. Chloride and water solubility in basalt and andesite melts and implications for magmatic degassing // Geoch. et Cosmochimica Acta, 1999. Vol. 63. № 5. P. 729–738.

Wilhem, C., Windley, B.F., Stampfli, G.M. The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review // Earth-Science Reviews 113, 2012. P. 303–341.

Willmore, C.C., Boudreau, A.E., Spivack, A., Kruger, F.J. Halogens of Bushveld Complex, South Africa: 37Cl and Cl/F evidence for hydration melting of the source region in a back-arc setting // Chemical Geology, 182, 2002. P. 503-511.

Wilson, M. Igneous Petrogenesis – A global tectonic approach. Unwin Hyman, London, 1989. S. 466.

Wood, D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planet. Sci. Lett. 50. 1980. P. 11–30.

Xiao, W., Huang, B., Han C., Sun, S., Li, J. // A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens. Gondwana Research 18, 2010. P. 253–273.

Xiao, W., Han, C., Yuan, C., Sun, M., Zhao G., Shan, Y. Transitions among Mariana-, Japan-, Cordillera- and Alaska-type arc systems and their final juxtapositions leading to accretionary and collisional orogenesis. From: Kusky, T. M., Zhai, M.-G. & Xiao, W. (eds) The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental. Growth. Geological Society, London, Special Publications, 338. P.35–53. DOI: 10.1144/SP338.3 0305-8719/10/$15.00 # The Geological Society of London 2010.

Yogodzinsky, G.M., Volynets, O.N., Seliverstov, N.I. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calcalkaline series at Piip Volcano, far western Aleutians // Journal of Petrology. 1994. Vol. 34. P. 163-204.

Yogodzinski, G.M , Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Kay, S.M. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region; implications for slab melting and processes in the mantle wedge // GSA Bulletin, 1995. Vol. 107. № 5. P. 505-519.

Zhou M.F., Yang Z.X., Song X.Y. et al. Magmatic Ni-Cu-(PGE) sulfide deposits in China // Cabri L.J. (ed.).The geology geochemistry mineralogy and mineral beneficiation of the platinum-group elements. Can. Inst. Min. Metall. Petrol. Spec. Vol. 54. 2002. P. 619-636.

Zhylkaidarov A.M. Conodonts from Ordovician of Central Kazakhstan // Acta Palleont. Polonica, 1998. Vol. 43, № 1. P.53-68.

Zindler, A. & Hart, S. Chemical Geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 14. 1986. P. 493-571.

Оглавление

ПРЕДИСЛОВИЕ……..……...……...…5
ГЛАВА 1
МЕТОДИКА ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА……...…7
ТЕРМИНОЛОГИЯ И ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ОФИОЛИТОВ…….9
ГЛАВА 2
ОБЗОР ЭВОЛЮЦИИ ВЗГЛЯДОВ НА ГЕНЕЗИС И ТЕКТОНИЧЕСКУЮ ПОЗИЦИЮ ОФИОЛИТОВ КАЗАХСТАНА……...…..….12
ГЛАВА 3
БАЯНАУЛ-АКШАТАУСКИЙ ПРЕДДУГОВОЙ ПРОГИБ ОФИОЛИТЫ ПАРАВТОХТОНА КАРАУЛШЕКУ: ФРАГМЕНТ ПРЕДДУГОВОЙ МАНТИИ……..…….17
ГЛАВА 4
АГЫРЕК-АРСАЛАНСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА……...…..56
ГЛАВА 5
ОФИОЛИТЫ БОГЕМБАЙ-АРКАЛЫКСКОГО ПРЕДДУГОВОГО БАССЕЙНА…..140
ГЛАВА 6
НАЙМАНЖАЛЬСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА…….……..170
ГЛАВА 7
КЕНДЫКТЫ-ШЫНГЫЗ-ТАРБАГАТАЙСКИЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС…….……..….175
ГЛАВА 8
АНГРЕНСОР-МАЙКАИНСКИЙ СИАЛИЧЕСКИЙ БАССЕЙН……..…187
ГЛАВА 9
ТЕКТУРМАССКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА……...……209
ГЛАВА 10
АГАДЫРСКАЯ СИСТЕМА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ……..234
ГЛАВА 11
ИТМУРУНДЫ-ТЮЛЬКУЛАМСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА.....…….240
ГЛАВА 12
ТЮРЕТАЙСКАЯ СИСТЕМА ПАРАВТОХТОНОВ…….……..252
ГЛАВА 13
ПЛАТИНОНОСНЫЕ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЕРЕЙМЕНТАУ-НИЯЗСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА…….…….262
ГЛАВА 14
ОЛЕНТИНСКИЙ СУБЩЕЛОЧНОЙ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС…….…….....272
ГЛАВА 15
ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ КЛИНОПИРОКСЕНЫ, АКЦЕССОРНЫЕ И РУДНЫЕ ХРОМШПИНЕЛИТЫ КАК ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ НАДСУБДУКЦИОННЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМА-ФИТОВ……..……279
ГЛАВА 16
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА……...……..298
ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ……..……..337
ЛИТЕРАТУРА……...339

MINISTRY OF EDUCATION AND SCIENCE OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN
LLP "INSTITUTE OF COMPREHENSIVE EXPLOITATION OF MINERAL RESOURCES"
KARAGANDA STATE TECHNICAL UNIVERSITY

STEPANETS V.G.

GEOLOGY AND GEODYNAMICS OF CENTRAL KAZAKHSTAN OPHIOLITES

Karaganda
2015

BBK 26.3
UDK 552.321.5/.6+551-242-3(-02)(574+25)
Stepanets W.G., Geology and Geodynamics of Central Kazakhstan Ophiolites. – Karaganda, 2015. - 362 p.

ISBN 978-601-296-837-8

The book describes problems in geology, petrography, geodynamics and metallogeny of Central Kazakhstan ophiolites. The platinum metallogeny of concentrically zonal pyroxenite-dunite and norite-kortlandite complexes has been studied. The main focus is a description of geological columns and petrogeochemical characterization of sedimentary-volcanogenic and plutonic complexes of different early Palaeozoic ophiolite associations. The geochemical composition of volcanic rocks indicates the presence of a transitional mantle type involved in magma-producing subduction zones of the Kazakhstan segment in the Paleo-Asian Ocean and the influence of cold plumes on the formation of titanium-rich basaltic rocks. It is postulated that differentiated volcanic rocks and associated chromite dunites have origin of chloride nature. The terrane nature of folded structures of Central Kazakhstan is proposed through geodynamic reconstructions. Palinspastic reconstructions show the near-equatorial location of the Kazakhstan continent in the middle and late Ordovician.

The monograph is aimed at a wide range of professionals in the area of natural sciences: scientists, exploration and production geologists and students of ophiolites and their petrogenesis.

49Tables, 171 PIllustrations, 359 References .

Editor-in-Chief:
G.S. Biske

Reviewers:
R.M. Antonyuk, P.A. Mukhin, L.E. Popov

© Stepanets W.G. 2015

Научное издание

Владимир Григорьевич Степанец

Геология и геодинамика офиолитов Центрального Казахстана

Утверждено к печати Ученым Советом
Института проблем комплексного освоения недр

Корректор Р.С. Искакова

Технический редактор Д.К. Макат

Дизайн и компьютерная верстка автора

E-Mail: stepanez@mail.ru

wladimir@stepanez.de

Электронную версию монографии вы найдете на веб-сайте

http://stepanez.de

http://wp.stepanez.de

Подписано в печать 3.11.2014 г. Формат 70x100 1/16 Бумага офсетная.
Объем 22,4 п.л. Тираж 50 экз. Заказ № 54

Издательство Карагандинского государственного технического университета
г. Караганда, Б-Мира, 56.