

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

*На правах рукописи*

Комарицына Татьяна Юрьевна

**ЭВОЛЮЦИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА УДИНО-ЕРАВНИНСКОЙ  
ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

Специальность 25.00.09. – геохимия, геохимические методы поисков полезных  
ископаемых

Диссертация  
на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:  
доктор геолого-минералогических наук  
А. А. Воронцов

Иркутск – 2019

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение</b> .....	<b>4</b>
<b>Глава 1. Мезозойский вулканизм Западного-Забайкалья</b> .....	<b>9</b>
1.1. Внутриплитный магматизм континентов: основные проблемы и индикаторные характеристики .....	9
1.1.1. Индикаторные критерии внутриплитных вулканических серий .....	9
1.1.2. Источники внутриплитного магматизма .....	11
1.2. Предшествующие исследования .....	14
1.2.1. История изучения и выделения мезо-кайнозойских геологических комплексов .....	14
1.2.2. Западно-Забайкальская вулканическая область: разделение на секторы, геохронология, корреляция вулканических толщ .....	16
<b>Глава 2. Методы анализа</b> .....	<b>21</b>
2.1. Методы валового анализа .....	21
2.1.1. Рентгенофлуоресцентный анализ .....	21
2.1.2. Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой .....	22
2.1.3. Изотопная масс-спектрометрия Rb-Sr и Sm-Nd .....	23
2.1.4. Изотопная масс-спектрометрия кислорода .....	24
2.2. Методы локального анализа .....	25
2.2.1. Метод-электроннозондового рентгеноспектрального микроанализа .....	25
<b>Глава 3. Геологическое строение Удино-Еравнинской зоны</b> .....	<b>26</b>
3.1. Общие геологические сведения о развитии Удино-Еравнинской зоны в мезозое .....	26
3.2. Средне-позднеюрский этап (174 – 154 млн лет) .....	29
3.3. Раннемеловой этап (143 – 111 млн лет) .....	32
3.4. Позднемеловой этап (83 – 78 млн лет) .....	34
<b>Глава 4. Петрографо-минералогическая характеристика пород</b> .....	<b>38</b>
4.1. Средне-позднеюрский этап (174 – 154 млн лет) .....	38
4.2. Раннемеловой этап (143 – 111 млн лет) .....	53
4.3. Позднемеловой этап (83 – 78 млн лет) .....	69
<b>Глава 5. Геохимические особенности вулканитов</b> .....	<b>75</b>
5.1. Классификация пород .....	75
5.2. Средне-позднеюрский этап (174 – 154 млн лет) .....	78
5.3. Раннемеловой этап (143 – 111 млн лет) .....	91
5.4. Позднемеловой этап (83 – 78 млн лет) .....	103
<b>Глава 6. Источники магматизма Удино-Еравнинской зоны</b> .....	<b>110</b>
6.1. Оценка составов источников магматических расплавов .....	110



6.2. Механизмы формирования вулканитов Удино-Еравнинской зоны.....	115
6.2.1. Модель формирования средне-позднеюрской вулканической серии.....	115
6.2.2. Влияние коровой контаминации на формирование вулканических пород раннего мела.....	118
6.2.3. Механизм формирования пород позднего мела.....	123
6.3. Условия формирования и кристаллизации магм Удино-Еравнинской зоны.....	123
6.3.1 Температуры и давления генерации базальтовых магм.....	123
6.3.2. Условия кристаллизации базальтовых магм.....	125
<b>Глава 7. Эволюция магматизма Удино-Еравнинского зоны и геодинамическая позиция.....</b>	<b>128</b>
7.1. Общие эволюционные тенденции в развитии магматизма Удино-Еравнинской зоны.....	128
7.2. Геодинамические аспекты эволюции Удино-Еравнинской зоны.....	133
<b>Заключение.....</b>	<b>141</b>
<b>Список литературы.....</b>	<b>142</b>

## ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа посвящена выявлению структурно-геологической позиции, определению геохимической специфики и закономерностей эволюции внутриконтинентального магматизма на основе изучения вулканических пород Удино-Еравнинской зоны позднемезозойской-кайнозойской Западно-Забайкальской вулканической области (ЗЗВО), которая формировалась в несколько этапов [Ярмолук и др., 1995, 1998; Ярмолук, Иванов, 2000]. Рассматриваемая зона занимает северо-восточную часть ЗЗВО и охватывает вулканические поля средней юры – позднего мела, распространённые на территории четырех грабенов – Эгитинского, Удинского, Еравнинского и Зазинского. В их пределах образовались породы с широким диапазоном по суммарной щёлочности и содержанию  $\text{SiO}_2$  [Воронцов и др., 2016; Комарицына и др., 2018]. Длительное развитие и разнообразие магматизма в пределах Удино-Еравнинской зоны позволяет определить тенденции развития магматизма во времени, включая вещественную эволюцию его источников, механизмы формирования состава первичных расплавов, особенности мантийно-корового взаимодействия и увязать состав вулканических ассоциаций с геодинамическими режимами развития континентальной литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса.

**Актуальность исследования.** Работа посвящена изучению континентального внутриплитного позднемезозойского магматизма в пределах Удино-Еравнинской зоны Западного Забайкалья. Вулканические породы, сформированные в таких условиях, принадлежат к одним из наиболее интересных в научном и практическом отношении проявлениям магматизма. Согласно современным представлениям, их образование связывается с глубинными источниками: мантийными плюмами и горячими полями мантии [O’Nios et al., 1979; Зоненшайн, Кузьмин, 1983, 1993; Learson, 1991; Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Добрецов, 2008; Кузьмин, Ярмолук, 2014 и др.]. Продукты магматизма континентальных внутриплитных обстановок представлены щелочными и субщелочными разновидностями и отличаются достаточно высокими концентрациями редких элементов в сравнении с магматическими продуктами активных континентальных окраин, островных дуг и срединно-океанических хребтов.

Проблемам происхождения и эволюции континентальных магматических пород Центральной Азии посвящено огромное число публикаций. Детальное исследование средне-позднемезозойского вулканизма Удино-Еравнинской зоны Западно-Забайкальской вулканической области позволяет не только охарактеризовать эволюцию составов пород, расплавов и их источников, но и дать оценку влияния процесса мантийно-корового взаимодействия на состав и характеристики вулканических ассоциаций.

**Цели и задачи исследования.** На основе изучения продуктов магматизма в пределах Удино-

Еравнинской зоны определить: 1) основные закономерности вещественной эволюции этого магматизма, оценить вариации состава источников материнских расплавов во времени и увязать выявленные характеристики с изменениями геодинамических обстановок проявления позднемезозойского магматизма Центральной Азии; 2) особенности мантийно-корового взаимодействия расплавов континентальных условиях.

Для этого решались следующие задачи:

1. Выяснение структурного и пространственного распределения продуктов разных этапов магматической активности в пределах Удино-Еравнинской зоны.
2. Выявление характерных породных ассоциаций для разных этапов магматизма.
3. Определение минералогических и петро-геохимических характеристик вулканитов.
4. Определение изотопных отношений Sr, Nd и O в вулканитах основного состава, оценка состава источников магматизма в соответствии с изотопной систематикой типовых мантийных и коровых источников.
5. Построение AFC-моделей для вулканических пород удинской свиты по методу [DePaolo, 1981].
6. Расчёт условий формирования расплавов по методу [Lee, 2009].
7. Расчёт условий кристаллизации пироксенов с использованием геотермометров и геобарометров по [Putirka, 2008; Neavel, Putirka, 2017].
8. Сопоставление данных, полученных для пород Удино-Еравнинской зоны с другими секторами Западно-Забайкальской вулканической области, а также с вулканитами районов обрамления Монголо-Охотского и Большехинганского поясов, формировавшихся при участии конвергентных процессов вплоть до начала раннего мела.

**Фактический материал и личный вклад автора.** В основу диссертации положен фактический материал, собранный в 2014-2019 гг. автором при проведении полевых работ в Западном Забайкалье в составе Рифтового отряда лаборатории геохимии основного и ультраосновного магматизма Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН по плановым темам НИР ИГХ СО РАН. За этот период был получен большой объем новых геологических и изотопно-геохимических данных и систематизирован имеющийся материал по магматизму Удино-Еравнинской зоны, собранный в предшествующие годы В.В. Ярмолюком, В.Г. Ивановым и А.А. Воронцовым. Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (инициативные проекты 13-05-00014, 16-05-00181, 19-05-00300, проекты по организации экспедиционных работ 13-05-10000).

**Методы исследования.** При изучении вулканических толщ Удино-Еравнинской зоны, прежде всего, были использованы геологические наблюдения, которые легли в обоснование

схемы магматизма территории, а также в основу петролого-геохимических и изотопных его исследований.

Проведенные петрографические и аналитические исследования базируются на обработке более 90 образцов и проб, отобранных на различных участках Удино-Еравнинской зоны.

Содержания петрогенных элементов в породах были определены в институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН рентгено-флуоресцентным методом на многоканальном спектрометре СРМ-25. Редкие элементы определены методом ICP-MS на масс-спектрометре с высоким разрешением ELEMENT-2 Finnigan MAT в Центре коллективного пользования «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН и квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700x в Центре коллективного пользования «Байкальский Центр Нанотехнологий» технопарка при Иркутском Государственном Техническом Университете.

Пробоподготовка для пород основного и среднего составов осуществлялась открытым кислотным разложением, для кислых вулканитов - сплавлением с метаборатом лития.

Измерения изотопного состава стронция и неодима выполнялись на 7-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в Центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН и в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре TRITON TI.

Измерения изотопного состава кислорода проводились в аналитическом центре Геологического института СО РАН на газовом масс-спектрометре Finnigan MAT-253.

Состав породообразующих минералов определялся методом электронно-зондового рентгеноспектрального анализа на микроанализаторе JXA8200 в институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

**Научная новизна.** В пределах Удино-Еравнинской зоны Западно-Забайкальской вулканической области определены закономерности пространственного распределения продуктов разных этапов магматической активности.

Установлена закономерная изменчивость составов магматических пород во времени, заключающаяся с одной стороны в смене объемов и ассоциаций пород, а с другой – в изменении геохимических и изотопных (Sr,Nd,O) характеристик, что позволило оценить соответствующие вещественные параметры и эволюцию материнских расплавов и их источников.

Предложены модели формирования вулканических серий средней-поздней юры и раннего мела с учётом механизмов фракционирования и контаминации расплавов.

Впервые показано, что на состав вулканитов удинской свиты ( $J_{2-3}$ ) оказали влияние конвергентные процессы при формировании Большехинганского пояса.

**Практическая значимость.** Результаты исследований позволяют повысить

достоверность схемы магматизма как основы для регионального и локального картирования, металлогенического прогноза и палеорекоkonструкций для позднемезозойского периода развития территории Западного Забайкалья.

**Защищаемые положения:**

1. Установлено, что магматизм Удино-Еравнинской зоны протекал в три этапа: 1) средней-поздней юры (174-154 млн лет); 2) раннего мела (143-111 млн лет); 3) позднего мела (83 – 78 млн лет). Ранний этап характеризовался трахибазальт-трахит-трахириолитовым магматизмом удинской свиты, распространение которой контролировалось структурами северо-западного плана. Магматизм второго и третьего этапов был существенно базальтовым и сопряжен с грабенами северо-восточного простирания.

2. Выявлены характеристики базальтов Удино-Еравнинской зоны, свидетельствующие об эволюции состава источников расплавов. В породах более молодых вулканических комплексов происходит последовательное относительное обогащение высоkozарядными (Nb, Ta, Zr) элементами и HREE. При этом изотопный состав пород изменялся в следующих интервалах значений: от ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) 0,705301-0,705512,  $\epsilon\text{Nd}$  (-0,2)-(-0,7) для трахибазальтов средней-поздней юры до ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) 0,70393-0,70472,  $\epsilon\text{Nd}$  (2,52-3,56) для щелочных базальтов позднего мела.

3. Формирование пород последовательных этапов зоны происходило в условиях корово-мантийного взаимодействия. Состав пород удинской свиты отвечает условиям контаминации трахибазальтового расплава породами, близкими к трахириолитам цаган-хунтейской свиты. Состав контаминанта пород с возрастом 135-143 млн лет был близок к составу нижней континентальной коры. Контаминантами для раннемеловых базальтовых магм с возрастом 117-131 млн лет служили породы верхней континентальной коры.

4. Магматизм зоны контролировался разделенными во времени геодинамическими процессами: конвергентными, сформировавшими удинскую свиту в средней-поздней юре на северо-западном продолжении Больше-Хинганского пояса и рифтогенным внутриплитным, меловым, сформировавшим Западно-Забайкальскую рифтовую область.

**Апробация работы.** По теме диссертационной работы опубликовано 3 статьи в журналах из списка ВАК. Результаты исследований докладывались на совещаниях: “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)”, г. Иркутск, 2014, 2017, 2018; Байкальской молодежной научной конференции по геологии и геофизике, г. Улан-Удэ, 2015; XII Всероссийском Петрографическом совещании с участием зарубежных ученых, г. Петрозаводск, 2015; Всероссийской конференции молодых ученых “Современные проблемы геохимии”, г. Иркутск, 2015; XX Международном научном симпозиуме им. академика М.А. Усова, г. Томск, 2016;. Всероссийской молодежной конференции “Строение литосферы и геодинамика” с участием с участием зарубежных ученых,

г. Иркутск, 2017.

**Структура и объем работы.** Диссертация состоит из введения, семи глав, заключения и приложений. Общий объем работы составляет 153 страницы, включая 66 иллюстраций, 13 таблиц. Библиографический список включает 141 работу.

В главе 1 приведены индикаторные геологические и геохимические характеристики магматических ассоциаций внутриплитных внутриконтинентальных областей. Также в ней рассматривается история изучения мезо-кайнозойских вулканических комплексов Забайкалья и проводится обзор предшествующих исследований Западно-Забайкальской вулканической области. В главе 2 описаны методы исследования вулканических пород Удино-Еравнинской зоны. В главе 3 рассмотрено геологическое строение и охарактеризованы разноэтапные магматические ассоциации Удино-Еравнинской. В главах 4-5 приведены характеристики вещественного состава вулканических пород Удино-Еравнинской зоны: в главе 4 – петрографические и минералогические, в главе 5 – геохимические. В 6 главе приводятся данные о составе источников магматизма и предложены модели образования пород средней-поздней юры и раннего мела с учётом фракционирования и контаминации расплавов. В 7 главе описаны закономерности эволюции магматизма во времени, изотопно-геохимические характеристики вулканитов увязаны с геодинамическим развитием Западно-Забайкальской вулканической области и Монголо-Охотского пояса в позднем мезозое.

**Благодарности.** Работа выполнена в лаборатории основного и ультраосновного магматизма Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю Воронцову А.А. за руководство работой, создание условий для её проведения, внимание и поддержку. Особую благодарность автор испытывает к академику РАН Ярмолюку В.В., который оказал большое влияние на формирование взглядов и представлений автора о геологии и геохимии магматических процессов. Большую признательность автор выражает Макрыгиной В.А., Медведеву А.Я., Перепелову А.Б., Перетяжко И.С., Орловой Г.В., Васильевой И.Е., Кузнецовой Л.Г. за консультацию и критические замечания при подготовке работы. Автор искренне признателен Сасиму С.А., Андреевой О.А., Дрилю И.С., Амосовой А.А., Радомской Т.А. за ценные советы и дружеское участие в период работы над диссертацией. Автор благодарит всех сотрудников аналитических служб, выполнивших большой объем лабораторных исследований.

## ГЛАВА 1. МЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

### *1.1. Внутриплитный магматизм континентов: основные проблемы и индикаторные характеристики*

Внутриплитные магматические процессы не зависят от границ литосферных плит, они распространены как в океанах, так и на континентах. Масштабы магматизма варьируют от достаточно крупных областей – крупных изверженных провинций (КИП), охватывающих миллионы кубических километров до отдельных вулканов. Зачастую проявления внутриплитного магматизма сопровождаются грабенообразованием. Выделяются три главных типа внутриплитного магматизма, связанные: 1 – с областями континентального рифтогенеза; 2 – с осями океанического спрединга; 3 – развитые вне связи с этими структурами [Афанасьева и др., 2001]. Большой интерес представляют продукты магматизма внутриплитных континентальных областей. Они являются носителями информации о глубинных мантийных источниках, как настоящего времени, так и прошлого. В главе будут рассмотрены основные проблемы выделения вулканических серий, сформированных во внутриконтинентальных обстановках.

#### *1.1.1. Индикаторные критерии внутриплитных вулканических серий.*

Породы, сформированные в различных геодинамических обстановках, отличаются друг от друга минеральным и химическим составом. Вулканические породы внутриконтинентальных рифтов (ВКР) представлены широким разнообразием ассоциаций. Чаще всего это контрастные серии базальт-риолитового и базальт-трахитового составов, характеризующиеся повышенной щелочностью (трахибазальты, трахириолиты, трахиты, пантеллериты, трахидациты), реже появляются щелочнобазальтовые ассоциации: базаниты, нефелиновые и анальцимовые базальты [Парначёв, 2011].

Для пород основного состава типичны как афировые, так и порфиоровые разновидности, структуры и текстуры которых обуславливаются наличием разнообразных включений минералов. Чаще всего они имеют ксеногенное происхождение, наиболее часто представлены пироксенами, гранатами с высоким содержанием пироповой составляющей, магнезиальными слюдами, высокомагнезиальным оливином, калий-натриевыми полевыми шпатами – анортитом, реже санидином, а также шпинелью, титаномагнетитом и ильменитом [Фролова, Бурикова, 1997; Nikogosian et al., 2018; Xun et al., 2018]. Среди вкрапленников отмечается

плагиоклаз, калиевый полевой шпат, оливин, пироксен. Их составы разнообразны и закономерно изменяются в зависимости от щелочности. Так для пород нормального ряда типичны оливин, клинопироксен (авгит, титан-авгит) и плагиоклаз, сопровождаемые хромшпинелью и титаномагнетитом, реже присутствует амфибол. Для субщелочных и щелочных пород типичны пироксены: геденбергит, феррогеденбергит, эгирин-авгит, эгирин, щелочные амфиболы, биотит. В породах повышенной щелочности встречаются еще и фельдшпатоиды. Салические разновидности пород, представленные дацитами, риолитами, трахириолитами и комендитами, характеризуются невысоким процентом вкрапленников и относительно большими содержаниями акцессорных минералов — апатита, циркона и ортита [Фролова, Бурикова, 1997].

В целом, минеральный состав внутриплитных вулканитов отличается от пород других геодинамических обстановок (вулканических поясов островных дуг и активных континентальных окраин) редкостью ортопироксенов, повышенными содержаниями кальция, титана и щелочей в клинопироксенах, титана и щелочей в гидроксилсодержащих минералах (щелочных амфиболах), хрома в шпинелидах, а также высоким содержанием акцессориев — апатита, циркона, ортита. Типично появление фельдшпатоидов в основной массе субщелочных пород [Фролова, Бурикова, 1997; Ayalewa, 2016].

Особенности элементного состава выражаются, прежде всего, в обогащении пород щелочами, титаном и фосфором. Для основных щелочных разновидностей характерно обогащение некогерентными элементами: Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta и легкими редкоземельными элементами (LREE): La, Ce, Pr, Nd [Грачев, 1987; Фролова, Бурикова, 1997; Ayalewa, 2016; Fun et al., 2019; Özdemir et al., 2019].

По соотношениям  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  точки составов пород отвечают характеристикам PREMA. Но отмечаются случаи, когда эти значения варьируют в широких пределах и существенно отклоняются от области мантийной корреляции [Fun et al., 2019; Özdemir et al., 2018]. В этом случае считается, что в формировании вулканитов участвуют два источника – это обогащенное вещество астеносферы и вышележащая, гетерогенная по составу субконтинентальная литосфера [Macdonald et al., 2001]. Также для пород рифтовых зон характерны повышенные в сравнении с СОХ отношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , что объясняется эффектом коровой контаминации [Harmon, Hoefs, 1987]. В этом случае в распределении элементов на мультиэлементных диаграммах будет отчетливо проявлена Nb и Ta отрицательная аномалия [Туркина, 2014].



### *1.1.2. Источники внутриплитного магматизма*

Впервые на магматические процессы, не связанные с границами литосферных плит, обратили внимание еще в 60-х годах прошлого столетия [Wilson, 1963; Morgan 1968, 1971]. Возникли предположения о существовании горячих точек «hotspot», поставляющих материал из нижней мантии, горячих плюмов, которые прожигают литосферную плиту [O’Nios et al., 1979; Learson, 1991; Cazenave, Thoraval, 1994] и горячих полей [Зоненшайн, Кузьмин, 1983, 1993], формирующих продукты внутриплитного магматизма.

В настоящей работе будет использовано определение А. Хофмана [Hofmann, 1997]: мантийный плюм – это узкий, поднимающийся в твердом состоянии участок мантии, диаметром порядка 100 км, образующийся в горячем граничном слое с низкой вязкостью, расположенном непосредственно над сейсмическим разделом 660 км или около границы кора-мантия на глубине 2900 км.

Формирование плюмов может происходить либо при плавлении окружающего субстрата (тепловое), либо при различии в плотности между веществом плюма и окружающим массивом (химическое). Также возможен и третий вариант совместного взаимодействия - при частичном плавлении окружающего вещества [Добрецов, Кирдяшкин, 1994].

Кратко рассмотрим основные признаки, указывающие на участие в формировании пород мантийного плюма [Грачев, 1994; Добрецов, 2008].

Мантийные плюмы зарождаются на большой глубине, чаще всего это нижняя мантия, слой D” или граница ядро-мантия. Вулканизм может быть проявлен по-разному, чаще это происходит локально на ранних стадиях и протекает вплоть до образования плато-базальтов, объёмы которых могут достигать 1 - 2 млн км<sup>3</sup>. Основываясь на площади излияния вулканитов, можно выделить плюмы (600 - 1200 км) и суперплюмы (1800 - 3500 км).

Формирование магматического расплава плюма предполагает участие металлического вещества ядра и летучих компонентов (H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, SiH<sub>4</sub>, He, CO<sub>2</sub> и др.), которые выделяются из ядра и окисляются при взаимодействии с оксидами мантии, а также вещества нижней мантии. Предполагается, что взаимодействие с веществом нижней мантии незначительное, за исключением потери части летучих компонентов, обогащения <sup>3</sup>He и некоторыми другими изотопами. Неоднородное смешение расплавов плюма и слоев мантии приводит к тому, что валовый состав и большая часть примесных компонентов в магме плюма не сохраняют записи о глубинных источниках и их взаимодействиях между собой. Исключение составляют только изотопные отношения, они не смещаются при разбавлении или закономерно меняются при смешении магм. Согласно данным [Грачев, 1994], отношения изотопов стронция составляют

( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) – 0,7042-0,7052, неодима – ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) – 0,5126-0,5128. Тем не менее, магматизм плюмов обладает своими специфическими особенностями. Для него характерны трещинные излияния, приводящие к широкому развитию платобазальтов, щитовых и лавовых вулканов, типичны рои базальтовых даек.

Химический состав пород также имеет свою специфику. Для них характерен Феннеровский тренд дифференциации, в результате которого происходит обогащение остаточного расплава титаном, железом с одновременным уменьшением содержаний магния, кальция и/или алюминия, в сравнении с составом первичного расплава [Грачев, 1987]. Распределение редкоземельных элементов является важным диагностирующим признаком, значения  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} > 1.8$  и  $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}} > 7$  в базальтах позволяют говорить об участии в их образовании плюмового магматического источника [Schilling et al., 1983, 1992; Le Roex et al., 1983].

Существует и другая точка зрения на химический состав и изотопные характеристики плюмов. Предполагается, что гигантские плюмы могут иметь переменный состав благодаря рециклингу субдуцируемой океанической коры, содержащей различные порции верхнего и нижнего континентального материала. В таком случае будет происходить подъем на поверхность расплава с различными пропорциями компонентов, таких как: NiMU, EMI, EMII [Willbold, Stracke, 2006]. Например, территория Сибирской платформы и её складчатого обрамления на протяжении всего фанерозоя развивалась при участии внутриплитных, в том числе магматических процессов [Ярмолюк и др., 2000; Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. В результате здесь произошло формирование разновозрастных областей эндогенной активности: раннепалеозойских Алтае-Саянской и Вилюйской, позднепалеозойских – раннемезозойских Баргузино-Витимской, Сибирской траптовой, Западно-Сибирской и Центрально-Азиатской рифтовых систем и позднемезозойских-кайнозойских внутриплитных провинций Центральной и Восточной Азии (рис. 1.1.2). Развитие этих областей определялось активностью отдельных мантийных плюмов, деятельность которых, в свою очередь, контролировалась Северо-Азиатским суперплюмом [Ярмолюк и др., 2000].

На основе работ исследователей рифтовых зон Центральной Азии [Альмухамедов и др., 1998; Медведев и др., 2007, 2014; Ярмолюк и др., 2000; Ярмолюк, Коваленко, 2003] можно дополнить основной перечень критериев выделения плюмовых источников. Так породы характеризуются высокими содержаниями титана и повышенной щелочностью. Для вулканитов характерно обогащение некогерентными элементами Rb, Ba, Nb, Ta, Sr и P по отношению к Th, U и LREE, обогащение всеми некогерентными литофильными и редкоземельными элементами в сравнении с породами MORB. Изотопные отношения вулканитов варьируют в широких пределах. Так, согласно работе [Ярмолюк и др. 2000] позднепалеозойские, ранне- и

позднемезозойские вулканические породы внутриплитных областей Сибирской платформы и её складчатого обрамления отличаются высокими содержаниями радиогенного стронция и низкими неодима, что предполагает участие в их образовании обогащенной мантии с характеристиками EMII и умеренно-деплетированной PREMA. Для кайнозойских пород типично обеднение стронцием и обогащение неодимом, близкое породам с характеристиками PREMA [Альмухамедов и др., 1998; Медведев и др., 2014, 2007; Ярмолюк, Коваленко, 2003].

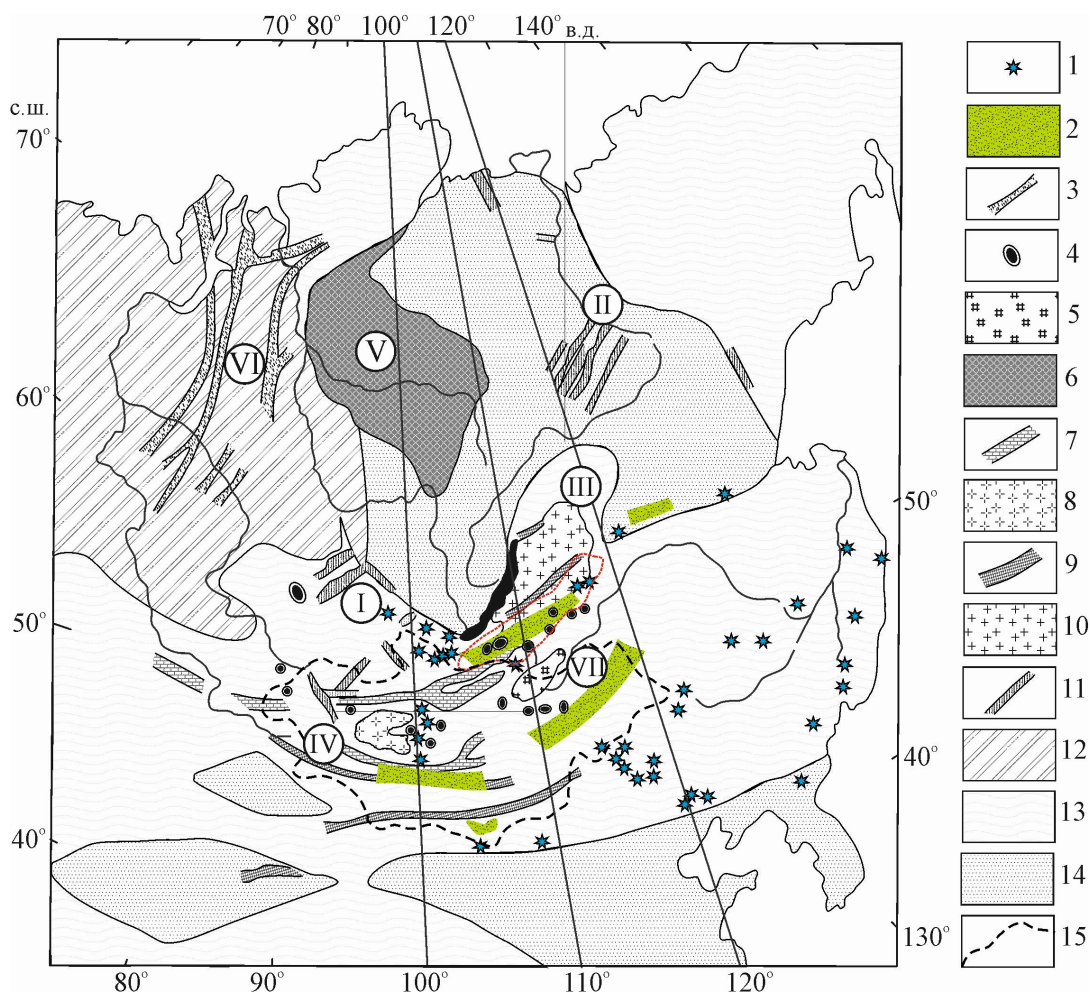


Рис. 1.1.2. Схема размещения ареалов внутриплитного магматизма в пределах Сибирской платформы и её складчатого обрамления по [Ярмолюк и др., 2000].

Условные обозначения: 1-11 – внутриплитные магматические ассоциации: 1 – кайнозойские, 2 – позднемезозойские, 3-5 – раннемезозойские: 3 – рифтовой системы Западной Сибири, 4 – рифтогенных зон Центральной Азии, 5 – Хентейского батолита; 6-8 – пермско-раннетриасовые: 6 – Сибирской трапповой провинции, 7 – рифтовых зон Центрально-Азиатской рифтовой системы, 8 – Хангайского батолита; 9,10 – позднекаменноугольные-раннепермские: 9 – рифтовых зон Центрально-Азиатской рифтовой системы, 10 – Ангаро-Витимского батолита; 11 – девонские; 12 – Западно-Сибирская плита; 13 – складчатые пояса; 14 – платформы; 15 – контур Монголии.

Внутриплитные магматические области и провинции (цифры в кружках): I – Алтае-Саянская, II – Вилюйская, III – Баргузино-Витимская, IV – позднепалеозойская Центрально-Азиатской рифтовой системы, V – Сибирская трапповая, VI – Западно-Сибирской рифтовой системы, VII – раннепалеозойская Центрально-Азиатской рифтовой системы.

Существует точка зрения [Niu and. O'Hara, 2004; Niu et al., 2012], согласно которой источником обогащенных расплавов может служить граница литосферы и астеносферы. Согласно работе [Anderson, 2007], внутриплитные магмы образуются путём плавления наиболее обогащенных и наиболее легкоплавких структур (например: пироксенитов) в верхней гетерогенной мантии, а этот процесс не требует высоких температур.

## ***1.2. Предшествующие исследования***

### *1.2.1. История изучения и выделения мезо-кайнозойских геологических комплексов*

С конца XIX в. Западно-Забайкальские впадины привлекали к себе внимание исследователей Восточной Сибири. Первый вклад в изучение структуры и вулканизма впадин внесли А. Эрман, И.А. Лопатин, И. Д. Черский, В.А. Обручев, Иванов Б.А., Флоренсов Н.А. [Флоренсов, 1960].

В 40-х и 50-х годах XX в. изучением мезо-кайнозойских впадин и их генезиса занимается М.С. Нагибина, в ее работах приводится идея В.А. Обручева о ведущей роли разломов (сбросов) в верхнемезозойской и кайнозойской тектонике Забайкалья [Нагибина, 1951]. В 1951 г. А.А. Арсентьевым и П.М. Клевенским был изучен бассейн р. Уды, ими было указано на наличие мощной толщи эффузивных – туфогенных и осадочных пород, объединенных этими исследователями в цаган-хунтейскую свиту мезозойского (дотургинского) возраста [Арсентьев, Нечаева, 1951].

В 1954 г. Флоренсов Н.А. назвал территорию Витимского плоскогорья с его центральным плато и среднегорье Селенгинской Даурии – Западным Забайкальем и отнес впадины Западного Забайкалья (Гусиноозерскую, Удинскую, Тугнуйскую, Борогойскую, Еравнинскую, Хилокскую и др.) к классу межгорных, которые охарактеризовал как линейно вытянутые прогибы, обычно с плавным переходом плоских днищ в предгорья и с хорошо развитым горным обрамлением [Флоренсов, 1954]. Флоренсов предположил, что многочисленные мезозойские и кайнозойские впадины возникли в одних случаях отдельно, в других занимали приблизительно одни и те же места, но всегда наследовали более древние структурные линии. Он указывал на особенности развития магматизма Западно-Забайкальской области в мезозое – развитие области не свойственно ни типичным геосинклиналям, ни типичным платформам [Флоренсов, 1960].

В районах, прилегающих к Гусинному озеру, устьям р. Чикоя, Хилка и Уды, геологические съемки проводились в предвоенные годы Луненком П.Е., Дербиной А.Е.,

Коровиным С.Н., Арсентьевым А.А., Флоренсовым Н.А., Ивановым Б.А., Черноусовым Я.М. С 1952 по 1960 г. картирование площади проводили Налетов П.И., Наумова Е.И., Колесников А.В., Новиков В.А., по результатам этих работ был выпущен ряд геологических карт и карт полезных ископаемых масштаба 1:200000 для территории Западного Забайкалья.

Детальные исследования проводились Труневым Д.В., Пановым В.И., Храмцовым Г.И., Чабаненко В.А., Прудовским Е.С. В итоге Западно-Забайкальский пояс был выделен как отдельная структура территории Бурятии, пресекающая её по диагонали с юго-запада на северо-восток от верхнего течения р. Джиды по рекам Селенге, Хилку, Уде, через район Еравнинских озер, бассейнов рек Зазы и Худуна и далее на северо-восток вдоль долины р. Витим до её резкого поворота на север.

Изучением пород удинской свиты в районе р. Уда и Мухей занимались П.М. Хренов и Ю.В. Комаров в 1959 г. Они установили, что основание свиты сложено песчаниково-конгломератовыми отложениями мощностью от 500 до 1000 м. Выше по разрезу наблюдается частое переслаивание основных эффузивов и различных туфогенных образований. В пределах свиты появляются перлиты. Общая мощность разреза 1200 – 1500 м. Среди отложений удинской свиты в правом берегу р. Уды ниже урочища Улай-Майло были собраны хорошо сохранившиеся отпечатки флоры и энтомофауны, позволяющие определить возраст свиты как конец средней – начало поздней юры.

Изучением пород хилокской свиты, сложенной осадочно-вулканогенными образованиями и распространенной в Зазинской, Еравнинской и Поперечинской впадинах, занимались В.М. Скобло, В.М. Дубченко, Н.А. Лямина. Ими было сделано обоснование раннемелового возраста свиты и обнаружены обильные останки нижнемеловой фауны в керне скважин, пройденных в Зазинской, Еравнинской и Поперечинской впадинах [Комаров, 1972].

В 1963 году выходит труд Белова И.В. «Трахибазальтовая формация Прибайкалья», в котором автор дает геологическую и петрографическую характеристику вулканитам мезозойских и кайнозойских впадин. В этой работе автор делает попытку определения природы мезокайнозойских структур в Прибайкалье, а также затрагивает вопросы происхождения магм.

В 1965 году геоморфологическое районирование территории Прибайкалья и Западного Забайкалья проводилось Н.А. Флоренсовым и В.Н. Олюниным, которые, исходя из строения и морфологии рельефа, интенсивности и характера проявлений новейших тектонических движений, а также тектонического развития в мезозое и кайнозое, выделили район исследований (Удино-Еравнинскую зону) как Витимское плоскогорье в Забайкальском среднегорье. Они охарактеризовали Забайкальское среднегорье как область слабых и умеренных неотектонических движений, частого чередования кулисообразно расположенных межгорных впадин и горных хребтов [Комаров, 1972].

В 60-х - 70-х годах XX века Боголепов В.К., Булнаев К.Б., Доржиев В.С., Очиров Ц.О., Турунхаев В.И. продолжают исследования по изучению тектоники и геодинамики Забайкалья, в печать выпускается ряд научных трудов и монографий [Боголепов, 1967; Булнаев и др., 1975; Булгатов и др., 1978; Булнаев и др., 1965].

Комаров Ю.В. в 1972 г. выполнил достаточно подробное описание Забайкальских впадин и вулканогенных свит. В своей работе он отметил, что удинская свита распространена в Еравнинской, Удинской и Поперечинской (Эгитинской) впадинах. Позднемезозойский этап формирования Западно-Забайкальской области орогенной активизации сопровождался развитием двух принципиально различных зон разрывных нарушений – продольных и поперечных, контролировавших проявление разного по составу магматизма. С продольными автор связывает изменение трахибазальтовых лав, с поперечными – внедрение мелких интрузивных тел гранитоидов. Комаров пишет о наличии раннемеловых излияний в Поперечинской, Еравнинской и Зазинской впадинах. Также приводит подробное описание Удинской впадины [Комаров, 1972].

В 80-х годах XX века были получены первые К-Аг датировки для вулканических пород Западного Забайкалья. На Витимском нагорье для рифтовых вулканитов, образующих наиболее крупное вулканическое поле площадью 7000 км<sup>2</sup>, получены значения 154,2±0,6 (Витимское нагорье р. Тулдун) и 126,4±2,6 (Витимское нагорье, северо-западнее г. Хоринска) для базальтов юго-западной части нагорья [Багдасарьян, Поляков, 1983]. Эти данные указывают на наличие здесь верхнеюрского – нижнемелового этапа вулканической деятельности. К проявлениям верхнемелового вулканизма относятся оливиновые нефелиниты Витимского нагорья из окрестностей с. Комсомольского 72±2,9; 70,8±3,7. Породы этого типа более не проявляются среди вулканических продуктов изученного района [Багдасарьян, Поляков, 1983].

Также в работе Багдасарьян Г.П., Поляков А.И. и Рощина Н.А. проводят сопоставление вулканических продуктов Прибайкалья и Западного Забайкалья, на основе которого делают заключение о сходстве химического состава вулканических продуктов рифтовой и дорифтовой стадий, которое свидетельствует о существовании в Прибайкалье и Забайкалье области аномальной мантии, по крайней мере, в течение мезозоя.

### *1.2.2. Западно-Забайкальская вулканическая область: разделение на секторы, геохронология, корреляция вулканических толщ*

Необычность тектонического и вулканического развития Западного Забайкалья с самого начала «покорения» Центральной Азии привлекала интерес исследователей. Наибольший

прорыв в изучении мезозойского вулканизма произошел в 90-х годах XX века благодаря исследованиям Ярмолюка В.В., Иванова В.Г. Коваленко В.И., Гордиенко И.В. и Воронцова А.А. Ими были установлены основные закономерности развития и образования впадин Западного Забайкалья, изучен состав вулканитов и определены источники магматизма, выпущен ряд работ посвященных развитию вулканической области. Далее будут приведены общие сведения о Западно-Забайкальской вулканической области, полученные в результате работ перечисленных выше исследователей.

Позднемезозойская – кайнозойская Западно-Забайкальская вулканическая область (ЗЗВО) протягивается от западного фланга хребта Малый Хамар-Дабан на северо-восток до Витимского плоскогорья и далее, достигая в длину 1000 км при ширине 200-300 км. Она выражена в рельефе системой впадин и грабенных, которые прослеживаются вдоль южного склона Байкальской горной области. Область обладает всеми соответствующими рифтовым структурам характеристиками: системой грабенных, горстов, наличием продольных поясов даек и щелочным и умеренно-щелочным вулканизмом.

Развитие области разделяется на несколько этапов – интервалов времени, в течение которых были сформированы те или иные вулканические проявления. Этапы друг от друга отличаются обособленными поверхностями несогласия, пачками терригенных пород, либо структурной позицией, морфологией и типами лавовых построек и субвулканических интрузий. Всего в развитии области насчитывается 13 этапов. Кратко рассмотрим каждый из них: 1. Позднеюрский этап характеризуется вулканическими толщами большой мощности (до 2000-2500 м). Породы представлены широким диапазоном составов от базальтов до дацитов. На геологических картах они отнесены к ичетуйской и удинской свитам; 2. Этап конца поздней юры - начала раннего мела представлен вулканическими ассоциациями пород от базальтов до трахитов; 3. Этап начала раннего мела характеризуется мощными толщами пород до 2000 м. Доля кислых пород уменьшается, преобладают оливиновые базальты. За всю историю вулканизма области на этом этапе происходили самые мощные излияния. На геологических картах они соответствуют хилокской, хысехинской и зазинской меловым свитам; 4. Середина раннего мела характеризуется разнообразным составом ассоциаций, которые условно разделяются на две группы - ассоциации щелочных и субщелочных пород. Вулканическая активность этого этапа связана с отдельными небольшими щитовыми вулканами; 5. На этапе конца раннего мела магматическая активность продолжает затухать, возникают незначительные по размерам, пространственно-разобценные лавовые поля. Наиболее характерными породами этапа являются тефриты и трахибазальты, связанные с небольшими щитовыми вулканами или локальными платоизлияниями; 6. Этап конца раннего – начала позднего мела характеризуется единичными небольшими полями вулканитов, представленными преимущественно тефритами;

7. Этап позднего мела представлен еще более редкими, но разнообразными по составу проявлениями магматизма. По составу породы отвечают кварц-нормативным базальтам. Мощность полого залегающих покровов до 100 м. К этому же этапу относят и базаниты с Комсомольское, образование которых связано с щитовым вулканом, мощность лавовой серии которого превышает 100 м; 8. Продукты магматизма эоценового этапа вскрыты скважинами и масштабы их неизвестны. Они представлены кварц-нормативными базальтами; 9. Раннеолигоценовый этап представлен лакколитами, штоками, экструзивными куполами, которые выделяются куполовидными поднятиями с площадью основания до первых квадратных километров и высотой 100-200 м; 10. На позднеолигоценовом этапе происходили небольшие пространственно разобщенные проявления вулканизма. Лавово-шлаковые вулканы - тефриты и субщелочные оливиновые базальты, их туфы и бомбы. Также характерны излияния толеитовых базальтов, возраст которых датируется 25 млн лет; 11. Средне-позднемиоценовый этап представлен субщелочными оливиновыми базальтами, оливиновыми тефритами или базанитами, кварц-нормативными базальтами, с возрастом 9-15 млн лет; 12. На плиоценовом этапе происходило образование лавовых полей мощностью 60-70 м, представленных тефритами и базанитами; 13. Для плейстоцен-голоценового этапа типичны небольшие центральные вулканы, продуктами которых являются бомбы, шлаки и сильно зашлакованные тефриты [Ярмолюк, Иванов, 2000].

Развитие Западно-Забайкальской вулканической области прослеживается, начиная с поздней юры, вплоть до новейшего времени. Ее формирование носило стадийный характер, определяемый чередованием этапов магматической активности, которые проявлялись периодически. При этом масштабы магматической деятельности во времени закономерно варьируют. Так, ранние (позднеюрские и раннемеловые) этапы развития отличаются наиболее высокой продуктивностью вулканизма. В это время, в интервале между 160 и 110 млн лет, стадийно происходили платобазальтовые излияния [Ярмолюк и др., 1995], в результате которых в грабенах вулканической области сформировались лавовые толщи большой мощности. Излияния происходили на фоне процессов грабенообразования, сформировавших грабены Забайкальского типа и определивших структурный каркас вулканической области. С конца раннего мела и на протяжении позднего мела произошел резкий спад интенсивности вулканизма. В это время (110-50 млн лет) были образованы отдельные центральные или щитовые вулканы, которые незакономерно рассредоточились по площади вулканической области. Для них типичны малые мощности вулканических толщ и незначительные масштабы распространения. С начала кайнозоя наблюдается постепенное усиление вулканической деятельности. Так, в раннем кайнозое между 50 и 25 млн лет произошла серия импульсов вулканической активности в Хилокском грабене, в результате которой были последовательно



сформированы трахибазальтовое плато, серия вулканических куполов и экструзий, отдельные шлаковые вулканы. В позднем кайнозое главные центры вулканизма действовали в северо-восточной части области, где возникли крупное Витимское лавовое плато, долинные лавовые поля и вулканические постройки.

Важным элементом эволюции вулканической области стали направленные изменения во времени состава вулканических ассоциаций, а также омоложение проявлений магматизма в сторону восточных районов. При преобладании основных пород среди продуктов рифтогенного магматизма области магматические ассоциации поздней юры выделяются участием в их строении вулканитов среднего (трахиты) и кислого (трахидациты, трахириолиты, пантеллериты, дациты) составов повышенной щелочности. Эти породы образуют отдельные пакеты большой мощности, иногда характеризуются незакономерным (контрастным) переслаиванием с основными вулканитами. С начала раннего мела началось формирование ассоциаций основных пород высокой щелочности.

Все продукты вулканической деятельности ЗЗВО относятся к субщелочной и щелочной петрохимическим сериям и обладают повышенными в сравнении с ОИВ содержаниями некогерентных элементов. При этом для каждой группы выделяются свои особенности. Для вулканических пород групп средней-поздней юры и раннего мела характерны отрицательные Nb-Ta аномалии, высокие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и низкие  $\epsilon\text{Nd}$ , близкие к составу источника обогащенной мантии типа ЕМII. Вулканиты позднего мела и кайнозоя характеризуются исчезновением отрицательной Nb-Ta аномалии, более низкими отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и положительными  $\epsilon\text{Nd}$ , сопоставимыми с составом источника типа PREMA. Предполагается, что такие характеристики обусловлены участием плюмового мантийного источника, который обеспечил высокие концентрации некогерентных элементов в магматических продуктах близких по составу к ОИВ. Возможно, что за образование магматических пород средней-поздней юры и раннего мела отвечала литосферная метасоматизированная мантия, сформированная под воздействием субдукционных процессов предшествующих этапов развития территории [Ярмолюк, Иванов, 2000].

### ***Выводы***

История изучения впадин Западно-Забайкальской вулканической области началась еще в конце XIX в. Наибольший вклад был внесен в 1990 – 2002 г.г. В этот период были установлены основные геохронологические рубежи развития области, определены основные характеристики вулканитов, изучен их химический состав и изотопные характеристики. Эти исследования показали, что в эволюции магматизма области насчитывается около тринадцати этапов.

Наиболее мощные вулканические извержения пришлись на период средней юры – раннего мела. Наряду с изменениями в объемах происходят изменения и в составах магматических продуктов. Для базальтов ранних этапов характерно наличие Nb-Ta минимума, а также обогащение радиогенным изотопом стронция и обеднение радиогенным изотопом неодима. На поздних этапах с позднего мела и до позднего кайнозоя характеристики существенно меняются, исчезает Nb-Ta минимум, а изотопные характеристики пород приближаются к составу превалирующей мантии (PREMA). Однако полученные сведения о развитии области являются общими. Отдельные ее участки различаются полнотой магматической истории, определяемой количеством проявленных в их пределах этапов магматизма и составом отвечающих им продуктов. Удино-Еравнинская зона, расположенная в восточном районе Западно-Забайкальской вулканической области, до сих пор остается слабо изученной в отношении вещественных и изотопных характеристик развитого в её пределах вулканизма.

## ГЛАВА 3. МЕТОДЫ АНАЛИЗА

### 3.1. Методы валового анализа

#### 3.1.1. Рентгенофлуоресцентный анализ

Определение породообразующих элементов (Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe) для 84 проб, проводили в лаборатории спектральных методов анализа Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии, позволяющим получать наиболее достоверную информацию о содержаниях основных породообразующих элементов в вулканических породах [Амосова, Пантеева, 2015].

Измерения выполнены на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS, Германия), использовали рентгеновскую трубку с родиевым анодом для возбуждения флуоресцентного излучения. Для градуирования методики использовали сертифицированные стандартные образцы горных пород ультраосновного (дунит СДУ-1, серпентинит MGL-GAS), основного (габбро эссекситовое СГД-2, трапп СТ-2), среднего (сыннырит ССн-1, кварцевый диорит СКД-1, алевролит СА-1, гранатбиотитовый плагиогнейс ГБПг-1) и кислого (щелочной агпаитовый, субщелочной и редкометальный граниты СГ-3, СГ-4, MGL-OShBO) составов.

На анализ отбирали по 500 мг стандартных образцов и проб. Навески прокаливали в течение 4 часов в муфельной печи при температуре 950<sup>0</sup>С. Затем смешивали с флюсом (2,15 г LiBO<sub>2</sub> + 5,35 г Li<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub>) в соотношении 1:15 и добавляли 7 капель 4% раствора LiBr. Плавку проводили в платиновых тиглях при температуре 1050<sup>0</sup>С в электропечи TheOX (Claisse, Канада). Расплав выливали из платинового тигля в изложницу диаметром 32 мм, обеспечивая ее полное покрытие.

Относительное стандартное отклонение результатов рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в зависимости от определяемого элемента и уровня его содержания составило в 0,01 – 8,9 %, и не превысило допустимых значений, регламентируемых для методик количественного химического анализа отраслевым стандартом Министерства природных ресурсов и экологии "Нормы погрешности при определении химического состава минерального сырья и классификация методик лабораторного анализа по точности результатов" [ОСТ 41-08-212-04]. Правильность результатов определения породообразующих элементов методом РФА подтверждена анализом зашифрованных стандартных образцов основного (СТ-2А, СГД-2А) и кислого (СГ-4) составов.

### 3.1.2. Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой

Определение редкоэлементного состава 67 образцов вулканических пород Удино-Еравнинской зоны проведено с использованием высокочувствительного многоэлементного метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой – МС-ИСП. Это связано с тем, что широко используемые в геохимическом анализе методы РФА и рентгеноспектральный электронный микронзондовый анализ (РСМА) имеют недостаточно низкие пределы обнаружения [Николаева и др., 2008]. Измерения содержаний V, Co, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Pb, Th, U выполнены на масс-спектрометре с высоким разрешением ELEMENT-2 (ThermoFinnigan, Германия) в Центре коллективного пользования “Изотопно-геохимические исследования” ИГХ СО РАН и квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700x (Agilent Technologies, США) в Центре коллективного пользования “Байкальский центр нанотехнологий” Технопарка при Иркутском научно-исследовательском техническом университете.

Градуировочные растворы были разбавлены 3%-ной  $\text{HNO}_3$  до концентрации 0,5 - 10 мкг/л для каждого элемента. Для стабилизации в растворе таких элементов, как Zr, Nb, Ta и Hf добавляли 0,05 % HF. Дрейф прибора отслеживали по внутреннему стандарту Rh (10 ppb). Для расчета концентраций были выбраны наиболее распространенные изотопы, дающие сигналы, свободные от наложений или подверженные минимальным изобарным и полиатомным помехам.

Пробоподготовку проводили двумя способами [Мысовская и др., 2009; Меньшиков и др., 2016]: 1) кислотного разложения в открытых системах смесью кислот ( $\text{HF}$ ,  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{HClO}_4$ ); 2) сплавлением образцов с безводным метаборатом лития (1:4) в стеклоуглеродных тиглях при последующем разложении плавня смесью HF и  $\text{HNO}_3$ .

1) кислотное разложение использовали для образцов основного и среднего составов, практически не содержащих трудно разлагаемые минералы (циркон, титаномагнетиты, хромиты и др.). Навеска анализируемого образца 100 мг. Пробу переносили в чашку из стеклоуглерода, смачивали водой и растворяли в смеси кислот (10 мл HF + 5 мл  $\text{HNO}_3$  + 2 мл  $\text{HClO}_4$ ). Далее производили удаление фторидов и следов азотной кислоты. Кислотность всех готовых к анализу растворов доводили до 2-3 %.

2) способ сплавления применяли для вулканических пород кислого состава, содержащих трудно разлагаемых минералы (цирконы, гранаты, шпинель). Брали навеску анализируемого образца – 100 мг. Сплавление образцов с безводным метаборатом лития (1:4) проводили в стеклоуглеродных тиглях при последующем разложении плавня смесью перегнанных кислот HF и  $\text{HNO}_3$ . Двойную и тройную перегонку кислот осуществляли

последовательно в системе глубокой очистки кислот subPUR/duo PUR Milestone microwave laboratory systems, затем в блоке Savillex DST-1000 sub-boiling Distillation System. Кислотность всех готовых к анализу растворов составляла 2-3%, окончательный фактор разбавления растворов проб для съемки составляет 10000 раз. Для приготовления всех растворов (промывочные, холостые, градуировочные и анализируемые) использовали воду, очищенную с помощью аппарата Millipore-ELIX-3 (Millipore SA, Франция).

Относительное стандартное отклонение результатов МС-ИСП анализа составило не более 0,1 мг/кг и лишь для некоторых элементов (Ba, Sr) менялось в пределах 1,0 – 10 мг/кг, в зависимости от метода пробоподготовки. Правильность результатов определения породообразующих элементов подтверждена анализом зашифрованных стандартных образцов: JB-2 (базальт, Япония), СТ-2А (трапп, РФ), JGB-1 (габбро-эссекситовое, РФ), AGV-2 (андезит, США), RGM-1 (риолит, США), JR-1 (риолит, Япония), JG-3 (роговообманковый-биотитовый гранодиорит, Япония).

### 3.1.3. Изотопная масс-спектрометрия Rb-Sr и Sm-Nd

Оценка состава магматического источника во времени выполнена по данным изотопного состава стронция и неодима в 19 образцах основного состава, в связи с тем, что такие породы присутствуют на всех этапах развития магматизма Удино-Еравнинской зоны. Измерения выполнены в Центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН и в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

Для изотопного анализа к навеске истертого в пудру образца массой 100-200 мг добавляли два смешанных трассера ( $^{149}\text{Sm}+^{150}\text{Nd}$  и  $^{85}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$ ). Разложение выполняли смесью кислот  $\text{HF}+\text{HNO}_3+\text{HClO}_4$  при температуре  $120^\circ$  или  $180^\circ\text{C}$ . Выделение Rb, Sr и суммы редкоземельных элементов проводили на катионите BioRad AG-50W-X8 с размером частиц 200-400 меш). Выделение Nd и Sm из суммы REE осуществляли на колонках LN-Spec (Eichrom, США) Уровень холостого опыта составлял: Nd<0,5 нг, Sm<0,3 нг, Sr<0,15 нг и Rb<0,05 нг. Изотопные отношения измеряли на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме или Sector-54 в статическом (Sm, Rb) и мультидинамическом (Sr, Nd) режиме.

Измеренные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$  и приведены к отношению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,511860$  в Nd стандарте La Jolla. За период измерений средневзвешенное значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (La Jolla) составило  $0,511839\pm 7$  ( $2\sigma_{\text{ср}}$ ,  $n=12$ ). Измеренные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  нормализованы к отношению  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$ , и приведены к отношению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,71025$  в Sr стандарте SRM-987. Средневзвешенное значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

(SRM-987) за период измерений составило  $0,710253 \pm 10$  ( $2\sigma$ ,  $n=15$ ).

Точность определения изотопных отношений составила менее 0,5% для  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , 0,005% –  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , 1% –  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , 0,01% –  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

### *1.1.3 Изотопная масс-спектрометрия кислорода*

Определение изотопного состава кислорода проводили в аналитическом центре Геологического института СО РАН, г. Улан-Удэ. Образцы для анализа были представлены зернами пироксена, отобранными из вулканических пород основного состава всех этапов развития Удино-Еравнинской зоны. Для изотопного анализа кислорода использовали только чистые минералы (в виде осколков) общим весом 1,5-2,5 мг.

Измерения изотопного состава кислорода выполняли в виде  $\text{O}_2$  на газовом масс-спектрометре FINNIGAN MAT 253 (Thermo Scientific, США) с использованием двойной системы напуска в классическом варианте (стандарт–образец).

Подготовку образцов для определения величин  $\delta^{18}\text{O}$  проводили с использованием метода лазерного фторирования (ЛФ) на опции “лазерная абляция с экстракцией кислорода из силикатов” в присутствии реагента  $\text{BrF}_5$  по методу [Sharp, 1990].

Проведение реакции осуществляли в оперативном режиме с полным контролем по монитору, что позволило визуально контролировать ход реакции и полноту разложения образца, менять режим (мощность и фокусировку лазерного луча) для достижения полного испарения образца. При ЛФ не происходит фракционирования кислорода из-за малого времени проведения реакции и высокой температуры. На разложение одного образца требуется не более 15-20 минут, что сводит к минимуму возможность загрязнения полученного газа атмосферными примесями.

Расчеты  $\delta^{18}\text{O}$  были выполнены относительно международных стандартов NBS-28 (кварц) и NBS-30 (биотит). Правильность полученных значений контролировали регулярными измерениями собственного внутреннего стандарта ГИ-1 (кварц) и лабораторного ИГЕМ РАН Polaris (кварц). Погрешность полученных значений  $\delta^{18}\text{O}$  находилась на уровне  $(1\sigma) \pm 0,2 \text{ ‰}$ .

## **3.2. Методы локального анализа**

### *3.2.1 Метод рентгеноспектрального электронного микронзондового анализа*

Исследование состава минералов в образцах вулканических пород УЕЗ проводили в ИГХ СО РАН. Метод РСМА позволил получить наиболее точные значения при исследовании

состава минералов. Предел обнаружения исследуемых элементов Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe варьирует от 0,1 до 0,05 мас. %, что удовлетворяет изучению минеральных фаз пород каждого из трех этапов вулканизма УЕЗ. Для анализа были использованы прозрачно-полированные шлифы, изготовленные в шлифовальной мастерской ИГХ СО РАН.

Исследования проводили с помощью электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализатора JXA8200 (JEOL Ltd, Япония), укомплектованного пятью волновыми спектрометрами с кристаллами-анализаторами LDE1, LDE2, TAP, LDEBH, TAPH, PETJ, PETH, LiF и LiFH и энергодисперсионным спектрометром EX-84055MU (JEOL Ltd, Япония) [Павлова, Анчутина, 2012].

Правильность результатов определения породообразующих элементов подтверждена анализом зашифрованных стандартных образцов: ol 733st (оливин), gran st – гранат, ort st (ортоклаз), ilm gf-55 st (ильменит), f-app st (апатит).

## ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УДИНО-ЕРАВНИНСКОЙ ЗОНЫ

### *3.1. Общие геологические сведения о развитии Удино-Еравнинской зоны в мезозое*

Удино-Еравнинская зона расположена в восточной части Западно-Забайкальской вулканической области и включает в себя четыре грабена: Эгитинский, Удинский, Еравнинский и Зазинский. Фундамент грабенов сложен интрузивными палеозойскими образованиями. Грабены выполнены породами юрской – удинской и меловых – хилокской и зазинской свит, представленных в основном вулканитами, а также палеоценовыми и современными четвертичными осадочными образованиями (рис. 3.1.1).

Эгитинский грабен протягивается от восточного окончания хр. Зусы до оз. Могзон на расстояние около 70 км при ширине 22 – 25 км. Центральная часть грабена заполнена породами средне-позднеюрской удинской свиты, которые перекрываются вулканитами меловой хилокской свиты, распространенной вдоль р. Поперечная и Барун-Эгита.

Удинский грабен трассируется долиной р. Уда от г. Улан-Удэ до оз. Большое Еравное на расстояние более 250 км при ширине 20-30 км. Осевая часть грабена заполнена меловыми вулканическими породами хилокской свиты и молассовыми отложениями гусиноозерской серии, а также современными речными осадками. На бортах грабена наблюдаются выходы вулканических пород триасовой цаган-хунтейской и средне-позднеюрской удинской свит. Они распространены, преимущественно, в восточной части в предгорьях хр. Зусы. Здесь вулканиты залегают на гранитоидах сиенит-гранитового куналейского и породах первой и второй фаз сиенит-гранодиорит-гранитового витимканского комплексов.

Еравнинский грабен простирается в северо-восточном направлении от оз. Бол. Еравное до р. Витим на расстояние около 120 км при ширине от 10 до 30 км. Он заполнен меловыми осадочными породами зазинской свиты и современными озерными отложениями. Вулканические образования выходят на бортах грабена в пределах выступов его основания и представлены цаган-хунтейской, удинской и хысехинской свитами, которые перекрывают породы первой фазы сиенит-гранодиорит-гранитового витимканского комплекса.

Зазинский грабен простирается в северо-восточном направлении от оз. Нохони до р. Витим на 100 км при ширине 8–12 км. В его пределах выделяются породы раннетриасовой цаган-хунтейской свиты и средне-позднеюрской удинской серии, которые залегают



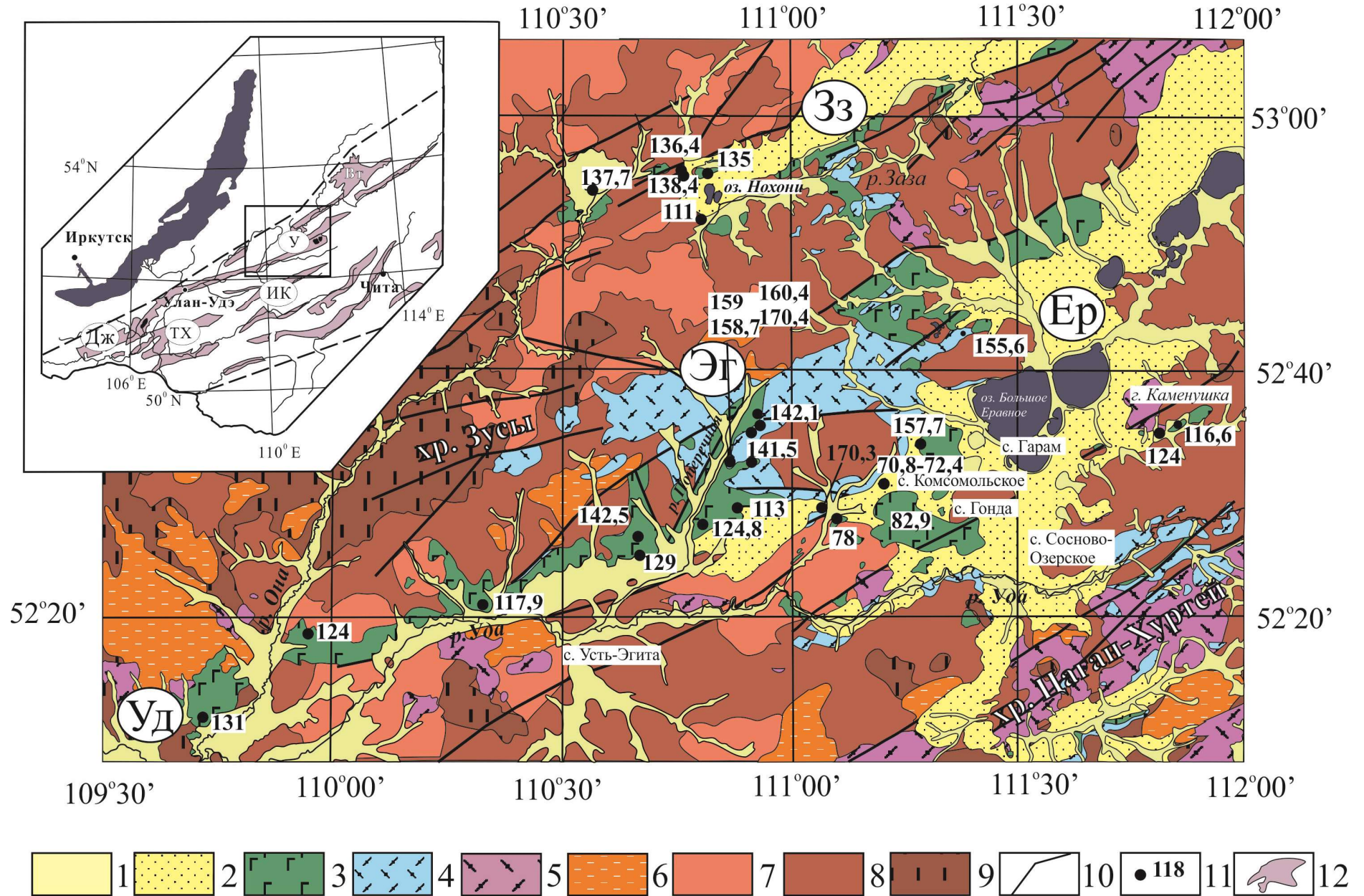


Рис. 3.1.1. Схема геологического строения Удино-Еравнинской зоны по материалам [Геологическая карта, 1970; Геологическая карта, 1971; Государственная геологическая карта, 2011]. При систематизации геохронологических сведений использованы данные [Ярмолук, Иванов, 1998, 2000; Воронцов и др., 2016].

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – поздний мел-палеогеновые осадочные породы; 3 – 5 вулканические образования: 3 – меловых хилокской (Удинская и Еравнинская впадина) и зазинской (Зазинская впадина) свит; 4 – средне-позднеюрской удинской свиты; 5 – триасовой цаган-хунтейской свиты; 6 – 9 – интрузивные породы представляющие фундамент впадин: 6 – триасового сиенит-гранитового комплекса; 7 – первой фазы витимканского сиенит-гранодиорит-гранитового комплекса; 8 – второй фазы витимканского сиенит-гранодиорит-гранитового комплекса; 9 – пермским бичурским габбро-монзонит-гранитовым комплексом; 10 – разломы; 11 – места опробования и возраст (млн лет), 12 – мезозойские впадины и грабены (на врезке). Грабены (буквы в кружках): Эг – Эгитинский, Уд – Удинский, Ер – Еравнинский и Зз – Зазинский.

Врезка: Схема районирования Западно-Забайкальской вулканической области. Буквами в кружках обозначены секторы, выделенные [Ярмолук, Иванов, 1998]: Дж – Джидинский, ТХ – Тугнуйско-Хилокский, ИК – Илькино-Кижингинский, У – Удинский. В прямоугольнике выделен район исследований. Пунктирной линией показаны границы вулканической области. Вт – Витимское лавовое плато.

на южном борту. Осевая часть впадины заполнена вулканогенно-осадочными породами зазинской свиты, которые перекрывают породы первой и второй фаз витимканского комплекса.

На протяжении всего мезозоя Удино-Еравнинская зона существовала в режиме внутриплитной внутриконтинентальной активности. Первые проявления магматизма начались в раннем триасе. В это время произошло формирование куналейского сиенит-гранитового комплекса. Породы комплекса распространены в Удинской впадине, где перекрываются вулканитами цаган-хунтейской и удинской свит. К комплексу отнесены только массивы щелочных гранитоидов. Они образуют плутоны размером от 0,5 до 350 км<sup>2</sup>, размещение которых контролируется разломами преимущественно северо-восточного простирания. Вопрос о времени формирования комплекса в настоящее время остается дискуссионным. Изотопные уран-свинцовые и рубидий-стронциевые определения возраста для Хоринской вулканоплутонической структуры соответствуют датировкам 270–285 и 268–288 млн лет [Посохов и др., 2005], 281 – 276 млн лет [Цыганков и др., 2010], что отвечает ранней перми. В хр. Цаган-Хуртей щелочные гранитоиды, отнесенные к куналейскому комплексу, прорывают флористически охарактеризованные вулканогенно-терригенные образования ранней юры [Объяснительная записка, 2011].

Породы цаган-хунтейской свиты распространены на территории Удинского, Еравнинского и Зазинского грабенов. Нижняя возрастная граница цаган-хунтейского комплекса устанавливается по наличию в обломочной части свиты гранитоидов бичурского и вулканитов тамирского комплексов поздней перми. Верхняя граница определяется прорыванием эффузивов гранитоидами куналейского комплекса раннего триаса, а также находением гальки первых в

конгломератах харюлгатинской свиты и бадинского комплекса средней–поздней юры. Нижняя часть разреза представлена трахибазальтами, трахиандезибазальтами, андезитами, их туфами, туфопесчаниками; верхняя — трахидацитами, трахириодацитами, риолитами, их туфами, кластолавами, игнимбритами, автомагматическими брекчиями, туфоконгломератами. Возраст свиты, определенный разными исследователями, колеблется в широком диапазоне интервалов от 212 до 162 млн лет. Так по материалам [Объяснительная записка, 2011] радиологический возраст, определенный калий-аргоновым методом по биотиту, составляет 162–194 млн лет, по данным Rb-Sr датирования вулканических толщ Цаган-Хуртейского грабена, возраст свиты отвечает интервалу 207 – 212 млн лет [Воронцов и др., 2004, 2015]. Эти датировки подтверждаются и данными рубидий-стронциевого метода - 212 млн лет [Литвиновский и др., 2001].

В средней юре на территории Удино-Еравнинской зоны произошло возобновление магматической активности. Проявления вулканизма происходили в три этапа: средней-поздней юры, раннего мела и позднего мела.

### ***3.2. Средне-позднеюрский этап (174 – 154 млн лет)***

Излияния магм удинской свиты произошли в средней-поздней юре. Они распространены на всей территории Удино-Еравнинской зоны, но максимальная площадь их выходов наблюдается в Эгитинском грабене, формирование которого произошло в позднем мелу и носило компенсационный характер [Ярмолук, Иванов, 2000]. Этот грабен заложен на домезозойском фундаменте, представленном преимущественно интрузивными телами витимканского сиенит-гранодиорит-гранитного комплекса (рис. 3.2.1.).

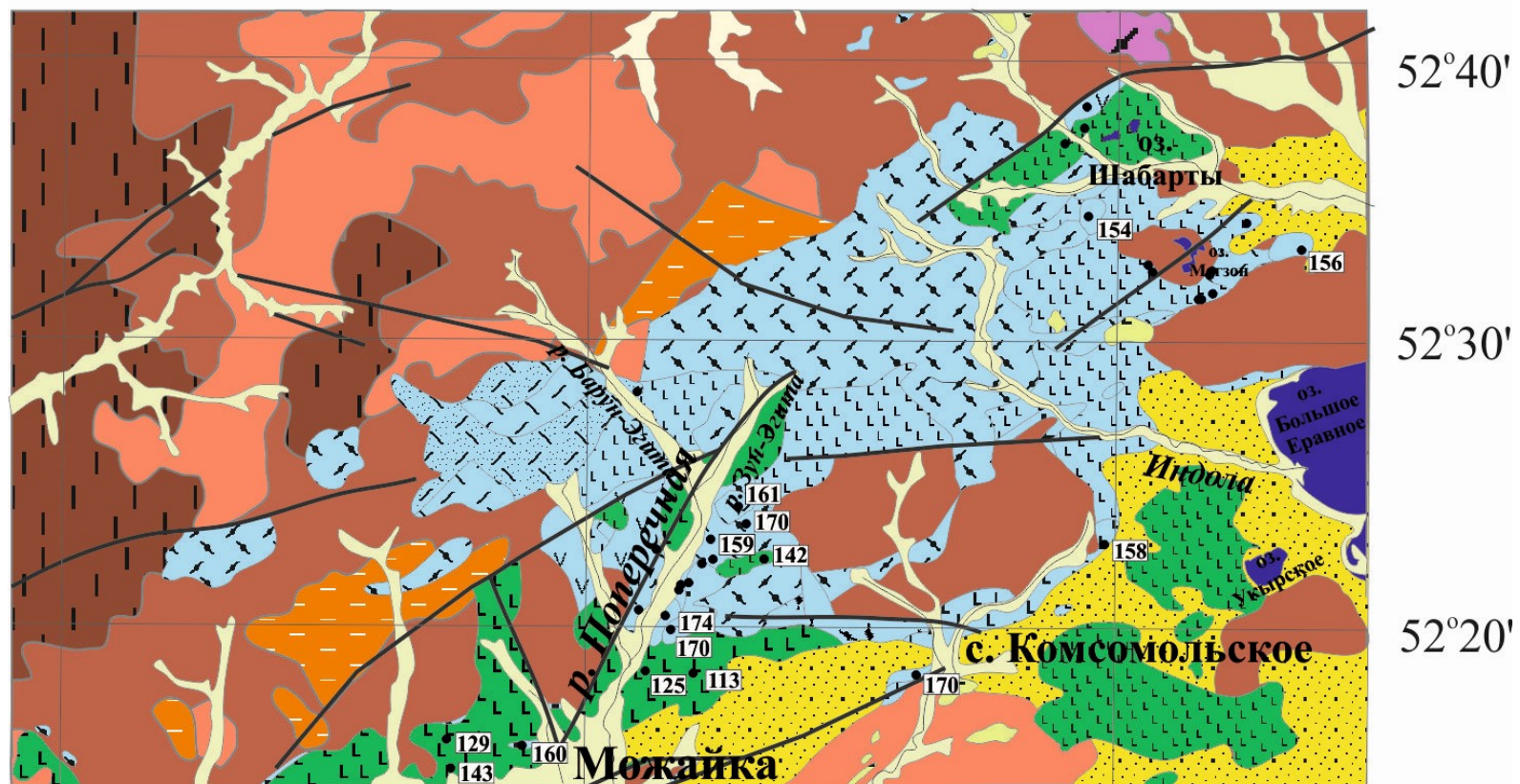
Вулканическая толща удинской свиты сложена породами широкого диапазона составов от основных (трахибазальтов) до кислых (трахириодацитов). Наиболее полный разрез вскрывается в нижнем обрамлении Удинского и Еравнинского грабенов. Нижнюю часть разреза составляет толща трахиандезитов мощностью около 50 м. Верхняя часть сложена дифференцированной серией пород от трахиандезитов до трахириодацитов. Мощность толщи варьирует в пределах 300 – 350 м. В свою очередь, вулканисты перекрываются мощной толщей конгломератов (до 1200 м). Основание разреза близ р. Эгита сложено светло-серыми лавобрекчиями риодацитов с флюидалльной текстурой.



110°15'

110°45'

111°15'



52°40'

52°30'

52°20'

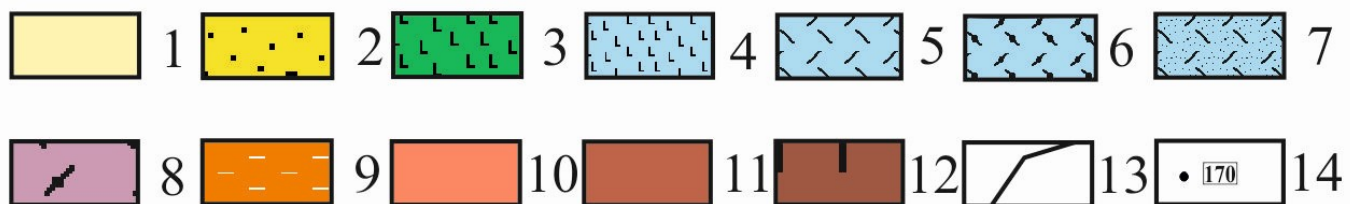


Рис. 3.2.1 Схема геологического строения Эгитинского грабена с дополнениями. При систематизации геохронологических сведений использованы данные [Ярмолюк, Иванов, 2000; Ярмолюк, 1998, Воронцов и др., 2016]. Схема составлена по материалам [Геологическая карта, 1970; Геологическая карта, 1971; Государственная геологическая карта, 2011] и результатам полевых работ автора.

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – поздние мел-палеогеновые осадочные породы; 3 – вулканические образования основного состава хилокской свиты, преимущественно базальты; 4 – 7 – вулканические образования удинской свиты: 4 – основного состава (трахибазальты); 5 – среднего состава, преимущественно трахиандезиты и трахиты; 6 – щелочные породы кислого состава (трахидациты и трахириодациты); 7 – кислого состава (преимущественно туфы); 8 – вулканические образования цаган-хунтейской свиты, 9 – 12 – интрузивные породы представляющие фундамент впадин: 9 – триасового сиенит-гранитового комплекса; 10 – первой фазы витимканского сиенит-гранодиорит-гранитового комплекса; 11 – второй фазы витимканского сиенит-гранодиорит-гранитового комплекса; 12 – пермский бичурский габбро-монцонит-гранитовый комплекс; 13 – разломы; 14 – места опробования и возраст (млн лет).

Выше по разрезу, близ слияния рек Зун-Эгита и Барун-Эгита, залегают порфиновые трахиандезиты, которые, в свою очередь, прорываются базальтовой дайкой. В краевых частях дайки обнаружены туфобрекчии с обломками вмещающих конгломератов. В районе р. Поперечная породы удинской свиты перекрываются базальтоидами меловой хилокской свиты и осадочными породами гусиноозерской серии. В предгорьях хр. Зусы залегает серия покровов трахибазальтов и трахиандезитов с прослоями шлаков и лавобрекчий. Мощность каждого из покровов составляет около 15-20 метров. Выше по разрезу трахибазальты сменяются трахиандезитами с линзами туфопесчаников и туфогравелитов, общая мощность которых не превышает 50 м. Трахиандезиты перекрыты маломощной (до 40 м) серией кислых вулканитов, которые в свою очередь перекрываются пачкой песчаников (10 м) с примесью туфового материала. Верхнюю часть разреза слагают потоки трахибазальтов и трахиандезитов, общей мощностью около 300 м [Воронцов и др., 2016]. Северная часть грабена, в районе оз. Шабарты, сложена, преимущественно, щелочно-салическими породами (в основном трахидацитами), которые перекрываются трахибазальтами раннего мела. Основание разреза в районе оз. Могзон сложено афировыми трахидацитами и светлыми риолитовыми туфами, которые перекрываются трахиандезитами и трахитами.

Средне-позднеюрский возраст удинской свиты подтверждается К-Аг датировками, полученными для пород Удино-Еравнинской зоны, варьирующими в пределах 174 – 154 млн лет [Воронцов и др., 2016; Ярмолюк, Иванов, 2000] и находками филоподовой фауны в её отложениях [Скобло и др. 2001].

### 3.3. Раннемеловой этап (143 – 111 млн лет)

Меловые породы выделяются во всех грабенах Удино-Еравнинской зоны. Согласно К-Аг радиоизотопным данным, магматические процессы здесь происходили в течение всего мелового периода (143 – 111 млн лет). Продукты магматизма отвечают базальтам и выделяются морфологически в виде лавового плато. Были изучены вулканические поля Эгитинского, Удинского, Зазинского и Еравнинского грабенов.

В Эгитинском грабене (рис. 3.2.1) вулканизм протекал в средней-поздней юре (удинская свита) и в раннем мелу. Геохронологические данные, полученные для трахибазальтов грабена, отвечают  $113\pm 1,7$ ,  $125\pm 2,9$ ,  $129\pm 3,4$  и  $143\pm 1,6$  млн лет [Воронцов и др., 2016]. Вулканиды распространены в центральной части грабена, вдоль р.р. Поперечная и Барун-Эгита, где залегают на породах удинской свиты и перекрываются осадками гусиноозерской серии. В нижней части разреза преобладают базальтовые лавобрекчии и пористые базальты, переходящие выше в плотные афировые разновидности. Общая мощность лавового поля оценивается в 400 – 450 м. В обрамлении оз. Шабарты вскрываются породы базальт-андезитобазальтовой ассоциации с преобладанием порфировых андезитобазальтов в основании толщи. Выше по разрезу залегают афировые базальты, образующие уступы по левому борту долины р. Тулдун.

В Удинском грабене наиболее хорошо изучены вулканические поля в окрестностях д. Ашанга и Алан. Основание разреза междуречья Ашанга и Зун-Ашанга сложено базальтовыми трахиандезитами светло-серого цвета, представленными афировыми и порфировыми разновидностями. Выше по разрезу наблюдаются выходы порфировых стекловатых базальтов, во вкрапленниках хорошо видны лейсты бесцветного плагиоклаза. Вулканиды залегают на гранитах витимканского и бичурского комплексов (рис. 3.3.1). Данные К-Аг возраста для базальтоидов впадины:  $118\pm 3,1$ ,  $124\pm 2,5$  и  $131\pm 1,8$  млн лет. В окрестностях деревни Алан на граниты Витимканского комплекса налегает толща щелочных базальтов. Отчетливо виден контакт. На контакте базальты черные, стекловатые, свежие, во вкрапленниках присутствует плагиоклаз. В карьере, недалеко от оз. Хой-Нур, обнаружены гиалокластиты. Они содержат обломки базальтовых стекол и самих базальтов, спаянных палагонитовым цементом коричневого цвета.

Породы Зазинского грабена обнажаются как во внутренней его части, так и на его бортах (рис. 3.3.2). Радиологический возраст вулканидов отвечает меткам –  $111\pm 4,6$ ,  $136\pm 2,8$  и  $138\pm 4,1$  млн лет. Породы представлены базальтами с редкими прослоями шлаков, бомб и

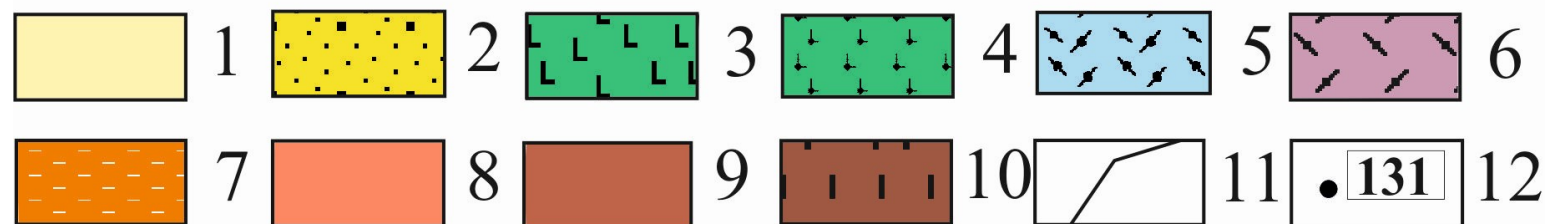
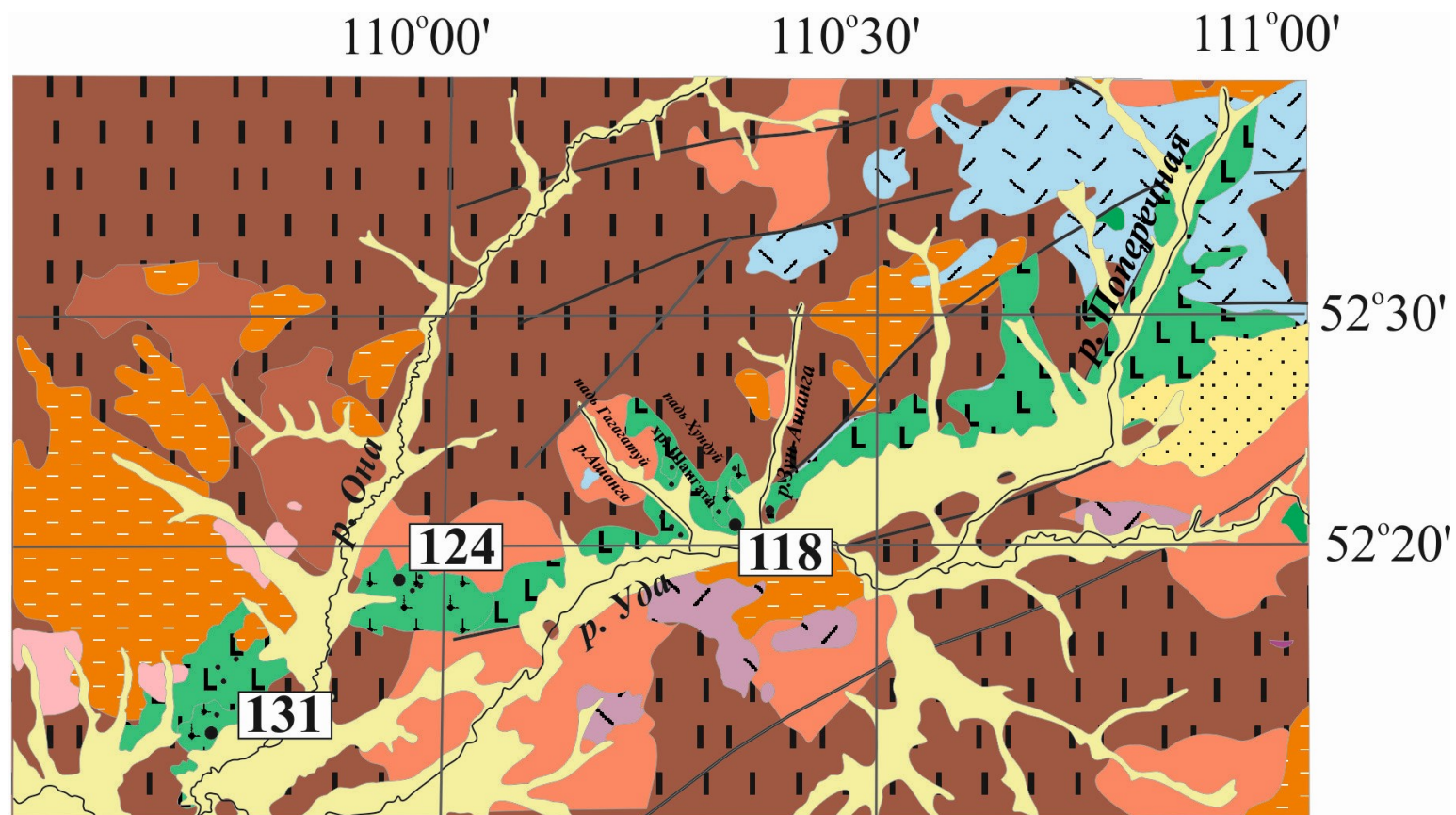


Рис. 3.3.1. Схема геологического строения Удинского грабена. При систематизации геохронологических сведений использованы данные [Ярмолюк, Иванов, 2000; Ярмолюк, 1998, Воронцов и др., 2016]. Схема составлена по материалам [Геологическая карта, 1970; Геологическая карта, 1971; Государственная геологическая карта, 2011] и результатам полевых работ автора.

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – поздний мел-палеогеновые осадочные породы; 3 – 4 – вулканические образования основного состава хилокской и зазинской свит: 3 – субщелочные; 4 – щелочные; 5 вулканические образования удинской свиты; 6 – вулканические образования цаган-хунтейской свиты, 7 – 10 – интрузивные породы представляющие фундамент впадин: 7 – триасового сиенит-гранитового комплекса; 8 – первой фазы витимканского сиенит-гранодиорит-гранитового комплекса; 9 – второй фазы витимканского сиенит-гранодиорит-гранитового комплекса; 10 – пермским бичурским габбро-монцонит-гранитовым комплексом; 11 – разломы; 12 – места опробования и возраст (млн лет).

лавобрекчий. Мощность толщи здесь не превышает 200 м. Изучено лавовое поле в районе оз. Нохони. Оно сложено серыми афировыми базальтами, видны вкрапленники плагиоклаза. Достаточно хорошо видна поверхность покрова: рыжие пузыристые корки и шлаки. Поле перекрывается осадочными образованиями гусиноозерской серии, мощность которых превышает 400 м.

В Еравнинском грабене в раннем мелу было сформировано небольшое поле трахибазальтов в окрестностях г. Каменушка (рис. 3.3.3.). К-Аг датировки пород этого поля:  $117 \pm 3,1$  и  $124 \pm 1,5$  млн лет.

### ***3.4. Позднемеловой этап (83 – 78 млн лет)***

Для позднего мела характерно образование небольших по площади (до 1 км<sup>2</sup>) проявлений умереннощелочных базальтов. Они распространены локально в окрестностях с. Гонда ( $83 \pm 1,2$  млн лет), Гарам и р. Гавриловка ( $78 \pm 2,7$  млн лет), где с размывом залегают на раннемеловых вулканитах (рис. 3.3.3) [Воронцов и др., 2016]. Вулканическое поле в окрестностях с. Гарам сложено массивными серыми и черными плотными базальтами. В рельефе оно выражено в виде гряды субширотного простирания, границы покровов не видны.

Последние извержения на территории зоны датируются –  $72 \pm 2,9$  и  $70,8 \pm 3,7$  млн лет [Багдасарьян, Поляков, 1983]. В этот период произошло образование щитового вулкана базанитов в окрестностях с. Комсомольское. Вулканиты формируют тело 50x150 м с восточной стороны села и россыпи - с западной стороны. Породы черные, стекловатые, верхняя часть покрова светло-серая рыхлая.



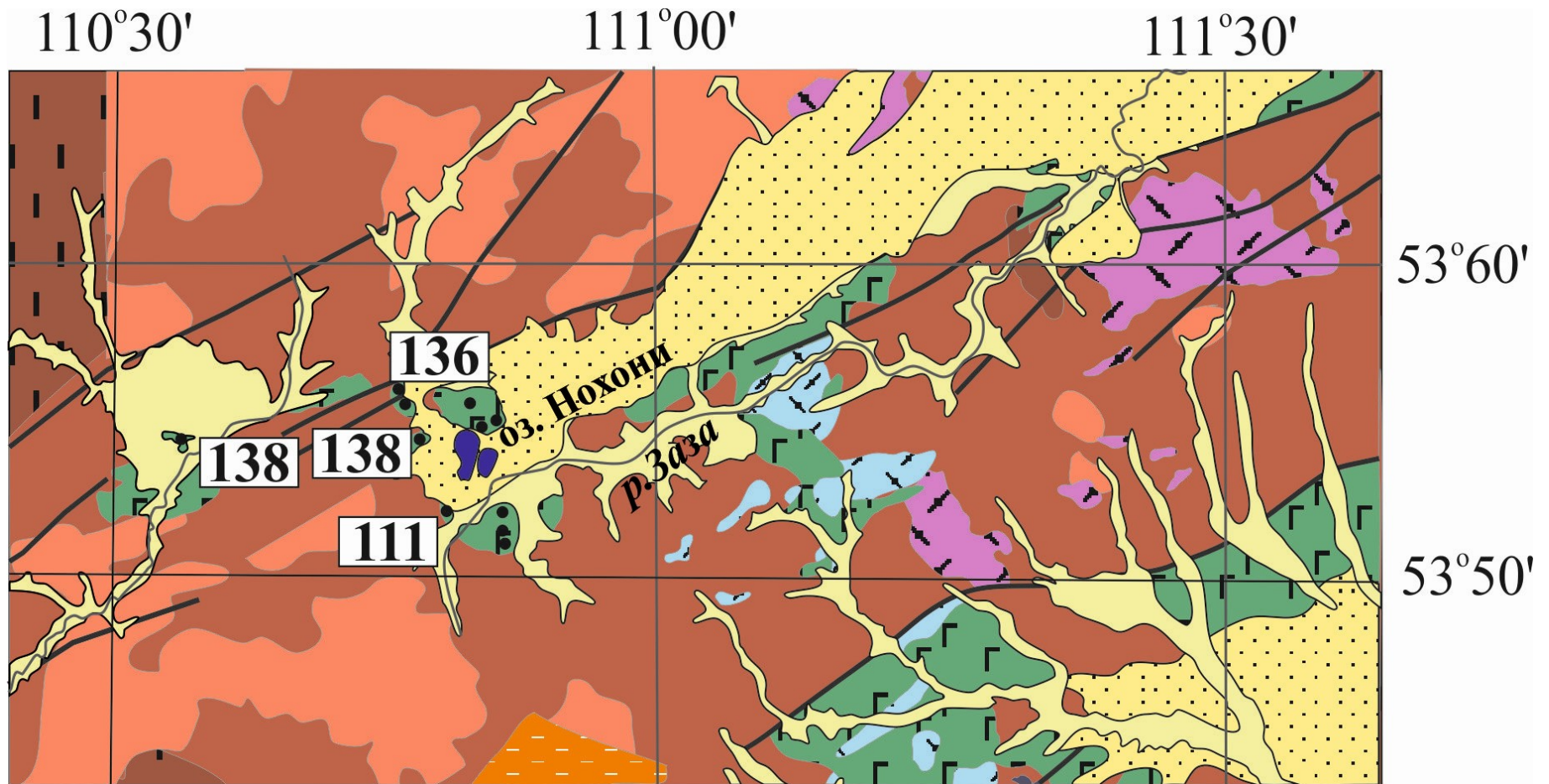


Рис. 3.3.2. Схема геологического строения Зазинского грабена. При систематизации геохронологических сведений использованы данные [Ярмлюк, Иванов, 2000; Ярмлюк, 1998, Воронцов и др., 2016]. Схема составлена по материалам [Геологическая карта, 1970; Геологическая карта, 1971; Государственная геологическая карта, 2011] и результатам полевых работ автора.

Условные обозначения: см. рис. 3.3.1

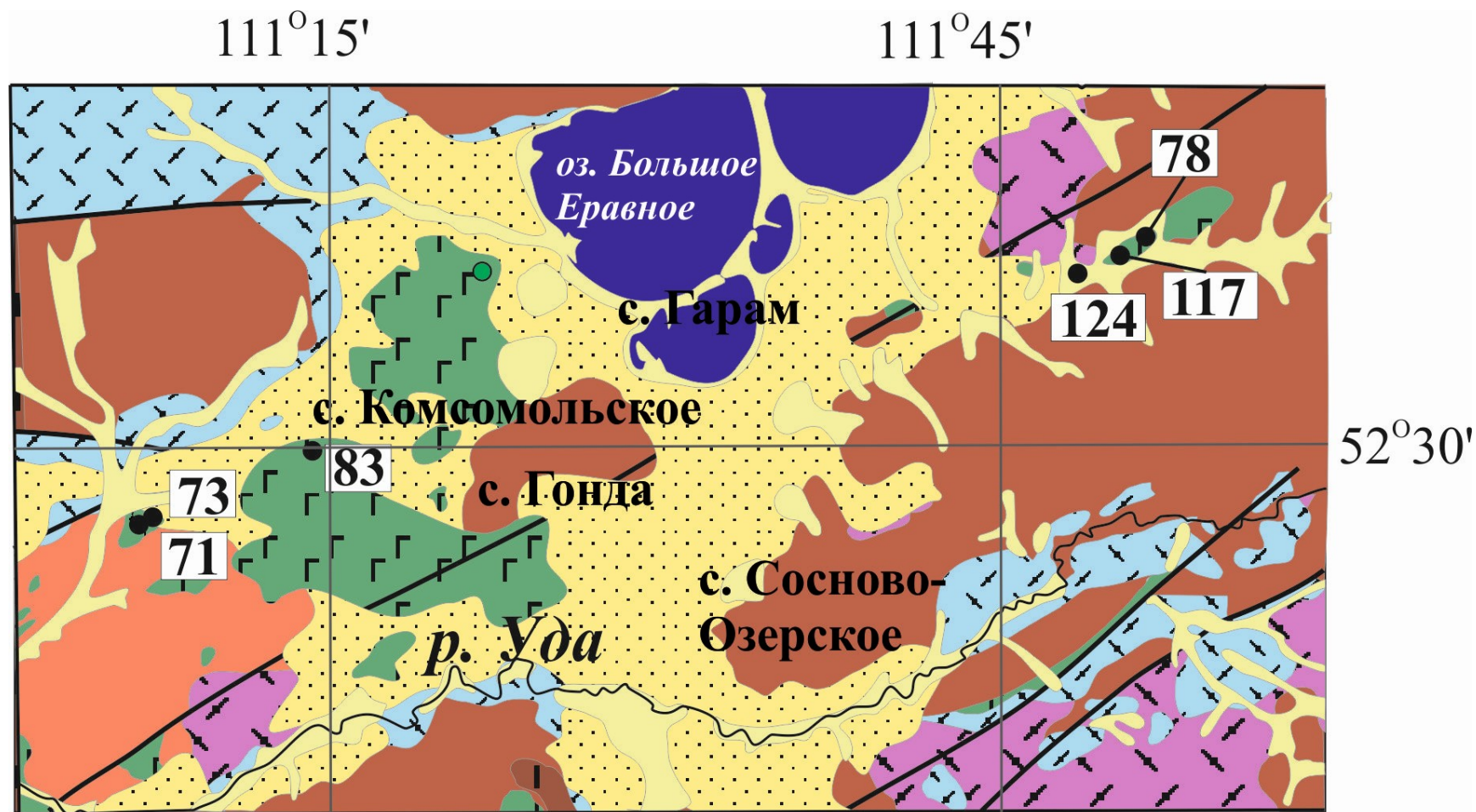


Рис.3.3.3. Схема геологического строения Еравнинского грабена. При систематизации геохронологических сведений использованы данные [Ярмолюк, Иванов, 2000; Ярмолюк, 1998, Воронцов и др., 2016]. Схема составлена по материалам [Геологическая карта, 1970; Геологическая карта, 1971; Государственная геологическая карта, 2011] и результатам полевых работ автора.

Условные обозначения: см. рис. 3.3.1

### ***Выводы***

Удино-Еравнинская зона занимает северо-восточную часть Западно-Забайкальской вулканической области и включает в себя четыре грабена, выполненных вулканическими породами мезозоя. Грабены заложены на домезозойском фундаменте, представленном интрузивными породами комплексов, относимых к Ангаро-Витимскому батолиту. Развитие Удино-Еравнинской зоны происходило в три этапа вулканической активности. Этап средней – поздней юры (174 – 154 млн лет) представлен широким диапазоном пород от трахибазальтов до трахириодацитов. Раннемеловые вулканы (143-111 млн лет) представлены трахибазальтами и щелочными базальтами. На этапе позднего мела (83 – 71 млн лет) объёмы магматизма резко сокращаются. В это время формируются небольшие по площади лавовые поля трахибазальтов и образование щитового вулкана сложенного базанитами.



## ГЛАВА 4. ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

### 4.1. Средне-позднеюрский этап (174 – 154 млн лет)

#### Краткая петрографическая характеристика пород

Для трахибазальтов типичны массивные текстуры (рис. 4.1.1), мелкопорфировые структуры. Основная масса пилотакситовая в комбинации с микролитовой сложена плагиоклазом и щелочным полевым шпатом.

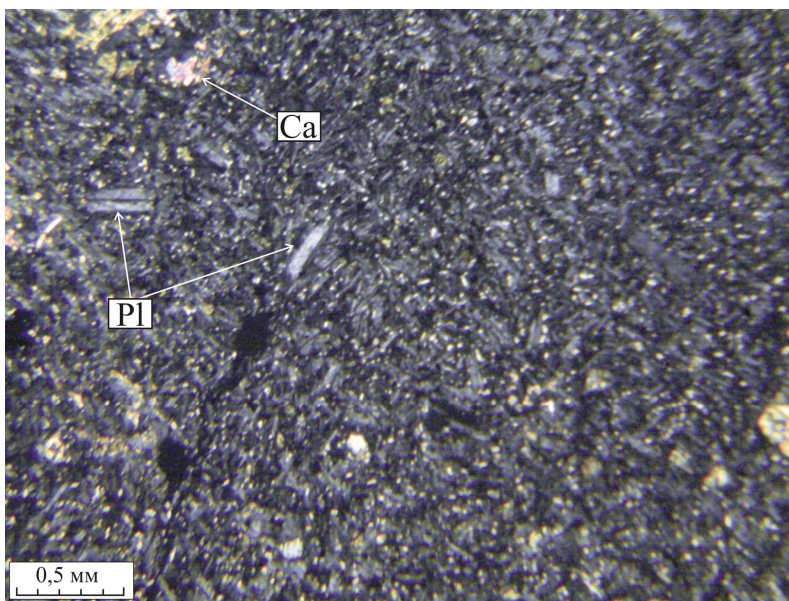


Рис. 4.1.1. Мелкопорфировая структура трахибазальтов. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза и щелочного полевого шпата (при скрещенных поляризаторах). Во вкрапленниках плагиоклаза (Pl). Вторичные изменения представлены карбонатами (Ca).

Вкрапленники представлены пироксеном, щелочным полевым шпатом, плагиоклазом, реже оливином. Их размеры составляют 0,3-0,6 мм, реже наблюдаются зерна плагиоклаза достигающие 1 мм в длину. Вкрапленники плагиоклаза (рис. 4.1.2) и щелочного полевого шпата идиоморфны, реже гипидиоморфны.

Клинопироксен (рис. 4.1.3.) чаще всего гипидиоморфный, редко идиоморфный. Отчетливо видны трещины. Наиболее часто он полностью или частично замещен актинолитом. Зерна оливина определяются с трудом по габитусу кристаллов, он полностью разложен в иддингситоподобное вещество. Оно характеризуется оранжево-коричневым окрасом, зональность не наблюдается. Среди рудных минералов присутствует магнетит.

Помимо иддингситизации оливина и актинолитизации пироксена следует отметить развитие карбонатного вещества (рис. 4.1.4).

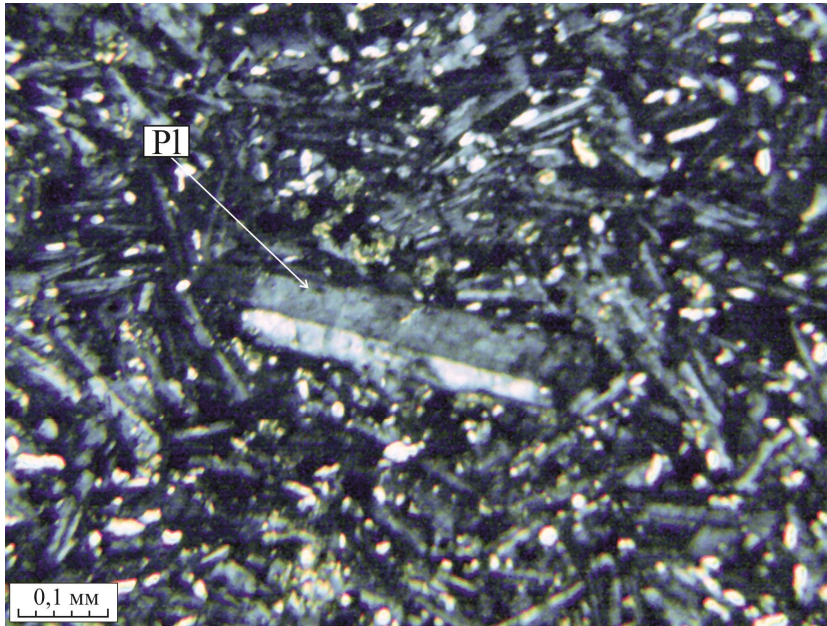


Рис. 4.1.2. Вкрапленник плагиоклаза (Pl) из трахибазальта (при скрещенных поляризаторах).

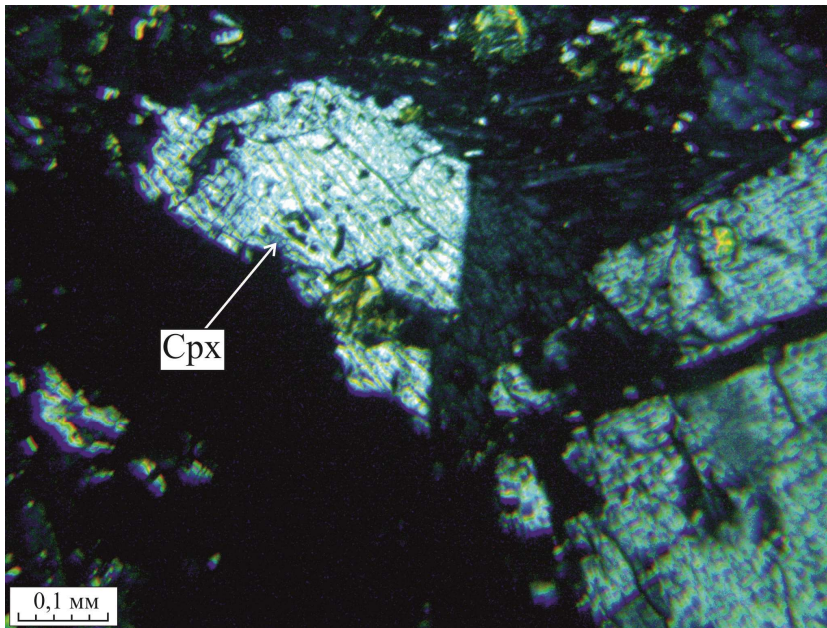


Рис. 4.1.3. Вкрапленник клинопироксена (Срх) из трахибазальта (при скрещенных поляризаторах)



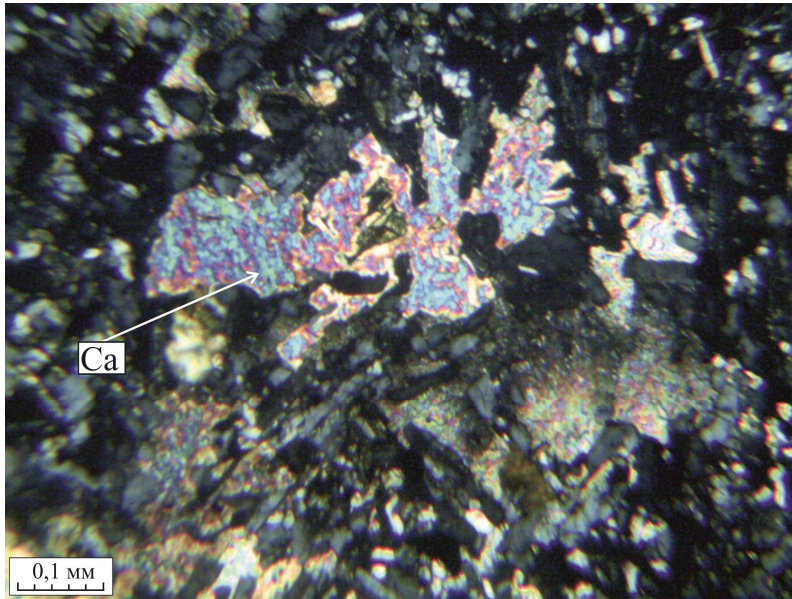
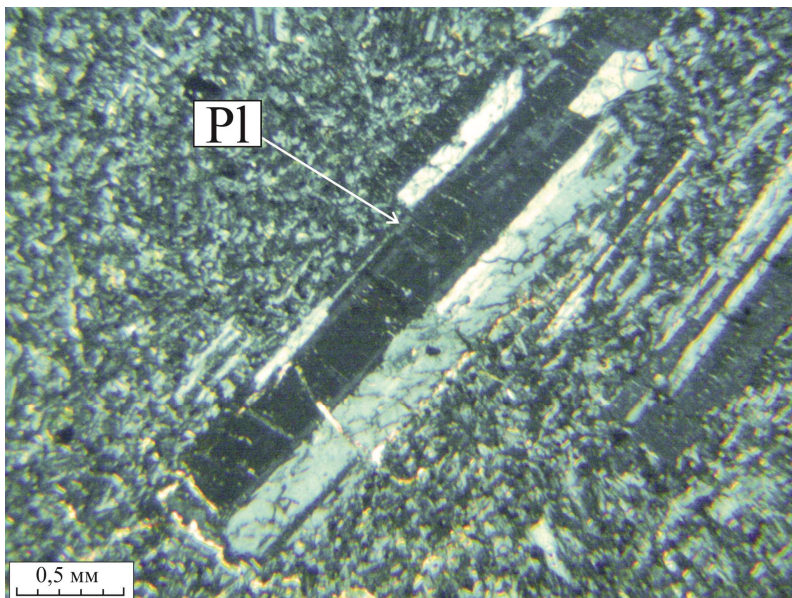


Рис. 4.1.4. Вторичные изменения трахибазальтов: карбонат (Ca) (при скрещенных поляризаторах)

Трахиандезиты характеризуются ориентированными текстурами (рис. 4.1.5), обусловленными ориентировкой вкрапленников в направлении движения потока, порфировыми структурами. Основная масса микролитовая, сложена щелочным полевым шпатом и плагиоклазом.



4.1.5. Порфировая структура трахиандезитов. Вкрапленник прагиоклаза (Pl) пронизан трещинами, по которым развивается кальцит (при скрещенных поляризаторах)

Среди вкрапленников обнаружены плагиоклаз и хлоритизированная роговая обманка, их размеры варьируют от 0,6 до 3,0 мм. Плагиоклаз слабо серицитизирован и кальцитизирован (рис. 4.1.6). Тонкокристаллическим кальцитом, хлоритом и гидрослюдой заполнены тонкие

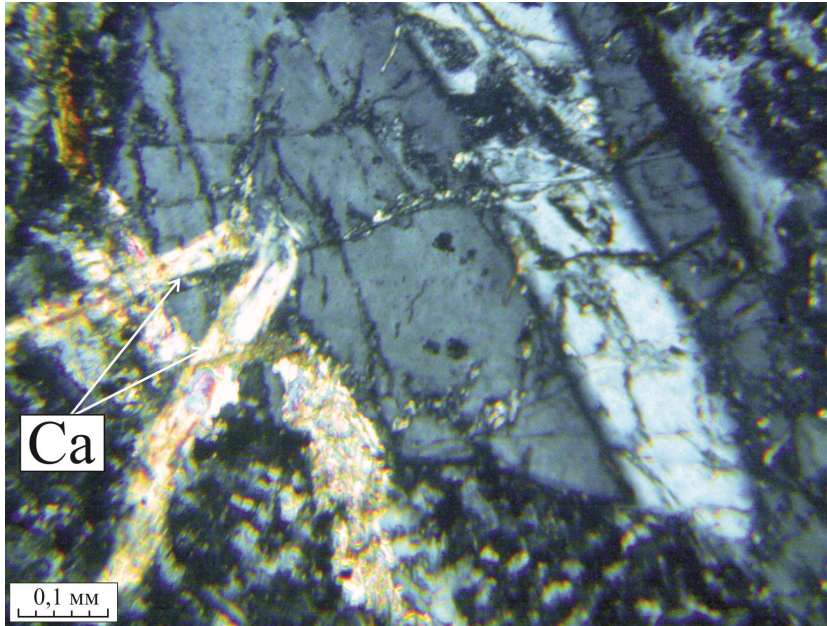


Рис. 4.1.6. Вторичные изменения по плагиоклазу. Вкрапленник облекается минералами основной массы, по трещинам развивается кальцит (Ca) (при скрещенных поляризаторах).

трещинки и пустоты в основной массе породы.

Трахиты отличаются массивными текстурами, ортофировыми структурами (рис. 4.1.7). Основная масса сложена субизометричными и короткопризматическими микролитами щелочного полевого шпата, между которыми отмечаются ксеноморфные выделения кварца. По всей породе равномерно распределены субизометрические кристаллы зеленой роговой обманки, нередко находящейся в коррозионных сростаниях с коричневым биотитом и рудными минералами. Рудные минералы представлены ильменитом, магнетитом и титаномагнетитом.

Трахидациты характеризуются ориентированной текстурой. Структура трахитовая в комбинации с микролитовой, порфировая (рис. 4.1.8). Основная масса сложена щелочным полевым шпатом и кварцем.

Вкрапленники представлены серицитизированным плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, также присутствует темноцветный минерал, предположительно щелочная роговая обманка. Вкрапленники плагиоклаза, в значительной степени, разложены в серицит-мусковитовый агрегат. К более мелким вкрапленникам можно отнести единичные кристаллы магнетита, частично замещенные гидроокислами железа. Наиболее мелкая сыпь рудных минералов равномерно рассеяна среди микролитов плагиоклаза. Из аксессуарных минералов присутствует апатит. Среди вторичных минералов отмечаются окислы железа и серицит.



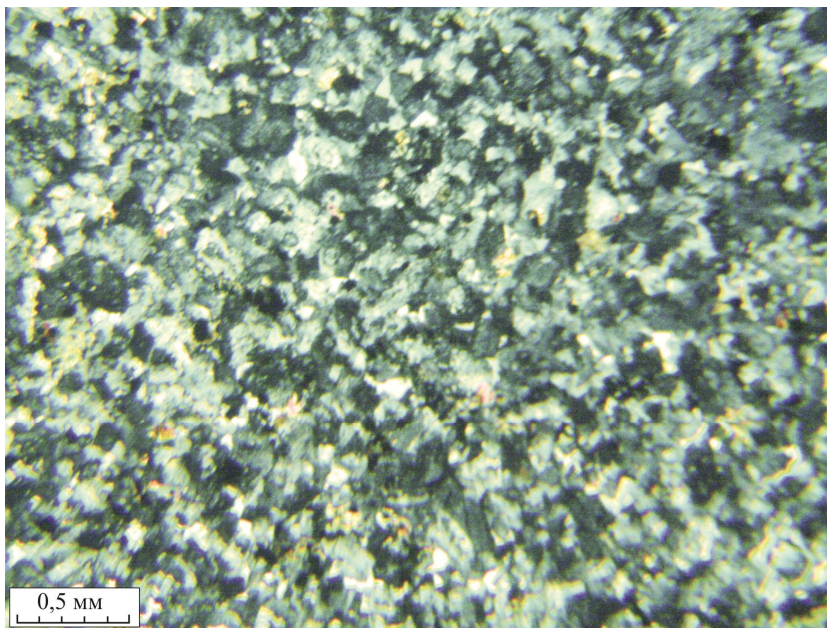


Рис. 4.1.7. Ортофиновая структура трахитов (при скрещенных поляризаторах), представленная сrostками калиевого полевого шпата и кварца.

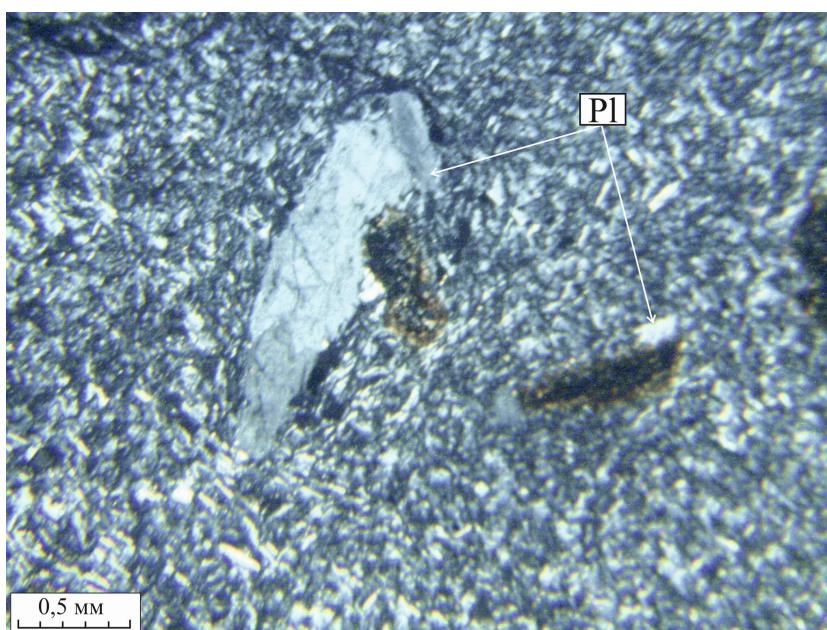


Рис. 4.1.8. Структура трахидацитов трахитовая в комбинации с микролитовой, порфировая. Основная масса сложена щелочным полевым шпатом и кварцем. Вкрапленники плагиоклаза (Pl) серицитизированы (при скрещенных поляризаторах).

Трахириодациты отличаются массивной текстурой, олигофировой структурой (рис. 4.1.9), обусловленной единичными вкрапленниками кварца и полевого шпата (до 1,5 мм). Основная масса микролитовая в комбинации с пилотакситовой и сложена щелочным полевым шпатом и кварцем. Породы заметно обогащены рудными минералами: магнетитом, ильменитом.



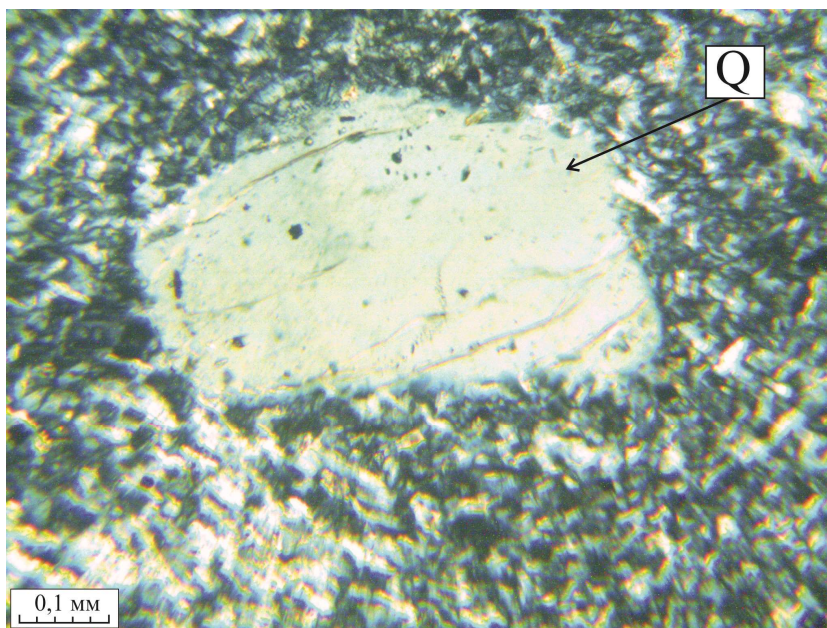


Рис. 4.1.9. Олигофировая структура трахириодацитов (при скрещенных поляризаторах). Основная масса сложена щелочным полевым шпатом и кварцем. Вкрапленник представлен кварцем(Q).

#### Состав породообразующих минералов

Щелочные полевые шпаты составляют основную массу всех типов вулканических пород удинской свиты, а также присутствуют во вкрапленниках. Их составы приведены в таблице 4.1.1 и на рисунке 4.1.10.

Щелочные полевые шпаты, слагающие основную массу *трахибазальтов*, отвечают анортоклазу ( $An_{13-15}Ab_{52-59}Or_{26-35}$ ) и санидину ( $An_4Ab_{31}Or_{65}$ ). Во вкрапленниках отмечены только зерна анортоклаза ( $An_{19}Ab_{63-65}Or_{17-18}$ ). Явных отличий элементного состава анортоклазов вкрапленников и основной массы не наблюдается. Следует отметить повышенные концентрации  $K_2O$  (4,8 – 6,3 мас.%) и низкие  $CaO$  (2,7 – 3,2 мас.%) для анортоклазов, слагающих основную массу, в сравнении с вкрапленниками, где  $K_2O$  составляет - 2,9 – 3,1 мас.%, а  $CaO$  3,8-3,9 мас.%. Для минералов основной массы  $BaO$  составляет 0,3 – 0,5 мас.%, тогда как для вкрапленников - 0,2 мас.% и меньше.

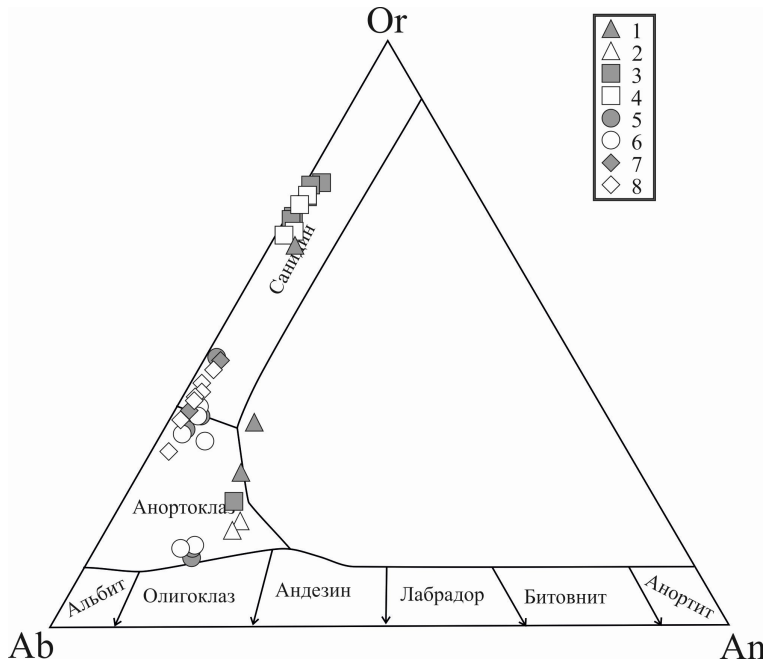


Рис. 4.1.10. Номенклатура полевого шпата для вулканических пород удинской свиты по [Дир и др., 1966].

Сокращения: Ab – альбит ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), Or – ортоклаз ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ), An – анортит ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ).

Условные обозначения: 1,2 трахибазальты: 1- основная масса, 2 – вкрапленники; 3,4 – трахиандезиты: 3 - основная масса, 4 – вкрапленники; 5,6 – трахидациты: 5- основная масса, 6 – вкрапленники; 7,8 – трахириодациты: 7- основная масса, 8 – вкрапленники.

Основная масса *трахиандезитов* сложена, преимущественно, санидином ( $\text{An}_{1-2}\text{Ab}_{22-32}\text{Or}_{67-76}$ ), также наблюдаются зерна анортоклаза ( $\text{An}_{16}\text{Ab}_{62}\text{Or}_{22}$ ). Во вкрапленниках отмечается санидин ( $\text{An}_{1-2}\text{Ab}_{25-32}\text{Or}_{67-74}$ ). В составах санидинов основной массы и вкрапленников особых различий не наблюдается, концентрации  $\text{K}_2\text{O}$  варьируют в пределах от 11,20 до 14,30 мас.%,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2,52-3,98 мас.% и  $\text{CaO}$  от 0,17 до 0,48 мас.%. В анортоклазах основной массы отмечаются высокие содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  (7,47 мас.%) и  $\text{CaO}$  (3,55 мас.%) при низких  $\text{K}_2\text{O}$  (3,97 мас.%). Для всех щелочных полевого шпата характерна незначительная примесь  $\text{BaO}$ , от 0,24 до 0,30 мас.%.

В основной массе *трахидацитов* присутствует санидин ( $\text{An}_{2-4}\text{Ab}_{53-63}\text{Or}_{34-46}$ ) и анортоклаз ( $\text{An}_{14-15}\text{Ab}_{73}\text{Or}_{12-13}$ ), во вкрапленниках преобладает анортоклаз, соответствующий формуле  $\text{An}_{13-14}\text{Ab}_{72-74}\text{Or}_{13-14}$ .

Таблица 4.1.1. Составы щелочных полевых шпатов из вулканических пород средне-позднеюрской удинской свиты.

Порода	Трахибазальты					Трахиандезиты						
	ом	ом	ом	вкр	вкр	ом	ом	ом	ом	ом	вкр	вкр
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>SiO<sub>2</sub></b>	63,22	62,19	62,97	62,19	62,26	64,11	64,40	64,69	64,46	65,55	64,53	64,68
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,22	0,20	0,24	0,16	0,15	-	-	-	-	-	0,15	0,15
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19,92	21,55	22,38	23,44	23,37	19,39	19,78	19,51	19,96	18,25	16,57	16,89
<b>FeO</b>	0,88	0,54	0,65	0,64	0,56	0,19	0,18	0,17	0,25	0,18	0,24	0,26
<b>MgO</b>	0,36		0,16	0,22	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>CaO</b>	0,77	2,74	3,22	3,79	3,89	0,17	0,48	0,21	0,17	0,25	0,52	0,25
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,71	6,22	6,98	7,26	7,11	2,93	2,59	3,53	3,58	3,98	3,79	3,14
<b>K<sub>2</sub>O</b>	11,64	6,32	4,78	2,88	3,11	14,34	13,51	12,92	12,75	12,67	12,81	13,86
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	-	-	-	-	0,25	-	0,30	-	0,39	-
<b>BaO</b>	-	0,50	0,29	-	0,22	0,24	0,28	0,25	0,30	0,24	0,25	0,30
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Сумма</b>	100,71	100,24	101,67	100,57	100,66	101,37	101,48	101,28	101,76	101,12	99,24	99,52
<b>Si</b>	2,90	2,82	2,81	2,78	2,78	2,93	2,93	2,94	2,92	2,98	3,02	3,01
<b>Al</b>	1,08	1,15	1,18	1,23	1,23	1,05	1,06	1,05	1,07	0,98	0,91	0,93
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Ca</b>	0,04	0,13	0,15	0,18	0,19	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01
<b>Na</b>	0,33	0,55	0,60	0,63	0,61	0,26	0,23	0,31	0,31	0,35	0,34	0,28
<b>K</b>	0,68	0,37	0,27	0,16	0,18	0,84	0,78	0,75	0,74	0,74	0,76	0,82
<b>Ba</b>	-	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
<b>An</b>	4	13	15	19	19	1	2	1	1	1	2	1
<b>Ab</b>	31	52	59	65	63	24	22	29	30	32	30	25
<b>Or</b>	65	35	26	17	18	76	76	70	70	67	67	74

Таблица 4.1.1. продолжение

Порода	Трахиандезиты				Трахидациты								
	вкр	вкр	ом	ом	ом	ом	ом	ом	ом	ом	вкр ц	вкр к	вкр
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	64,84	63,42	64,49	62,76	65,77	65,24	63,14	64,43	63,13	63,73	64,71	65,60	
<b>TiO<sub>2</sub></b>	-	0,22	0,10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17,39	19,40	17,95	21,96	18,99	18,59	22,13	19,70	21,96	21,38	20,085	19,63	
<b>FeO</b>	0,14	0,49	1,32	0,55	0,57	0,55	0,38	0,63	0,50	0,36	0,251	0,54	
<b>MgO</b>	-	-	0,99	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<b>CaO</b>	0,28	0,20	0,23	3,55	0,75	0,35	3,40	0,99	3,24	2,99	1,749	0,75	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,98	3,28	2,52	7,47	8,00	6,56	9,25	7,68	9,28	9,65	8,367	7,58	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	12,64	13,22	11,16	3,97	6,57	8,73	2,28	7,29	2,53	2,65	5,144	7,38	
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<b>BaO</b>	0,25	0,26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<b>Сумма</b>	99,74	100,49	98,75	100,26	100,65	100,01	100,57	100,71	100,64	100,75	100,31	101,48	
<b>Si</b>	3,00	2,92	3,01	2,81	2,95	2,96	2,81	2,91	2,81	2,84	2,90	2,93	
<b>Al</b>	0,95	1,05	0,99	1,16	1,00	1,00	1,16	1,05	1,15	1,12	1,06	1,03	
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,01	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	
<b>Ca</b>	0,01	0,01	0,01	0,17	0,04	0,02	0,16	0,05	0,15	0,14	0,08	0,04	
<b>Na</b>	0,36	0,29	0,23	0,65	0,70	0,58	0,80	0,67	0,80	0,83	0,73	0,66	
<b>K</b>	0,75	0,78	0,66	0,23	0,38	0,51	0,13	0,42	0,14	0,15	0,29	0,42	
<b>Ba</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<b>An</b>	1	1	1	16	3	2	15	4	14	13	8	3	
<b>Ab</b>	32	27	25	62	63	53	73	59	73	74	66	59	
<b>Or</b>	67	72	74	22	34	46	12	37	13	13	27	38	

Таблица 4.1.1. продолжение

Порода	Трахидацит			Трахиродацит								
	вкр	вкр ц	вкр к	ом	ом	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр
	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO <sub>2</sub>	65,87	62,76	64,90	68,16	67,26	66,93	66,13	66,96	68,52	67,44	67,55	61,36
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	0,15	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,97	21,55	19,97	17,13	17,68	18,38	17,57	17,22	17,66	17,91	17,97	17,79
FeO	0,54	0,31	0,29	0,31	0,32	0,35	0,60	0,52	0,29	0,28	0,32	0,33
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	0,71	3,37	1,59	0,43	0,48	0,59	0,36	0,42	0,35	0,47	0,43	0,44
Na <sub>2</sub> O	8,28	9,35	7,72	6,92	5,70	8,74	7,16	7,23	7,44	6,53	6,59	6,28
K <sub>2</sub> O	6,42	2,76	6,69	6,35	7,55	5,90	7,97	7,39	6,35	6,90	6,54	7,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	0,21	-	-	0,13	-	-	-	5,50
<b>Сумма</b>	100,79	100,10	101,16	99,30	99,20	100,87	99,95	99,87	100,60	99,53	99,40	99,44
Si	2,95	2,82	2,90	3,06	3,04	2,98	3,00	3,03	3,04	3,03	3,03	2,96
Al	1,00	1,14	1,05	0,91	0,94	0,97	0,94	0,92	0,92	0,95	0,95	1,01
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,03	0,16	0,08	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na	0,72	0,81	0,67	0,60	0,50	0,76	0,63	0,63	0,64	0,57	0,57	0,59
K	0,37	0,16	0,38	0,36	0,44	0,34	0,46	0,43	0,36	0,40	0,37	0,48
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
An	3	14	7	2	2	3	2	2	2	2	2	2
Ab	64	72	59	61	52	68	57	59	63	58	59	54
Or	33	14	34	37	45	30	42	39	35	40	39	44

Примечания к таблице 4.1.1: оксиды приведены в масс. %

Прочерк – нет данных

Сокращения: ом – основная масса; вкр – вкрапленник; вкр к – вкрапленник краевая часть; вкр ц – вкрапленник центральная

Все щелочные полевые шпаты разбиваются на 2 группы. Точки составов минералов первой группы концентрируются на границе анортоклаз – санидин. Содержания  $K_2O$  для них составляют – 5,14-8,73 мас.%,  $Na_2O$  – 6,56-8,37 мас.% и  $CaO$  – 0,35-1,59 мас.%. Точки составов минералов второй группы располагаются на границе раздела анортоклаз-олигоклаз. Они отличаются более низкими концентрациями калия ( $K_2O$  – 2,28-2,76 мас.%) и высокими натрия и кальция ( $Na_2O$  – 9,03-9,65 мас.%,  $CaO$  – 2,99-3,37 мас.%). Также наблюдается зональность в строении вкрапленников (рис. 4.1.11).

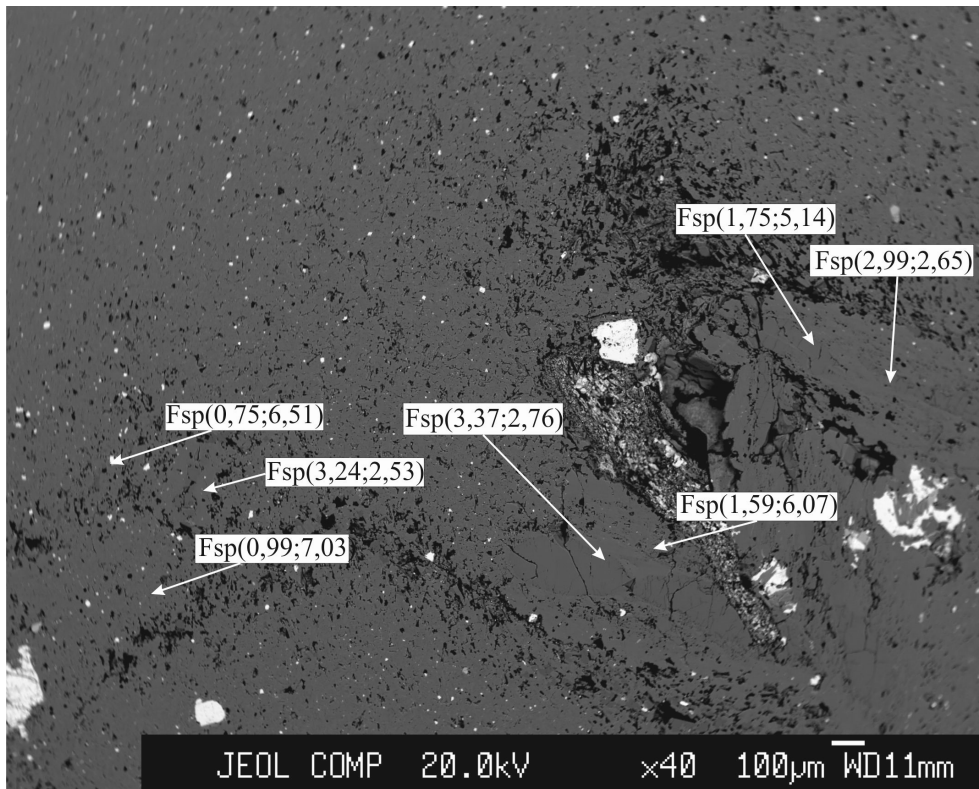


Рис. 4.1.11. Микрофотография трахидацита удинской свиты. В скобках указаны содержания кальция и калия в мас.% в полевых шпатах: Fsp ( $CaO;K_2O$ ).

Отчетливо видно изменение составов зерен от центра к краю. Центральная часть зерен сложена высококальциевой (2,99 – 3,37 мас.%) и низкокалиевой (2,76-2,65 мас.%) разновидностью анортоклаза, входящей во вторую группу, тогда как для краевой части характерны наименьшие содержания кальция (1,59-1,75 мас.%) и большие калия (5,14 – 6,07 мас.%), что отвечает процессу фракционной кристаллизации [Дир, 1966].

Точки составов щелочных полевых шпатов из *трахириодацитов* на диаграмме (рис.

4.1.10) формируют непрерывный ряд. Состав щелочных полевых шпатов основной массы отвечает санидину ( $An_{2-3}Ab_{52-68}Or_{37-45}$ ). Состав вкрапленников представлен санидином и анортоклазом. Миналы для них варьируют в достаточно широких пределах ( $An_{2-3}Ab_{54-68}Or_{30-44}$ ). Содержания  $K_2O$  изменяются от 5,90 до 7,97 мас.%,  $Na_2O$  от 5,70 до 7,44 мас.%,  $CaO$  от 0,36 до 0,59 мас.%.

Плагиоклазы. Неизменные зерна плагиоклаза были обнаружены только в двух группах пород: трахибазальтах и трахиандезитах.

В трахибазальтах плагиоклаз, слагающий основную массу, а также вкрапленники, представлен андезином (рис. 4.1.12). Состав плагиоклазов из основной массы отвечает формуле  $An_{35-45}Ab_{52-60}Or_{3-5}$ , концентрации  $CaO$  в них варьируют от 7,69 до 9,49 мас. %,  $Na_2O$  от 6,07 до 7,54 мас.%. Плагиоклазы вкрапленников отвечают формуле  $An_{28-41}Ab_{56-64}Or_{3-10}$ . Для них характерны наиболее широкие диапазоны вариаций  $CaO$ , от 5,56 до 8,51 мас.% и  $Na_2O$ , от 6,40 до 8,63 мас.%. (табл. 4.1.2).

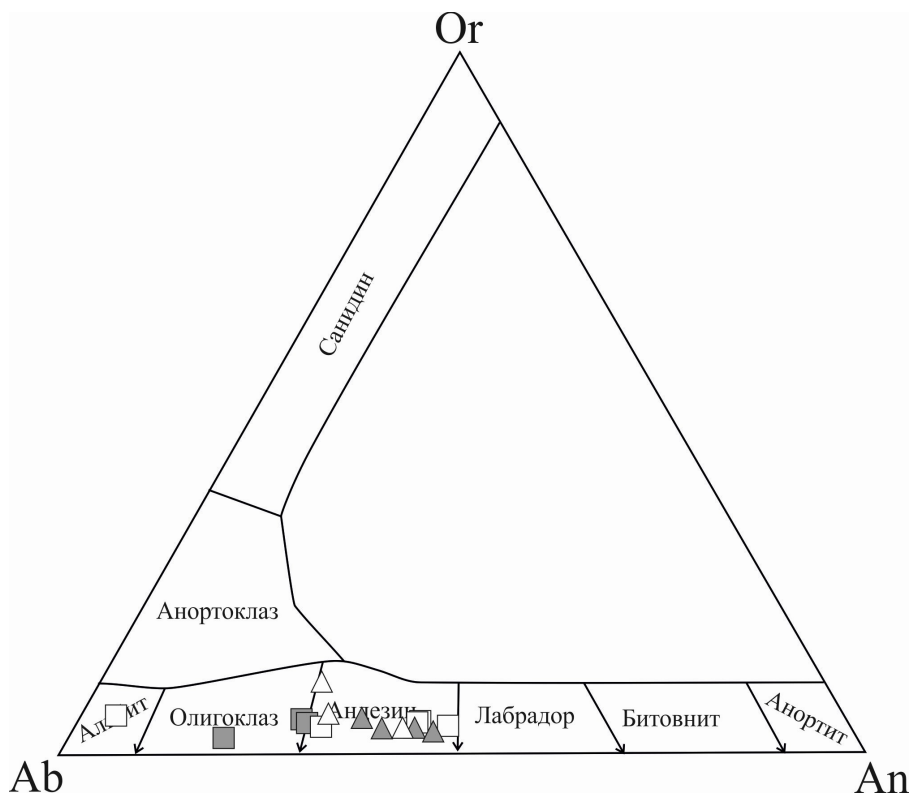


Рис. 4.1.12. Номенклатура плагиоклазов для вулканических пород удинской свиты по [Дир и др., 1966].

Сокращения: Ab – альбит ( $NaAlSi_3O_8$ ), Or – ортоклаз ( $KAlSi_3O_8$ ), An – анортит ( $CaAl_2Si_2O_8$ ).  
Условные обозначения соответствуют рис. 5.1.10

Таблица 4.1.2. Состав плагиоклазов пород удинской свиты

Порода	Трахибазальт						
	ом	ом	ом	ом	вкр	вкр	вкр
	1	2	3	4	5	6	7
<b>SiO<sub>2</sub></b>	58,15	54,04	56,12	55,37	60,71	57,53	55,52
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,13	0,21	0,23	0,23	0,17	0,16	0,22
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	24,88	27,85	26,08	26,43	22,89	25,94	23,74
<b>FeO</b>	0,63	0,99	1,40	1,15	1,41	0,63	1,24
<b>MgO</b>	-	0,25	0,75	0,97	0,88	0,24	0,52
<b>CaO</b>	8,78	8,96	7,69	9,49	5,56	8,51	7,49
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	6,21	7,54	7,25	6,07	6,95	6,40	8,63
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,60	0,65	0,90	0,53	1,69	0,60	1,12
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	-	0,54	-	-	1,21
<b>BaO</b>	-	-	-	0,20	-	-	-
<b>Сумма</b>	99,37	100,49	100,41	100,97	100,25	100,00	99,67
<b>Si</b>	2,63	2,46	2,56	2,53	2,75	2,60	2,60
<b>Al</b>	1,33	1,50	1,40	1,42	1,22	1,38	1,31
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05	0,02	0,05
<b>Ca</b>	0,43	0,44	0,38	0,47	0,27	0,41	0,38
<b>Na</b>	0,55	0,67	0,64	0,54	0,61	0,56	0,78
<b>K</b>	0,03	0,04	0,05	0,03	0,10	0,03	0,07
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>An</b>	42	38	35	45	28	41	31
<b>Ab</b>	54	58	60	52	62	56	64
<b>Or</b>	3	3	5	3	10	3	5

Примечания к таблице 4.1.2: элементы приведены в оксидах, масс. %

Прочерк – нет данных

Сокращения: ом – основная масса; вкр – вкрапленник; вкр к – вкрапленник краевая часть; вкр ц – вкрапленник центральная часть.



Таблица 4.1.2. продолжение

Порода	Трахиандезиты							
	ом	ом	ом	вкр к	вкр	вкр ц	вкр к	вкр ц
	8	9	10	11	12	13	14	15
<b>SiO<sub>2</sub></b>	60,02	61,22	59,49	58,32	55,86	55,93	67,42	54,57
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,13	-	-	-	0,12	-	-	-
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	24,01	22,72	24,21	24,22	26,46	26,10	20,84	26,70
<b>FeO</b>	0,84	1,02	0,80	1,81	0,84	0,84	0,14	0,84
<b>MgO</b>	0,00	0,46	-	0,71	-	-	-	-
<b>CaO</b>	6,13	4,38	6,29	6,61	9,26	9,12	0,91	9,89
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	8,30	9,88	8,19	7,83	6,39	6,35	10,26	5,88
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,85	0,38	0,75	0,66	0,79	0,76	0,88	0,66
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>BaO</b>	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Сумма</b>	100,27	100,06	99,74	100,15	99,70	99,09	100,43	98,53
<b>Si</b>	2,69	2,75	2,68	2,65	2,54	2,56	2,94	2,51
<b>Al</b>	1,27	1,20	1,29	1,30	1,42	1,41	1,07	1,45
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,03	0,04	0,03	0,07	0,03	0,03	0,01	0,03
<b>Ca</b>	0,29	0,21	0,30	0,32	0,45	0,45	0,04	0,49
<b>Na</b>	0,72	0,86	0,72	0,69	0,56	0,56	0,87	0,52
<b>K</b>	0,05	0,02	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04
<b>Ba</b>	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>An</b>	28	19	29	31	43	42	4	46
<b>Ab</b>	68	79	67	66	53	53	90	50
<b>Or</b>	5	2	4	4	4	4	5	4

Плагиоклазы, слагающие основную массу трахиандезитов, по составу отвечают андезину ( $An_{19-29}Ab_{67-79}Or_{2-5}$ ). Для них характерны содержания CaO – 4,38-6,29 мас.%, Na<sub>2</sub>O – 8,30-9,88 мас.%. Состав вкрапленников отвечает олигоклазу и представлен формулой  $An_{31-46}Ab_{50-66}Or_4$ . В строении вкрапленников наблюдается зональность (рис. 4.1.13). Так, для центральной части зерна характерны достаточно высокие концентрации CaO – 9,12 мас.% и более низкие Na<sub>2</sub>O – 6,35 мас.%. К краевой части зерна отмечается уменьшение концентраций CaO (0,91 мас.%) и увеличение Na<sub>2</sub>O (10,26 мас.%). По составу он отвечает альбиту, минимальные содержания –  $An_4Ab_{90}Or_5$ .

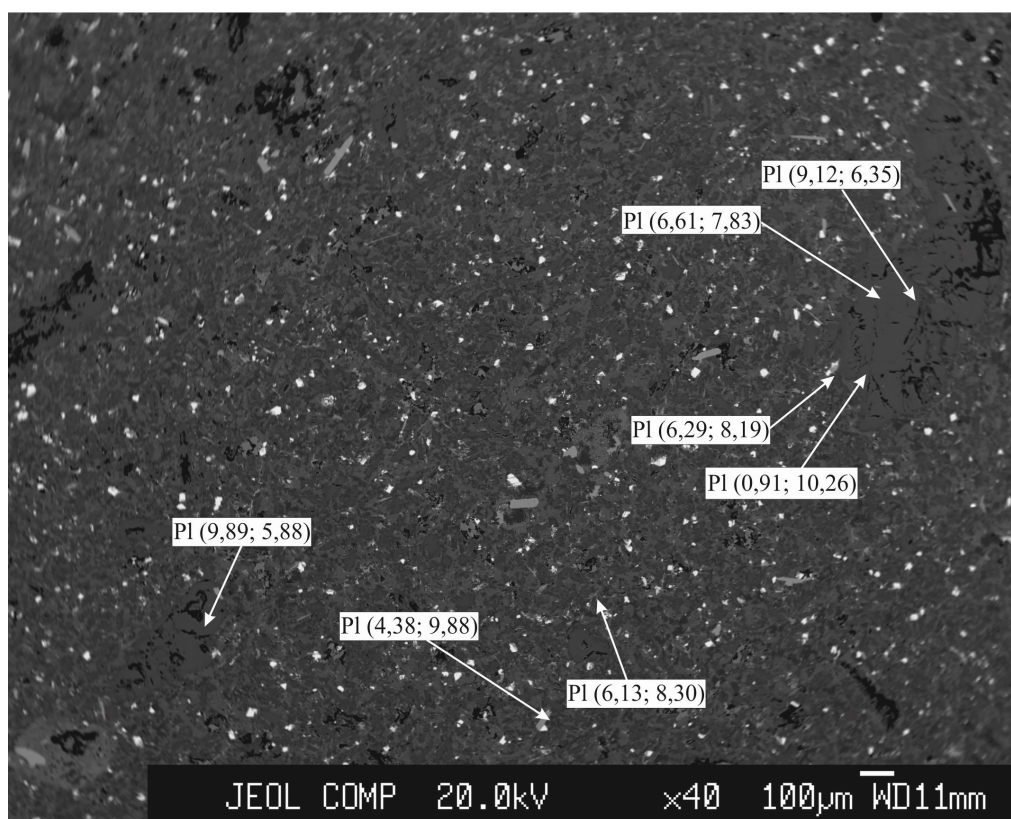


Рис. 4.1.13. Микрофотография трахиандезита удинской свиты. В скобках указаны содержания кальция и натрия в мас.% в плагиоклазах: PI (CaO;Na<sub>2</sub>O).

**Пироксены.** Вкрапленники пироксена обнаружены только в трахибазальтах. Они представлены двумя разновидностями: диопсидом (Wo<sub>46</sub>En<sub>39</sub>Fs<sub>15</sub>) и авгитом (Wo<sub>43-45</sub>En<sub>41-43</sub>Fs<sub>13-15</sub>) (рис. 4.1.14). Для пироксенов характерна примесь TiO<sub>2</sub> (от 1,33 до 2,27 мас.%) и MnO (от 0,14 до 0,22 мас.%) (таблица 4.1.3).



Рис. 4.1.14. Точки составов пироксенов из трахибазальтов удинской свиты на классификационной диаграмме диопсид-геденбергит-энстатит-ферросилит по [Poldervaart, Hess, 1951].

Таблица 4.1.3. Состав пироксенов из трахибазальта удинской свиты

Порода	Трахибазальт			
	1	2	3	4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47,10	48,67	52,60	50,31
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,27	1,64	1,33	1,33
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	7,56	3,35	2,54	3,27
<b>FeO</b>	7,70	8,78	7,58	8,29
<b>MnO</b>	0,14	0,22	0,20	0,19
<b>MgO</b>	10,99	14,06	14,45	14,50
<b>CaO</b>	18,25	21,04	21,15	20,11
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,47	0,79	0,77	0,86
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,02	-	-	-
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	-	-
<b>Сумма</b>	97,49	98,55	100,63	98,85
<b>Si</b>	1,81	1,85	1,93	1,89
<b>Ti</b>	0,07	0,05	0,04	0,04
<b>Al</b>	0,34	0,15	0,11	0,14
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,25	0,28	0,23	0,26
<b>Mn</b>	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Mg</b>	0,63	0,80	0,79	0,81
<b>Ca</b>	0,75	0,86	0,83	0,81
<b>Na</b>	0,18	0,06	0,05	0,06
<b>K</b>	0,05	-	-	-
<b>Cr</b>	-	-	-	-
<b>Wo</b>	46	44	45	43
<b>En</b>	39	41	42	43
<b>Fs</b>	15	15	13	14

Примечания к таблице 4.13: оксиды приведены в масс. %

Прочерк – нет данных

#### 4.2. Раннемеловой этап (143 – 111 млн лет)

Базальты раннего мела Удино-Еравнинской зоны представлены как афировыми, так и порфировыми разновидностями. Для базальтоидов Эгитинского и Удинского грабенных типичны массивные, реже трахитоидные текстуры, порфировые, интергранулярные (интерсертальные), ортофирные структуры (Эгитинский грабен). Интергранулярная структура обусловлена большим количеством беспорядочно расположенных микролитов плагиоклаза и калиевого полевого шпата, интерстиции между которыми выполнены оливином, пироксеном и

плагиоклазом (рис. 4.2.1). Ортофирная структура обусловлена беспорядочным расположением мелких зерен плагиоклаза, между которыми прослеживается стекловатый базис (рис. 4.2.2). Породы Зазинского грабена характеризуются трахитовой структурой с характерным ориентированным расположением удлиненно призматических кристаллов плагиоклаза (рис. 4.2.3). Для базальтов Еравнинского грабена типичны массивные, участками ориентированные текстуры, мелкопорфировые структуры. Основная масса микролитовая в комбинации с пилотакситовой. В ней промежуточное пространство между микролитами плагиоклаза занято субпризматическими кристаллами клинопироксена, реже мелкопластинчатым коричневым биотитом.

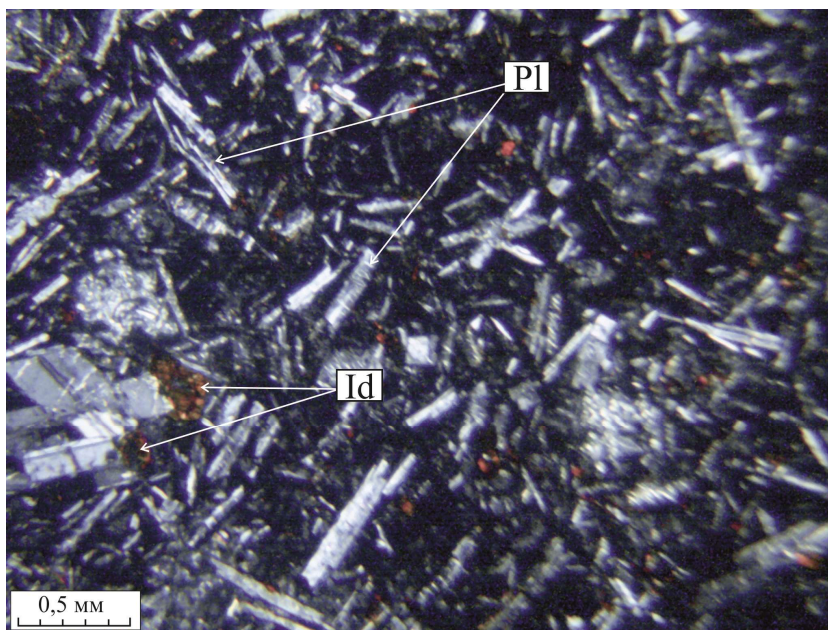


Рис. 4.2.1. Интергранулярная (интерсертальная) структура базальтов. В интерстициях плагиоклаза (Pl) и оливин, замещенный идингситоподобным (Id) веществом (при скрещенных поляризаторах).

Основная масса базальтов Эгитинского грабена сложена микролитами плагиоклаза и полевого шпата. Основную массу базальтоидов Удинского и Зазинского грабенов составляют зерна плагиоклаза, которые имеют удлиненную призматическую, реже таблитчатую форму.

Полевые шпаты. Полевые шпаты в базальтах Эгитинского грабена представлены анортоклазом ( $An_{6-12}Ab_{60-68}Or_{21-33}$ ) (рис. 4.2.4). Содержание  $Na_2O$  в них составляет 7,68-8,78 мас.% при  $K_2O$  – 3,94-6,46 мас.% и  $CaO$  – 1,46-2,56 мас.% (табл. 4.2.1).



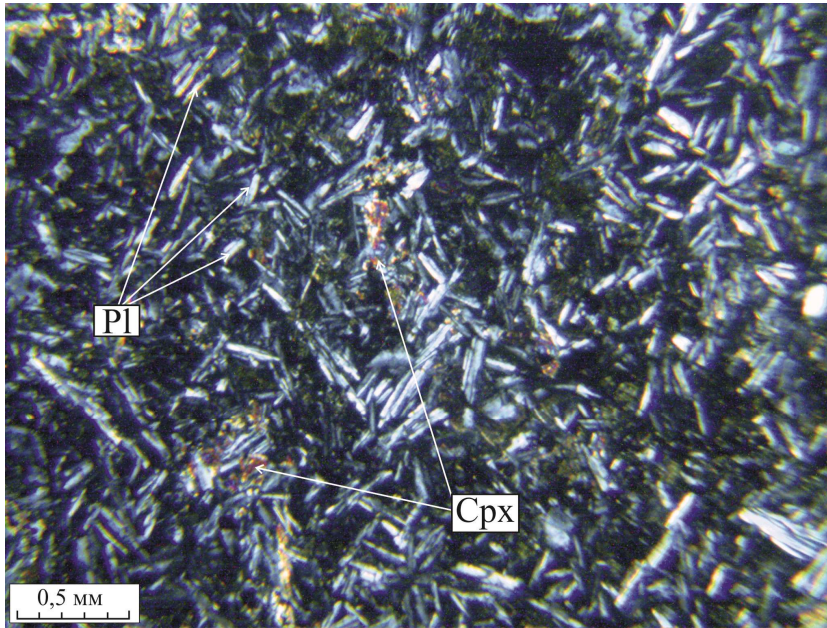


Рис. 4.2.2. Ортопироксовая структура базальтов (при скрещенных поляризаторах). Вкрапленники представлены клинопироксеном (Cpx) и плагиоклазом (Pl)

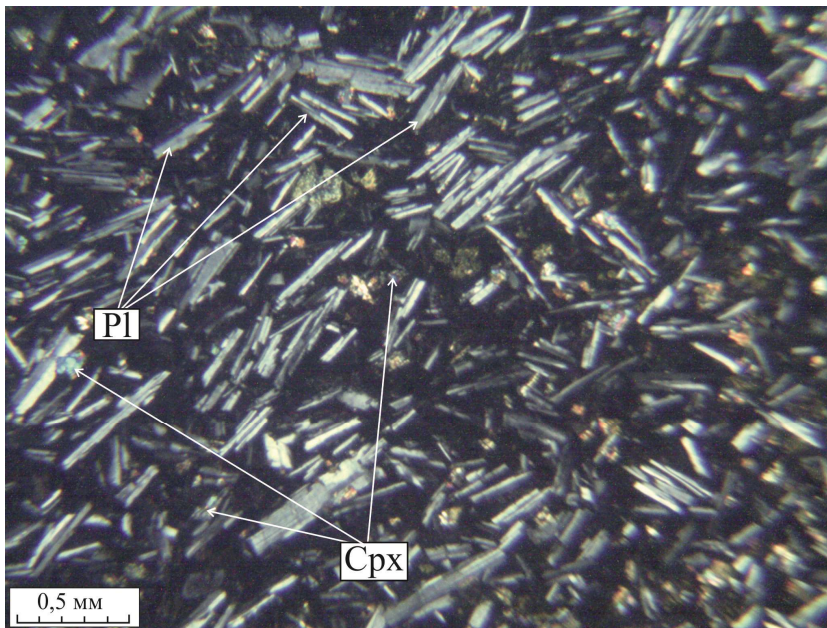


Рис. 4.2.3. Трахитоидная структура базальтов (при скрещенных поляризаторах). Вкрапленники представлены клинопироксеном (Cpx) и плагиоклазом (Pl).

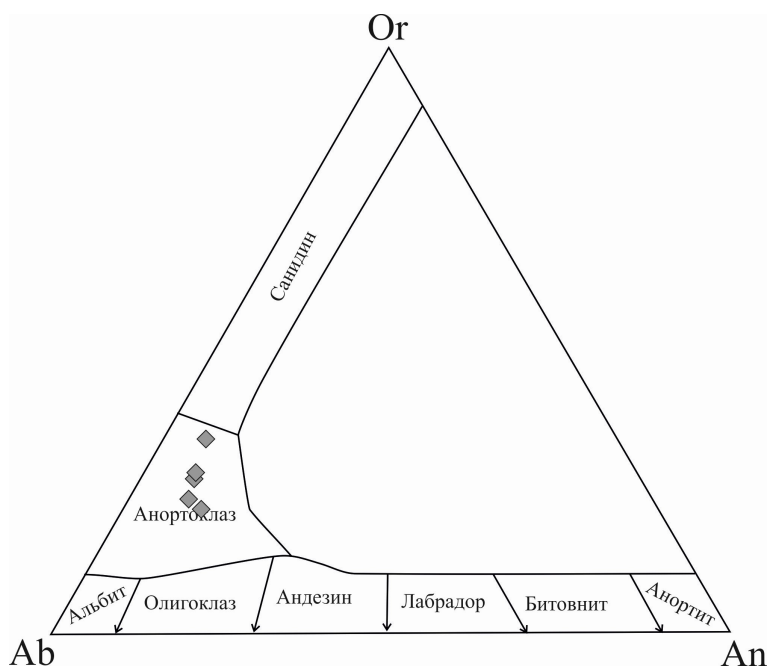


Рис. 4.2.4. Точки составов щелочных полевых шпатов из основной массы раннемеловых базальтов Эгитинского грабена на диаграмме по [Дир и др., 1966].

Сокращения: Ab – альбит ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), Or – ортоклаз ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ), An – анортит ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ).

Плагиоклаз. Составы плагиоклазов для трахибазальтов всех грабенов идентичны, они представлены андезином и лабрадором. Андезин, слагающий основную массу пород, отвечает формуле  $\text{An}_{40-47}\text{Ab}_{50-55}\text{Or}_{3-6}$  (рис. 4.2.5). Содержания CaO варьируют от 6,31 до 10,10 мас.%,  $\text{Na}_2\text{O}$  от 5,51 до 7,88 мас.% при  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,54-1,26 (табл. 5.2.2). Лабрадор, слагающий основную массу, отвечает формуле  $\text{An}_{49-50}\text{Ab}_{47-48}\text{Or}_3$  и характеризуется содержанием CaO 10,11-11,44 мас.%,  $\text{Na}_2\text{O}$  5,34-6,12 мас.% и  $\text{K}_2\text{O}$  0,54-0,63 мас.%. Вкрапленники гипидиоморфны, для них типичны удлинённые призматичные формы (рис. 4.2.6, 4.2.7). Минальный состав вкрапленников плагиоклаза отвечает андезину ( $\text{An}_{45-47}\text{Ab}_{50-51}\text{Or}_{3-5}$ ) и лабрадору ( $\text{An}_{49}\text{Ab}_{47-48}\text{Or}_3$ ) и идентичен таковому для плагиоклазов, слагающих основную массу. Таким образом, содержания CaO составляют 9,14-10,25 мас.%,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 5,67-6,15 мас.% и  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,56-0,83 мас.% в андезине и CaO – 9,63-10,71 мас.%,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 5,12-5,80 мас.% и  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,58-0,70 мас.% в лабрадоре.

Таблица 4.2.1. Составы полевых шпатов из основной массы базальтов Эгитинского грабена

Порода	Эгитинский грабен			
	1	2	3	4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	63,42	64,03	64,29	61,84
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,24	0,22	0,18	0,20
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	20,73	20,07	20,24	21,88
<b>FeO</b>	0,54	0,50	0,46	0,52
<b>MgO</b>	0,13	-	-	-
<b>CaO</b>	2,09	1,46	1,83	2,56
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	8,78	7,68	8,45	8,10
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4,52	6,46	5,48	3,94
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	-	-
<b>BaO</b>	-	-	-	-
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	-	-
<b>Сумма</b>	100,44	100,41	100,93	99,04
<b>Si</b>	2,86	2,89	2,88	2,81
<b>Al</b>	1,10	1,07	1,07	1,17
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>Ca</b>	0,10	0,07	0,09	0,12
<b>Na</b>	0,77	0,67	0,73	0,71
<b>K</b>	0,26	0,37	0,31	0,23
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>An</b>	9	6	8	12
<b>Ab</b>	68	60	65	67
<b>Or</b>	23	33	28	21

Примечания к таблице 4.2.1: содержания элементов приведены в оксидах, мас.%.  
 Прочерк – нет данных

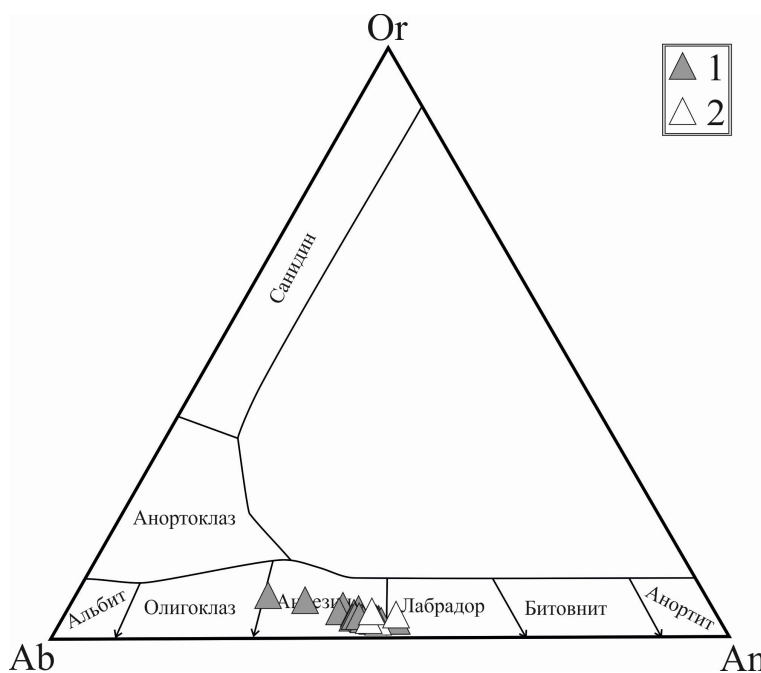


Рис. 4.2.5. Точки составов плагиоклазов из раннемеловых базальтов Эгитинского грабена на диаграмме по [Дир и др., 1966].

Сокращения: Ab – альбит ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), Or – ортоклаз ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ), An – анортит ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ).

Условные обозначения: 1 – основная масса; 2 – вкрапленники.

**Оливины.** В породах Эгитинского и Зазинского грабенов оливины замещены идингситоподобным веществом и с трудом определяются по сохранившемуся габитусу кристаллов (рис. 4.2.1). Оливин в базальтоидах Удинского грабена в основном гипидиоморфен, края зерен немного закруглены (оплавлены) и образуют лимонно-желтые (рис. 4.2.6), либо рыжеватые кристаллы. В строении вкрапленников обнаруживается зональность (рис. 4.2.7). Видно, что внешняя часть зерен оливина наиболее подвержена изменению, чем их ядра. Это указывает на воздействие процессов окисления и гидратации на базальты уже в постмагматическую стадию их формирования [Дир и др., 1966]. Оливин из базальтов Удинского грабена наименее подвержен изменениям, что позволило определить его состав (рис. 4.2.8). Он представлен  $\text{Fo}_{53-62}$  с высокими концентрациями  $\text{MnO}$  – 0,50-0,74 мас.% (табл. 4.2.3). Также был обнаружен ксенокристалл оливина, он более магниален и содержит 83% форстеритового минала, примесь марганца составляет ( $\text{MnO}$ ) 0,35 мас.%.



Таблица 4.2.2. Состав плагиоклазов из базальтоидов раннего мела Удино-Еравнинской зоны

Грабен	Эгитинский										Удинский
	ом	ом	ом	ом	ом	ом	ом	ом	ом	ом	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	55,27	55,41	55,42	54,86	54,91	55,00	53,94	55,74	54,77	55,32	56,56
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,12	0,13	-	0,16	0,14	-	0,13	0,16	0,17	0,14	0,13
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	26,08	27,06	27,13	27,06	26,73	27,41	26,97	26,74	27,13	27,26	26,55
<b>FeO</b>	1,01	0,78	0,82	0,77	0,77	0,73	0,87	0,83	0,88	0,82	1,04
<b>MgO</b>	0,54	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>CaO</b>	9,52	10,00	9,99	9,82	9,63	10,08	10,71	10,06	10,09	10,10	9,02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	6,10	6,11	6,00	6,00	6,27	6,13	5,80	6,19	5,92	6,02	6,06
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,64	0,59	0,65	0,68	0,66	0,60	0,58	0,57	0,63	0,61	0,91
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>BaO</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,32
<b>Сумма</b>	99,28	100,08	100,00	99,34	99,12	99,96	99,00	100,29	99,59	100,26	100,58
<b>Si</b>	2,54	2,51	2,51	2,51	2,52	2,50	2,48	2,53	2,50	2,51	2,55
<b>Al</b>	1,41	1,45	1,45	1,46	1,44	1,47	1,46	1,43	1,46	1,46	1,41
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
<b>Ca</b>	0,47	0,49	0,49	0,48	0,47	0,49	0,53	0,49	0,49	0,49	0,44
<b>Na</b>	0,54	0,54	0,53	0,53	0,56	0,54	0,52	0,54	0,52	0,53	0,53
<b>K</b>	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05
<b>Ba</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
<b>An</b>	45	46	46	46	44	46	49	46	47	47	43
<b>Ab</b>	52	51	50	51	52	51	48	51	50	50	52
<b>Or</b>	4	3	4	4	4	3	3	3	3	3	5

Примечание к таблице: содержания элементов приведены в оксидах, мас.%

Прочерк – нет данных

Сокращения: ом – основная масса, вкр – вкрапленник

Таблица 4.2.2. Продолжение

Грабен	Удинский										
	ом	ом	ом	ом	ом	ом	ом	ом	ом	ом	ом
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
<b>SiO<sub>2</sub></b>	55,21	56,17	56,26	56,69	56,80	55,19	55,84	54,59	57,41	58,53	55,58
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,18	0,17	0,19	0,27	0,24	0,16	0,15	0,14	0,18	0,19	0,15
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	27,85	26,18	26,12	26,00	26,02	27,06	26,66	26,57	24,89	23,67	26,55
<b>FeO</b>	1,02	1,08	1,03	1,25	1,08	0,66	0,86	0,89	1,35	0,76	0,99
<b>MgO</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	0,16	-	0,13
<b>CaO</b>	9,23	9,06	9,17	8,55	7,25	9,78	9,53	11,44	8,00	6,31	9,54
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	6,35	6,27	6,32	6,49	6,98	6,36	6,53	6,12	6,56	7,88	6,28
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,75	0,82	0,78	0,84	1,18	0,64	0,75	0,63	0,96	1,26	0,69
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>BaO</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Сумма</b>	100,58	99,75	99,87	100,08	99,55	99,85	100,33	100,38	99,51	98,60	99,90
<b>Si</b>	2,49	2,56	2,56	2,57	2,58	2,51	2,53	2,49	2,62	2,68	2,53
<b>Al</b>	1,48	1,40	1,40	1,39	1,40	1,45	1,42	1,43	1,34	1,28	1,42
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,04
<b>Ca</b>	0,45	0,44	0,45	0,42	0,35	0,48	0,46	0,56	0,39	0,31	0,47
<b>Na</b>	0,56	0,55	0,56	0,57	0,62	0,56	0,57	0,54	0,58	0,70	0,55
<b>K</b>	0,04	0,05	0,05	0,05	0,07	0,04	0,04	0,04	0,06	0,07	0,04
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>An</b>	43	42	43	40	34	44	43	49	38	29	44
<b>Ab</b>	53	53	53	55	59	52	53	48	56	65	52
<b>Or</b>	4	5	4	5	7	3	4	3	5	7	4

Таблица 4.2.2. Продолжение

Грабен	Удинский									
	ом	ом	ом	ом	ом	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр
	23	24	25	26	27	28	39	30	31	32
<b>SiO<sub>2</sub></b>	55,65	57,12	57,45	54,74	56,22	55,99	56,73	55,92	56,02	54,54
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,13	0,14	0,16	0,15	0,15	-	0,11	0,17	0,22	0,12
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	26,15	26,55	25,78	27,07	25,96	26,89	26,41	26,23	28,25	27,19
<b>FeO</b>	0,94	0,86	1,04	0,77	0,81	0,68	0,70	0,81	1,01	0,68
<b>MgO</b>	0,15	-	-	-	-	-	-	0,44	-	-
<b>CaO</b>	9,31	9,44	8,56	10,11	9,23	9,79	9,14	9,63	8,11	10,25
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	6,49	5,51	5,74	5,34	5,79	6,15	5,67	5,12	6,00	6,08
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,70	0,54	0,66	0,54	0,60	0,60	0,83	0,70	0,95	0,56
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>BaO</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	0,28	-
<b>Сумма</b>	99,51	100,14	99,39	98,73	98,76	100,10	99,59	99,03	100,84	99,42
<b>Si</b>	2,54	2,57	2,60	2,51	2,57	2,53	2,57	2,56	2,52	2,49
<b>Al</b>	1,41	1,41	1,38	1,46	1,40	1,43	1,41	1,42	1,50	1,47
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
<b>Ca</b>	0,46	0,46	0,42	0,50	0,45	0,47	0,44	0,47	0,39	0,50
<b>Na</b>	0,58	0,48	0,50	0,48	0,51	0,54	0,50	0,45	0,52	0,54
<b>K</b>	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,05	0,03
<b>Ba</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>An</b>	43	47	43	50	45	45	45	49	40	47
<b>Ab</b>	54	50	53	47	51	51	50	47	54	50
<b>Or</b>	4	3	4	3	4	3	5	4	6	3

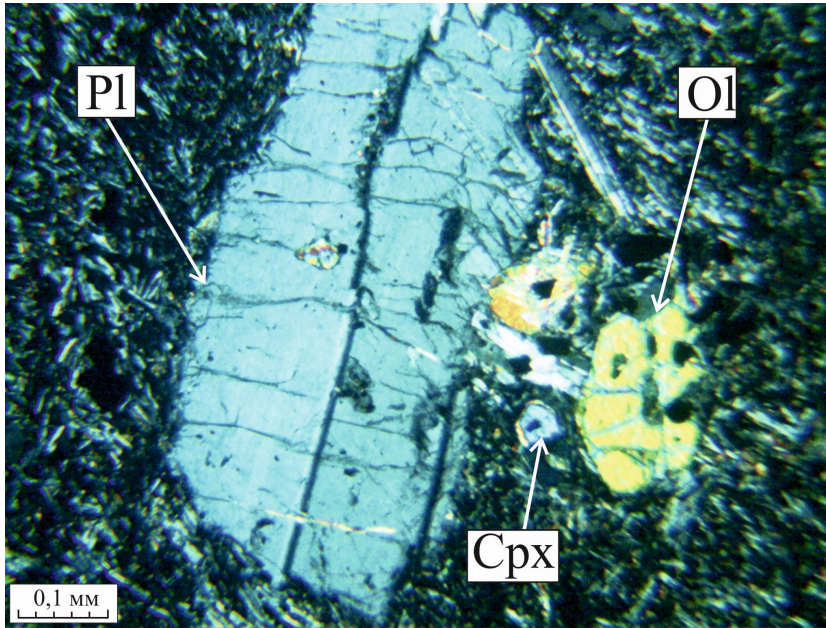


Рис. 4.2.6. Вкрапленники оливина (Ol), клинопироксена (Cpx) и плагиоклаза (Pl) в раннемеловом базальте (при скрещенных поляризаторах).

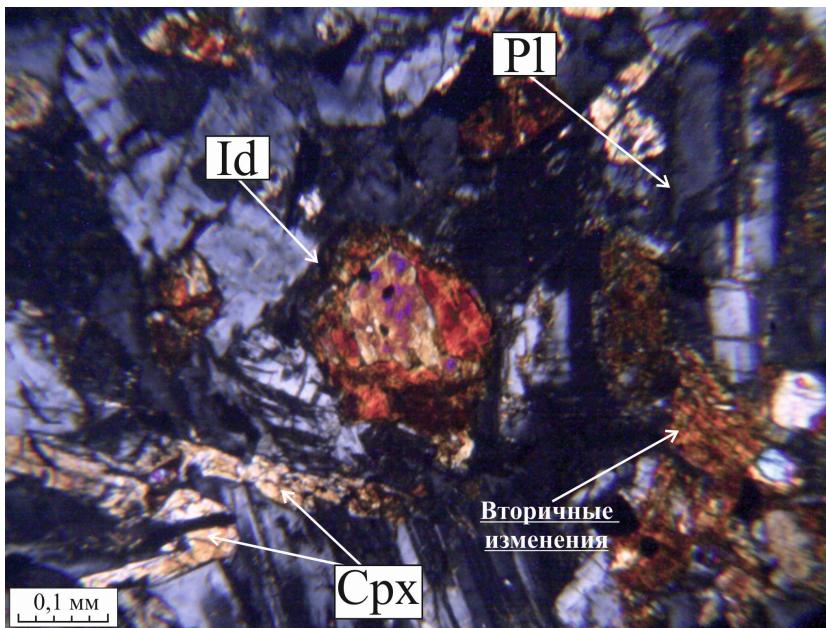


Рис. 4.2.7. Вкрапленники пироксена, плагиоклаза и идингсита в базальте раннего мела (при скрещенных поляризаторах).

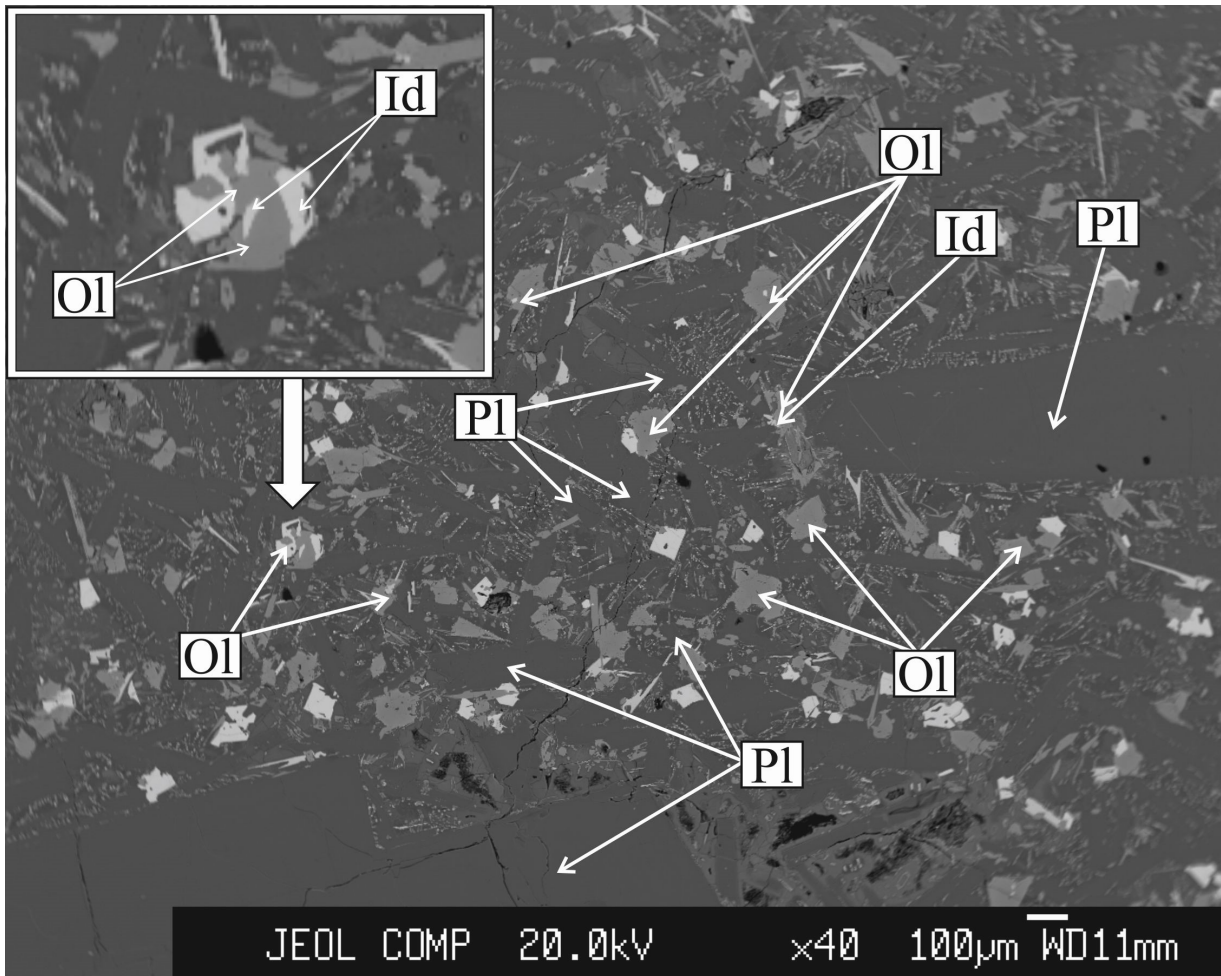


Рис. 4.2.8. Микрофотография раннемелового базальта Удинского грабена УЕЗ

Пироксен. В породах Эгитинского грабена отмечаются зерна клинопироксена различной сохранности. Его минимальный состав отвечает формуле  $Wo_{45-46}En_{41-43}Fs_{12-13}$ . На диаграмме (рис. 4.2.9) точки составов клинопироксенов попадают в поле диопсида. В базальтоидах Удинского и Еравнинского грабенов клинопироксен наблюдается в виде гипидиоморфных вкрапленников. Их состав варьирует в более широких пределах  $Wo_{38-46}En_{37-46}Fs_{11-26}$  и попадает в поле авгита. Отличается от них состав пироксенов из базальтов Зазинского грабена, который соответствует формуле  $Wo_{44-46}En_{33-36}Fs_{18-22}$  и представлен диопсидом. Содержание  $MgO$  варьирует от 10,43 до 16,04 мас.% (табл. 4.2.4). Самые низкие его концентрации отмечаются в пироксенах Зазинского грабена, которые составляют 10,43 мас.%. Для пироксенов всех грабенов характерна примесь титана и марганца. Так, для Удинского грабена содержания  $TiO_2$  достигают 4,06 мас.%, в пироксенах Зазинского грабена  $TiO_2$  – 0,87 мас.%. Концентрации  $MnO$  составляют 0,12 – 0,39 мас.%. Кристаллы пироксена базальтоидов УЕЗ разрушены и, в разной степени, подвержены вторичным изменениям (рис. 4.2.6, 4.2.7, 4.2.10).

Таблица 4.2.3. Состав оливина из раннемелового базальта Удинского грабен

	кскр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр	вкр
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<b>SiO<sub>2</sub></b>	39,30	37,33	36,41	36,68	36,87	36,99	36,39	36,02	35,02	36,41	36,13
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,10	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,83	0,51	0,00	0,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>FeO</b>	16,23	33,02	33,26	32,64	35,80	33,48	32,58	37,78	37,16	35,03	34,64
<b>MnO</b>	0,35	0,58	0,55	0,50	0,63	0,57	0,56	0,74	0,68	0,60	0,60
<b>MgO</b>	44,29	29,03	29,86	30,25	27,09	29,07	30,26	24,70	26,50	27,99	28,53
<b>CaO</b>	0,29	0,25	0,31	0,25	0,28	0,29	0,27	0,26	0,26	0,26	0,38
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Сумма</b>	100,46	100,31	100,38	100,32	100,82	100,40	100,06	100,34	100,14	100,28	100,27
<b>Si</b>	0,99	1,02	1,00	1,00	1,02	1,01	1,00	1,01	0,99	1,01	1,00
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
<b>Al</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sub>2+</sub></b>	0,34	0,76	0,76	0,75	0,83	0,77	0,75	0,89	0,87	0,81	0,80
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
<b>Mg</b>	1,67	1,18	1,22	1,23	1,12	1,19	1,24	1,03	1,11	1,16	1,18
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Fo</b>	83	61	61	62	57	60	62	53	56	58	59
<b>Fa</b>	17	39	38	37	42	39	37	46	44	41	40
<b>Tr</b>	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Примечания к таблице 4.2.3: содержания элементов приведены в оксидах, мас.%

Прочерк – нет данных

Сокращения: кскн – ксенокристалл, вкр – вкрапленник





Рис. 4.2.9. Точки составов пироксенов из базальтов раннего мела [Poldervaart, Hess, 1951].  
Условные обозначения: 1 – Эгитинский грабен; 2 – Удинский грабен; 3 – Зазинский грабен.

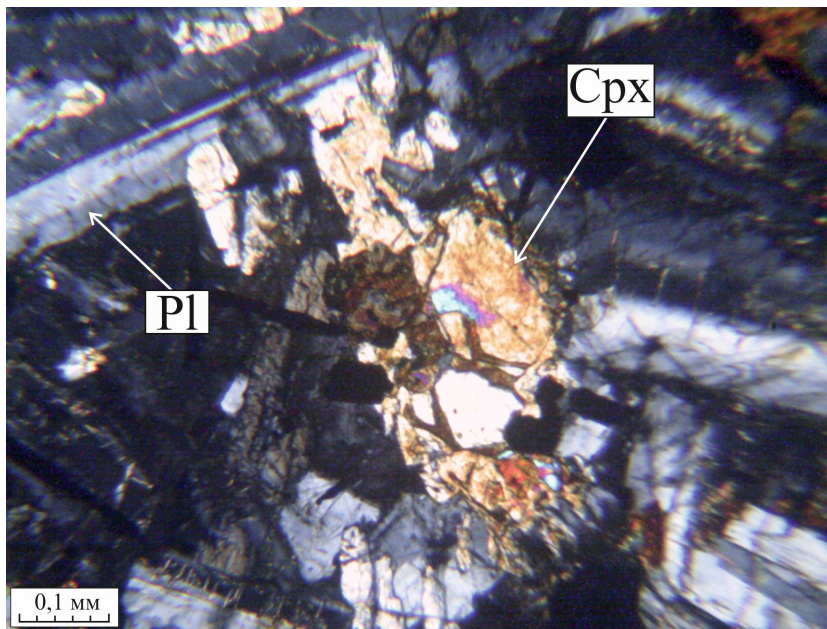


Рис. 4.2.10. Вкрапленник пироксена (Cpx) в базальтах раннего мела УЕЗ.

Рудные минералы. Все базальтоиды УЕЗ характеризуются присутствием большого количества рудных минералов: ильменита, магнетита и титаномагнетита. Содержания  $TiO_2$  в титаномагнетите достигают 23,5 мас. %.

Акцессорные минералы представлены апатитом.

Таблица 4.2.4. Состав пироксена из раннемеловых базальтов Удино-Еравнинской зоны

Грабен	Эгитинский					Удинский								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<b>SiO<sub>2</sub></b>	52,32	52,63	51,52	52,70	50,39	49,32	48,15	49,09	42,90	45,99	46,99	51,34	50,94	46,29
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,33	1,51	1,31	1,36	1,77	2,19	2,66	2,00	3,55	3,07	3,46	1,60	1,63	3,36
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,07	2,45	2,29	1,74	2,79	4,15	5,35	4,28	6,88	5,98	5,89	3,35	3,35	5,77
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>FeO</b>	7,17	7,52	7,29	7,32	7,78	7,90	8,72	7,55	9,72	8,67	9,00	6,99	7,55	8,80
<b>MnO</b>	0,22	0,22	0,20	0,27	0,22	0,18	0,14	0,16	0,23	0,19	0,18	0,16	0,16	0,20
<b>MgO</b>	14,45	13,97	14,51	14,23	13,81	13,90	13,52	13,60	12,12	14,07	13,80	15,03	14,72	13,95
<b>CaO</b>	21,16	21,41	21,26	21,07	21,20	20,63	21,05	21,46	19,32	20,65	20,17	21,07	20,75	20,10
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,70	0,84	0,70	0,77	0,79	0,94	0,93	0,68	1,07	0,78	0,96	0,75	0,61	0,98
<b>K<sub>2</sub>O</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Сумма</b>	99,43	100,54	99,08	99,44	98,74	99,21	100,52	98,82	95,80	99,39	100,44	100,27	99,71	99,44
<b>Si</b>	1,95	1,94	1,93	1,96	1,90	1,85	1,80	1,85	1,70	1,74	1,76	1,89	1,89	1,75
<b>Ti</b>	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,07	0,06	0,11	0,09	0,10	0,04	0,05	0,10
<b>Al</b>	0,09	0,11	0,10	0,08	0,12	0,18	0,24	0,19	0,32	0,27	0,26	0,15	0,15	0,26
<b>Cr</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,22	0,23	0,23	0,23	0,25	0,25	0,27	0,24	0,32	0,27	0,28	0,22	0,23	0,28
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01
<b>Mg</b>	0,80	0,77	0,81	0,79	0,78	0,78	0,75	0,76	0,72	0,79	0,77	0,83	0,82	0,79
<b>Ca</b>	0,84	0,84	0,85	0,84	0,86	0,83	0,84	0,87	0,82	0,84	0,81	0,83	0,83	0,81
<b>Na</b>	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,05	0,08	0,06	0,07	0,05	0,04	0,07
<b>K</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Wo</b>	44	44	44	44	44	43	44	45	42	43	42	43	43	42
<b>En</b>	42	40	42	41	40	40	39	40	37	40	40	43	42	40
<b>Fs</b>	12	12	12	12	13	13	14	13	17	14	15	11	12	14



Таблица 4.2.4. Продолжение

Грабен	Удинский											Зазинский	
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
<b>SiO<sub>2</sub></b>	50,46	49,28	46,44	49,39	50,17	50,17	51,77	50,29	51,19	50,88	52,87	52,16	55,30
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,46	1,91	4,06	1,99	1,79	1,62	1,31	1,49	1,29	0,92	0,93	1,19	0,87
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,37	4,70	6,08	3,08	2,93	2,61	2,14	2,36	2,13	0,89	1,68	1,45	2,15
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>FeO</b>	6,79	7,71	10,03	10,55	10,40	11,08	11,31	10,88	11,06	15,23	12,30	11,91	8,80
<b>MnO</b>	0,15	0,12	0,19	0,23	0,26	0,22	0,26	0,26	0,24	0,39	0,34	0,33	0,24
<b>MgO</b>	16,04	15,17	13,03	14,04	14,32	13,83	14,03	14,16	14,17	12,53	12,47	10,43	10,49
<b>CaO</b>	21,32	20,99	19,77	19,79	20,16	20,36	19,77	19,84	19,79	17,85	17,03	19,17	18,82
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,72	0,77	1,07	0,41	0,46	0,42	0,44	0,44	0,49	0,53	0,49	0,36	0,74
<b>K<sub>2</sub>O</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,40	-	0,47
<b>Сумма</b>	100,31	100,65	100,66	99,47	100,49	100,30	101,03	99,73	100,35	99,22	98,51	97,02	97,89
<b>Si</b>	1,87	1,82	1,74	1,87	1,88	1,89	1,92	1,90	1,92	1,96	2,00	2,01	2,07
<b>Ti</b>	0,04	0,05	0,11	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02
<b>Al</b>	0,15	0,20	0,27	0,14	0,13	0,12	0,09	0,10	0,09	0,04	0,07	0,07	0,10
<b>Cr</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,21	0,24	0,31	0,33	0,32	0,35	0,35	0,34	0,35	0,49	0,39	0,38	0,28
<b>Mn</b>	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Mg</b>	0,88	0,84	0,73	0,79	0,80	0,77	0,78	0,80	0,79	0,72	0,70	0,60	0,59
<b>Ca</b>	0,84	0,83	0,79	0,80	0,81	0,82	0,79	0,80	0,79	0,74	0,69	0,79	0,76
<b>Na</b>	0,05	0,06	0,08	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05
<b>K</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	-	0,02
<b>Wo</b>	42	42	41	41	41	41	40	40	40	37	38	44	46
<b>En</b>	44	43	38	40	41	39	40	40	40	36	38	33	36
<b>Fs</b>	11	12	17	17	17	18	18	18	18	25	22	22	18

Примечание к таблице: Содержания элементов приведены в оксидах, мас.%

Прочерк – нет данных

Особенностью базальтов всех грабенов являются вторичные изменения. Оливин замещается иддингситоподобным веществом оранжево-коричневого цвета, чаще с образованием полных псевдоморфоз (Зазинский грабен). Также бесформенные скопления иддингсита, возможно, развиваются по мезостазису. Вторичные изменения в базальтах удинского грабена выражены слабой палагонитизацией вулканического стекла (рис. 4.2.11) и карбонатизацией (рис. 4.2.12) основной массы.

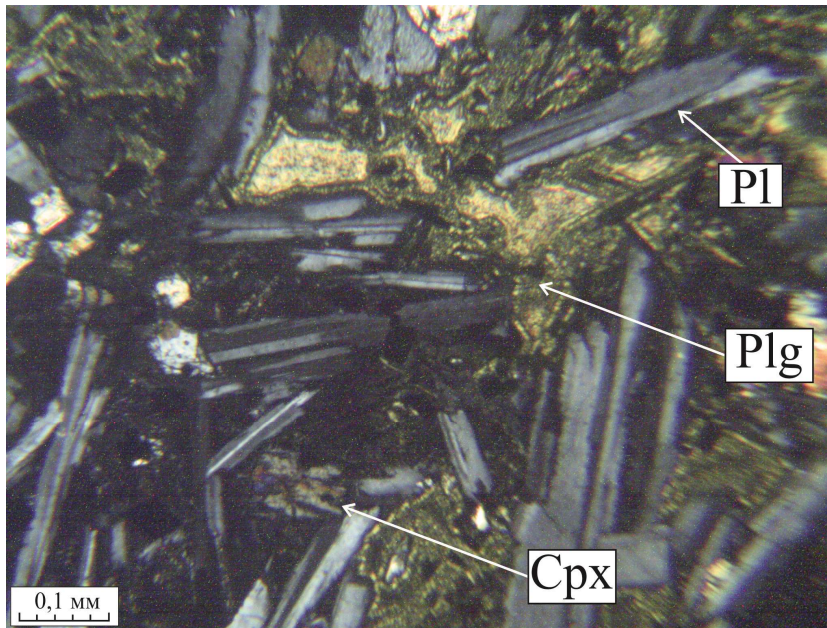


Рис. 4.2.11. Вторичные изменения в базальтах раннего мела (при скрещенных поляризаторах). Развитие палагонита (Plg) по мезостазису

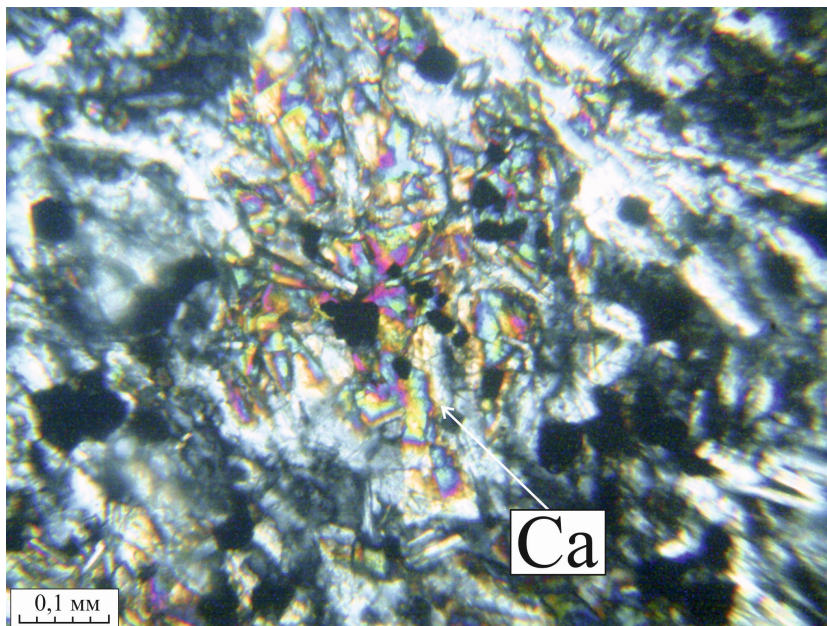


Рис. 4.2.12. Вторичные изменения в базальтах раннего мела (при скрещенных поляризаторах). Карбонат (Ca)

### 4.3. Позднемеловой этап (83 – 78 млн лет)

Для трахибазальтов позднего мела характерна трахитоидная текстура, порфировая, пилотакситовая структура (рис. 4.3.1). Основная масса сложена плагиоклазом и клинопироксеном. Микролиты плагиоклаза ориентированы в одном направлении с волнообразными изгибами. Среди них равномерно распределены мельчайшие зерна клинопироксена и рудных минералов.

Отмечаются вкрапленники оливина размером до 1,0 мм. Они практически не изменены, избирательно слегка хлоритизированы, по трещинам спайности лимонитизированы.

Рудные минералы представлены магнетитом и титаномagnetитом. Вторичные изменения развиты существенно меньше по сравнению с базальтами предыдущих этапов и выражены слабой хлоритизацией оливина.



Рис. 4.3.1. Пилотакситовая структура базальтов позднего мела (при скрещенных поляризаторах). Основная масса сложена микролитами плагиоклаза. Оливин во вкрапленниках.

Базаниты характеризуются массивными текстурами (рис. 4.3.2), порфировыми структурами, обусловленными наличием вкрапленников оливина и клинопироксена (рис. 4.3.3). Основная масса сложена микролитами пироксена.

Пироксены. Минеральный состав пироксенов, слагающих основную массу, отвечает формуле  $Wo_{48-52}En_{33-42}Fs_{10-15}$  (рис. 4.3.4), представлен диопсидом. Для них характерна примесь  $TiO_2$  изменяющаяся от 1,66 до 4,35 мас.%, при  $MgO$  – 10,42-14,72 мас.% (табл. 4.3.4). В некоторых зернах отмечается небольшая примесь  $Cr_2O_3$ , до 0,28 мас.%. Для вкрапленников характерна зональность (рис. 4.3.5). Центр зерен отвечает формуле  $Wo_{48}En_{42-43}Fs_{10}$  и



соответствует диопсиду. Концентрации  $TiO_2$  составляют 1,64 – 1,70 мас.%,  $MgO$  – 14,67-14,83 мас.%. Также в центральной части зерен отмечается небольшая примесь  $Cr_2O_3$ , от 0,24 до 0,27 мас.%. Для краевой части характерна формула  $Wo_{51}En_{34}Fs_{14}$ , центральные части зерен отличаются более высоким содержанием титана ( $TiO_2$ ) до 4,52 мас.% и пониженным  $MgO$  – 10,98 мас.% и  $Cr_2O_3$  до 0,14 мас.%.

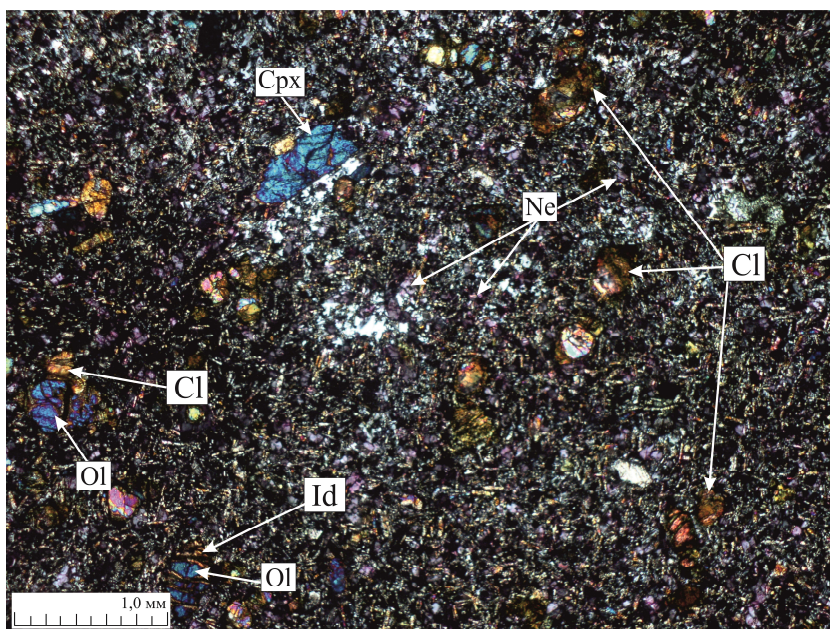


Рис. 4.3.2. Порфировая структура базанита с вкрапленниками оливина и клинопироксена (при скрещенных поляризаторах, протравленный шлиф). Оливин частично замещен идингситом и хлорофентом. Нефелин выполняет интерстиции между зернами пироксена, слагающими основную массу.

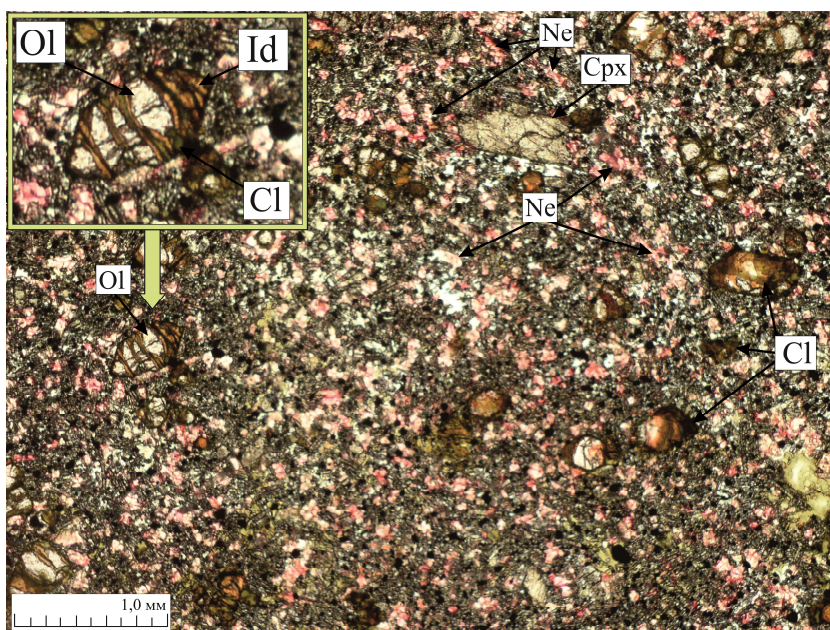


Рис. 4.3.3. Порфировая структура базанита с вкрапленниками оливина и клинопироксена (при одном поляризаторе, протравленный ализарином шлиф). Оливин частично замещен идингситом и

хлорофеем. Нефелин выполняет интерстиции между зернами пироксена, слагающими основную массу.



Рис. 4.3.4. Точки составов пироксенов из позднемеловых базанитов Еравнинского грабена [Poldervaart, Hess, 1951].

Условные обозначения: 1 – основная масса; 2 – вкрапленники.

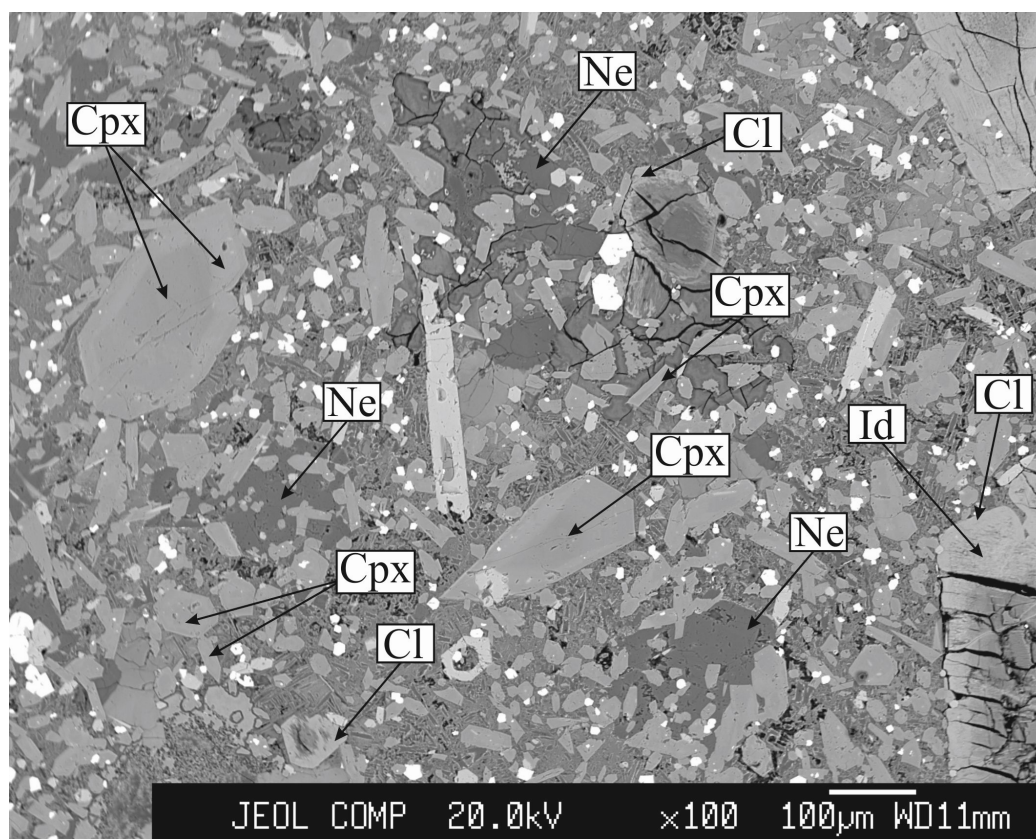


Рис. 4.3.5. Микрофотография позднемелового базанита из Еравнинского грабена



Таблица 4.3.1. Состав пироксена из позднемеловых базанитов Еравнинского грабена

Грабен	Еравнинский									вкр к	вкр ц	вкр ц
	ом	ом	ом	ом	ом	ом	ом	ом	ом			
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48,23	42,85	48,09	43,62	49,50	47,77	41,79	42,32	41,91	49,82	50,32	
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,03	3,53	2,20	3,79	1,66	2,49	4,35	4,22	4,52	1,70	1,64	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,13	8,90	5,30	9,15	4,32	6,39	10,30	9,69	10,45	4,23	4,07	
<b>FeO</b>	6,71	7,70	7,04	7,91	6,03	7,04	8,49	8,18	8,16	6,02	6,00	
<b>MnO</b>	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,12	0,15	0,00	0,13	0,00	0,00	
<b>MgO</b>	13,86	11,15	13,76	11,18	14,72	13,07	10,42	11,06	10,98	14,67	14,83	
<b>CaO</b>	23,15	22,85	22,87	22,68	23,09	22,79	22,99	22,72	22,80	23,13	23,05	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,41	0,60	0,41	0,61	0,40	0,50	0,61	0,56	0,54	0,39	0,41	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,14	0,24	0,27	
<b>Сумма</b>	99,51	97,57	99,79	98,93	100,00	100,15	99,10	98,75	99,61	100,19	100,59	
<b>Si</b>	1,81	1,66	1,80	1,66	1,84	1,78	1,60	1,62	1,60	1,85	1,85	
<b>Ti</b>	0,06	0,10	0,06	0,11	0,05	0,07	0,13	0,12	0,13	0,05	0,05	
<b>Al</b>	0,23	0,41	0,23	0,41	0,19	0,28	0,47	0,44	0,47	0,18	0,18	
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,21	0,25	0,22	0,25	0,19	0,22	0,27	0,26	0,26	0,19	0,18	
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
<b>Mg</b>	0,77	0,64	0,77	0,64	0,82	0,73	0,60	0,63	0,62	0,81	0,81	
<b>Ca</b>	0,93	0,95	0,92	0,93	0,92	0,91	0,95	0,93	0,93	0,92	0,91	
<b>Na</b>	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
<b>Wo</b>	49	52	48	51	48	49	52	51	51	48	48	
<b>En</b>	40	35	40	35	42	39	33	35	34	42	43	
<b>Fs</b>	11	13	12	14	10	12	15	14	14	10	10	

Примечания к таблице 4.3.1: Содержания элементов приведены в оксидах, мас.%

Прочерк – нет данных

Сокращения: ом – основная масса; вкр к – вкрапленник краевая часть; вкр ц – вкрапленник центральная часть

Оливины. Зерна оливина имеют нечеткие закругленные края. Вторичные изменения выражены в замещении зерен оливина хлорофееитом (рис. 4.3.2, 4.3.3, 4.3.5) и иддингситом. Хлорофееит содержит 28,24-32,62 мас.% FeO, 12,99 – 19,37 мас.% MgO и 0,48-0,72 мас.% MnO, иддингсит – 28,24-32,62 мас.% FeO, 12,99 – 19,37 мас.% MgO и 0,48-0,72 мас.%

Нефелины. Зерна нефелина характеризуются таблитчатой формой, слабо разрушены. Для точной его диагностики была проведена протравка шлифа ализарином, в результате которой зерна нефелина окрасились в красный цвет (рис. 4.3.2, 4.3.3). Количество нефелина в породе составляет > 10%.

Среди рудных присутствуют магнетит и титаномагнетит. Акцессорные минералы представлены апатитом.

Вторичные изменения выражены в частичном, либо полном замещении оливина иддингситом и хлоритом, а также замещением нефелина анальцимом.

Таблица 4.3.2. Состав нефелина и анальцима из базанитов Еравнинского грабена

Грабен	Еравнинский				
	нефелин			анальцим	
Минерал	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	47,95	43,26	44,07	51,84	50,76
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	0,15	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,49	34,51	33,32	28,25	27,16
FeO	0,88	0,70	0,69	1,09	1,87
MnO	-	-	-	-	-
MgO	0,12	-	0,13	0,24	0,37
CaO	0,77	2,24	2,18	0,98	2,14
Na <sub>2</sub> O	12,98	14,47	13,94	11,93	7,55
K <sub>2</sub> O	4,69	4,59	5,14	2,87	3,06
Сумма	99,88	99,77	99,47	97,34	93,10

Примечания к таблице:

Содержания элементов приведены в оксидах, мас.%

Прочерк – нет данных

### **Выводы**

Впервые получены петрографические данные и изучен состав основных породообразующих минералов Удино-Еравнинской зоны.

В результате проделанной работы было установлено, что базальтоиды каждого этапа

развития Удино-Еравнинской зоны характеризуются отличным минеральным составом, слагающим основную массу. Так основная масса средне-позднеюрских базальтов сложена андезином, анортоклазом и санидином, тогда как основную массу вулканитов раннего мела слагают зерна андезина и лабрадора. Исключение составляют только базальтоиды Эгитинского грабена, где также выделяются и зерна анортоклаза. Основная масса пород позднего мела, как трахибазальтов, так и базанитов сложена диопсидом. Отличия наблюдаются и в наборе вкрапленников. Для средней-поздней юры характерны зерна андезина, диопсида, авгита и анортоклаза, реже отмечаются зерна оливина. В раннемеловых породах этот набор представлен андезином, лабрадором, диопсидом (Зазинский и Эгитинский грабены), авгитом (Удинский и Еравнинский грабены) и оливином. В трахибазальтах позднего мела отмечаются зерна оливина. В базанитах отмечается оливин и пироксен.

В составе вулканических пород всех этапов присутствуют рудные минералы. Среди аксессуарных отмечается апатит. Также для всех вулканитов Удино-Еравнинской зоны характерны вторичные изменения: замещение оливина иддингситоподобным веществом, актинолитизация плагиоклаза, палагонитизация вулканического стекла и появление выделений карбонатов.

Различия минерального состава пород этапов Удино-Еравнинской зоны указывают на смену состава родоначального расплава в процессе эволюции.



## ГЛАВА 5. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ

### 5.1. Классификация пород

Классификационная принадлежность вулканических пород, относимых к разным этапам магматизма, определялась с помощью диаграммы [LeBas, Streckeisen, 1991] (рис.5.1.1).

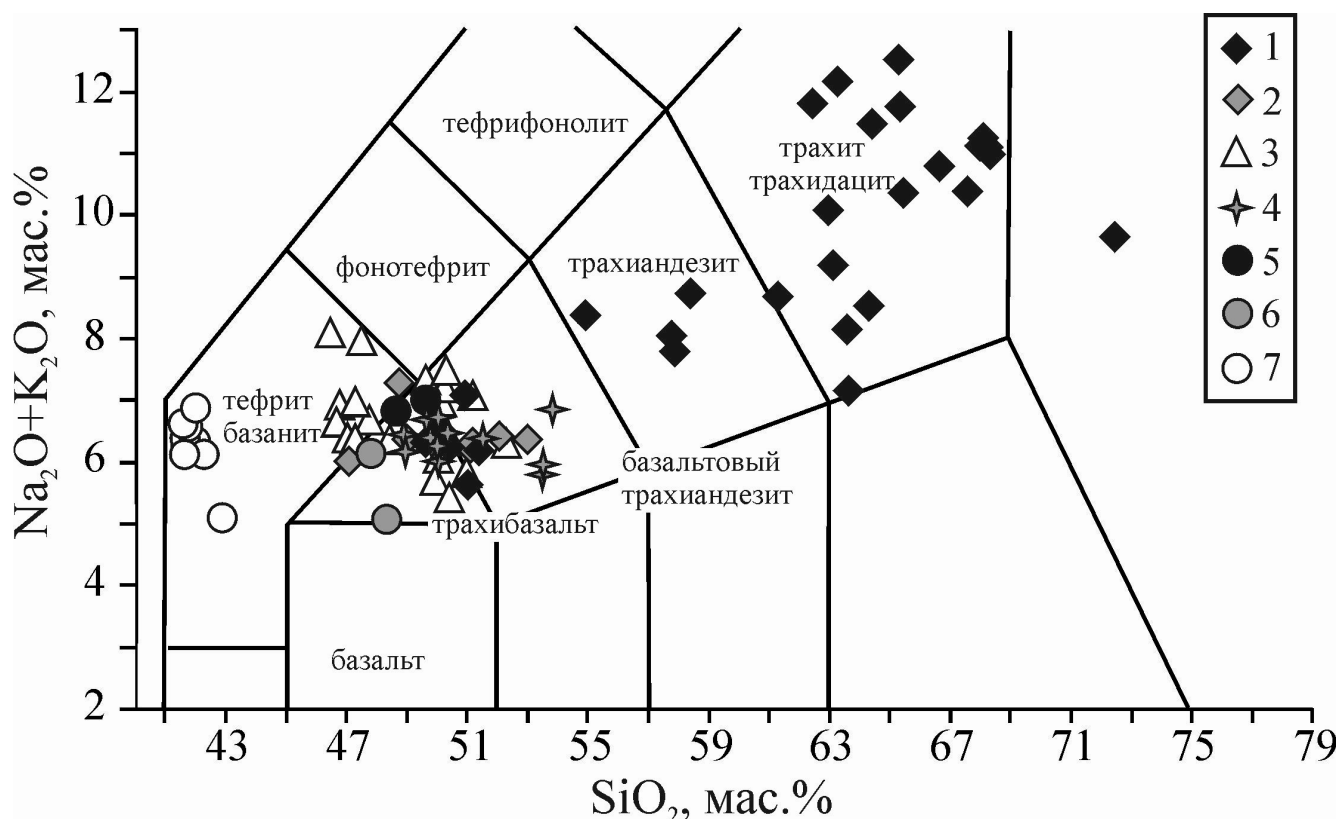


Рис. 5.1.1. Классификационная диаграмма по [LeBas, Streckeisen, 1991].

Условные обозначения: 1 – вулканические породы средне-позднеюрской удинской свиты (174 – 154 млн лет), Эгитинский грабен; 2 – 5 вулканические породы раннего мела: 2 – Эгитинский грабен (143 – 113 млн лет), 3 – Удинский грабен (131 – 118 млн лет), 4 – Зазинский грабен (138 – 111 млн лет), 5 – Еравнинский грабен (124 – 117 млн лет); 6 – 7 – вулканические породы позднего мела, Еравнинский грабен: 6 – 83 – 78 млн лет, 7 – 73 – 71 млн лет.

Точки составов пород всех грабенов Удино-Еравнинской зоны относятся к умереннощелочной и щелочной сериям, однако каждый этап вулканизма имеет свои отличительные особенности. Вулканические породы средне-позднеюрской удинской свиты представлены широким диапазоном составов, содержания  $\text{SiO}_2$  в них изменяются от 49,69 до 72,45 мас.% при суммарной щелочности ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) – 5,61 – 12,52 мас.%, фигуративные точки попадают в поля трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов, трахидацитов.

Породы всех раннемеловых грабенов представлены основными разновидностями

содержания  $\text{SiO}_2$  в них варьируют от 46,50 до 53,85 мас.%, при суммах щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) – 5,42 - 8,07 мас.%. Точки составов вулканитов попадают в поле трахибазальтов. Точки составов базальтов позднего мела ( $\text{SiO}_2$  – 41,62 – 48,37 мас. %, при  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  – 5,04 - 6,86 мас.%) попадают в поля составов базанитов и трахибазальтов.

Более детальная классификация проведена на дополнительных диаграммах, предложенных рядом российских и зарубежных исследователей для выделения шошонит-латитовых, высококалийевых и низкотитанистых серий пород и систематизированных в работе [Сасим, 2014]. Необходимость использования этих диаграмм вызвана достаточно низкими концентрациями  $\text{TiO}_2$  в породах среднего и кислого составов удинской свиты в сравнении с породами внутриплитных обстановок [Фролова, Бурикова, 1997, Афанасьева и др., 2001]. Содержания титана в них варьируют от 2,08 (в трахибазальтах) до 0,20 мас.% (в трахидацитах). Вулканиты раннего и позднего мела отличаются достаточно высокими концентрациями титана, характерными для пород рифтовых областей:  $\text{TiO}_2$  в них варьирует от 2,1 до 3,1 мас.%. Содержания титана в породах являются одним из важнейших критериев разделения пород трахибазальтовой и шошонит-латитовой серий. Для основных пород шошонитовой серии содержания  $\text{TiO}_2$  не должны превышать 1,3 мас.% [Сасим, 2014]. Первов В.А. в своей работе [Первов и др., 1988] предложил использовать прямую линию, заданную уравнением  $\text{TiO}_2 = 0,087\text{SiO}_2 + 6,27$  (рис. 5.1.2) для разделения пород на высоко- и низкотитанистую группы. Из диаграммы видно, что точки средних и кислых вулканитов удинской свиты располагаются ниже предложенной линии и, таким образом, отвечают низкотитанистой группе.

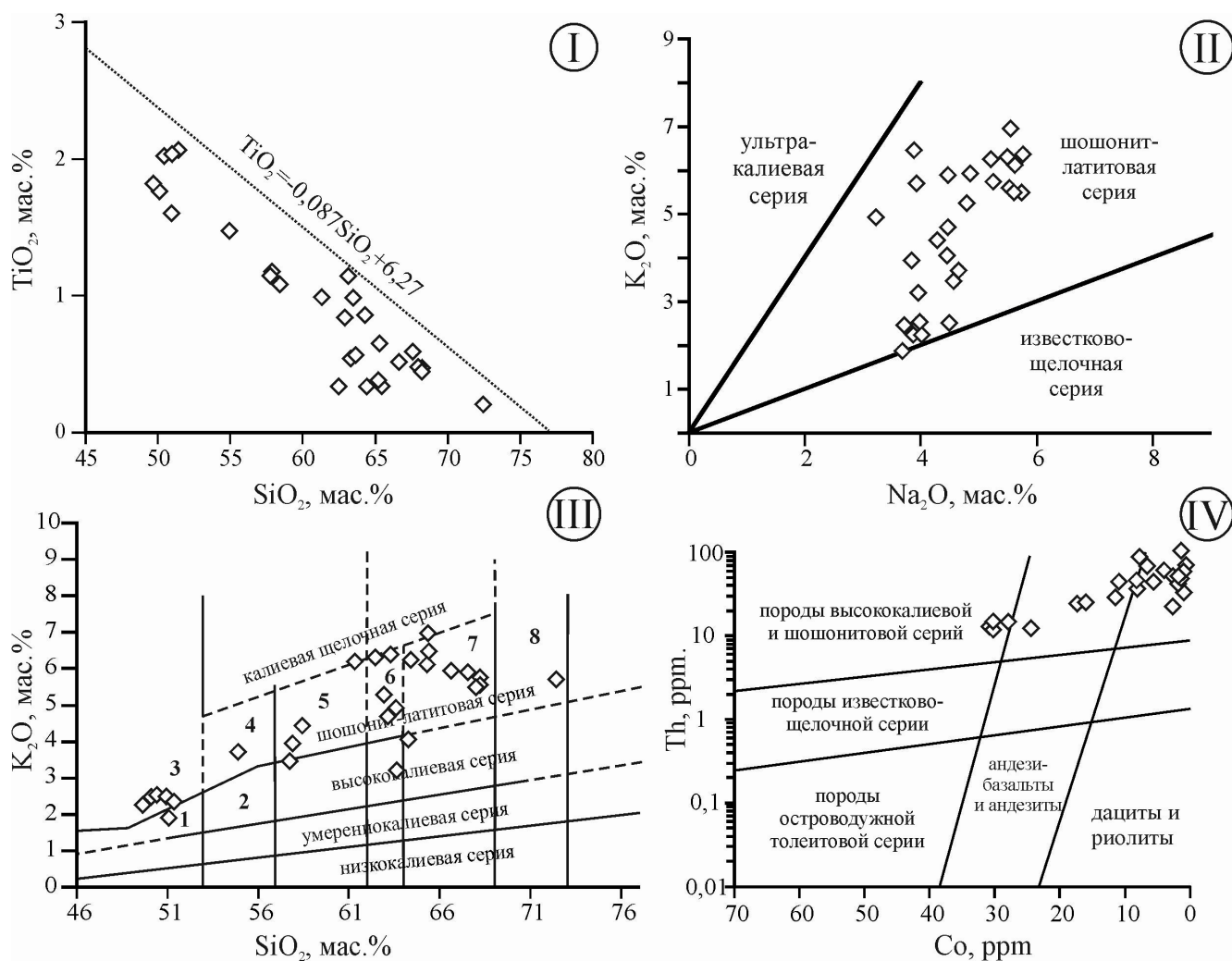


Рис.5.1.2. Точки составов пород удинской свиты на классификационных диаграммах:

I. Диаграмма TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub> для разделения низко и высокотитанистых магматических пород по [Первов и др., 1988]; II. Диаграмма K<sub>2</sub>O – Na<sub>2</sub>O по [Богатиков, Коваленко, 1987]; III. Компильционная диаграмма K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> для вулканических серий пород по [Перепелов, 1989]. Поля составов пород различных петрогеохимических серий: высококалиевая известково-щелочная серия (1 – высококалиевый (ВК) базальт, 2 - ВК-андезито-базальт, 3 – 7 – субщелочная шошонит-латитовая серия: 3 – шошонитовый базальт, 4 – шошонит, 5 – латит, 6 – кварцевый латит, 7 – трахидацит, 8 – трахиориодацит; IV. Th-Co классификационная диаграмма для магматических пород по [Hastie et al., 2007].

Наряду с этим, вулканиты удинской свиты отличаются высокими содержаниями K<sub>2</sub>O, которые варьируют от 1,92 мас.% в породах основного состава до 6,96 мас.% в кислых. Диаграмма Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O по [Богатиков, Коваленко, 1987] позволяет подразделить составы пород на известково-щелочную, шошонит-латитовую и ультракалиевую серии. Компильционная диаграмма K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> составлена по [Peccherillo Taylor, 1976; Ewart, 1969; Gill, 1981] с изменениями и дополнениями А.Б. Перепелова [Перепелов, 1989]. Данная диаграмма позволяет выделить низкокалиевую, умереннокалиевую, высококалиевую, шошонит-латитовую и калиевую щелочную серии пород. Диаграмма Th-Co по [Hastie et al., 2007] дает возможность отделить толеитовую от известково-щелочной серии, известково-щелочную от высококалиевой

известково-щелочной и шошонитовых серий, отделить базальты от базальтовых андезитов и андезитов и последние от дацитов и риолитов [Сасим, 2014].

Точки составов средне-позднеюрских вулканитов удинской свиты попадают в поля шошонит-латитовой серии, породы которой представлены шошонитовыми базальтами, шошонитами, латитами, кварцевыми латитами, трахидацитами и трахириодацитами.

### **5.2. Юрский этап (174 – 154 млн лет)**

Породы удинской средне-позднеюрской свиты представлены дифференцированной серией от трахибазальтов до трахириодацитов,  $\text{SiO}_2$  в них варьирует от 49,69 до 72,45 мас.% при щелочности ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) – 5,61 – 12,52 мас.%. Породы характеризуются содержаниями  $\text{TiO}_2$ : от 2,08 (трахибазальты) до 0,20 мас.% (трахидациты),  $\text{MgO}$ : от 5,50 мас.% в трахибазальтах до 0,08 мас.% в трахидацитах и высокими  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : от 19,60 в основных разновидностях до 14,27 в кислых в сравнении с породами внутриплитных обстановок [Фролова, Бурикова, 1997; Афанасьева и др., 2001]. Составы пород удинской свиты приведены таблице 5.2.1.

Положительная корреляция суммарной щелочности,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , отрицательные корреляции  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  относительно  $\text{SiO}_2$  (рис. 5.1.1, 5.2.1) указывают на фракционирование титаномагнетита, апатита и магнезиально-железистых темноцветных силикатных минералов в соответствии с трендом кристаллизации минералов по [Bowen, 1928; Кокс и др., 1982].

В поведении  $\text{Al}_2\text{O}_3$  относительно  $\text{SiO}_2$  отсутствует какая-либо закономерность. Трахиандезиты, при содержаниях  $\text{SiO}_2$  – 57,80-61,36 мас.%, отличаются широкими вариациями  $\text{CaO}$  (1,86 – 5,06 мас.%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (2,47-4,57 мас.%) и  $\text{K}_2\text{O}$  (3,45-6,18), которые отклоняются от предполагаемого тренда фракционной кристаллизации. Содержания кремнезема в трахитах находятся в узком диапазоне (62,49-64,34 мас.%), однако для них отмечаются широкие вариации  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1,89-5,36 мас.%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (3,23-5,77 мас.%),  $\text{K}_2\text{O}$  (4,05-6,37 мас.%) и высокие концентрации  $\text{CaO}$ : от 1,03 до 2,78 мас.%. Для трахидацитов характерен широкий диапазон значений  $\text{Na}_2\text{O}$ : от 3,89 до 5,75 мас.% и  $\text{K}_2\text{O}$ : от 3,18 до 6,96 мас.% при  $\text{SiO}_2$  – 63,68-68,27 мас.%.

Таблица 5.2.1. Составы пород удинской свиты Эгитинского грабена Удино-Еравнинской зоны

проба	СО 2/1	СО 4/1	СО 4/4	СО8/1а	СО8/1	СО8/6	СО 2/7
название	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТА
привязка	р. Тулдун			р. Поперечная			р. Эгита
возраст	154±2,5	156±2,9	158±4,8	159±3,6	159±4,1	170±1,7	-
SiO <sub>2</sub>	51,08	50,46	51,43	50,15	49,69	50,97	54,95
TiO <sub>2</sub>	2,05	2,04	2,08	1,78	1,84	1,62	1,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,70	15,95	16,01	16,67	16,63	17,03	18,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9,37	9,38	9,92	9,18	9,50	9,45	5,52
MnO	0,13	0,14	0,33	0,12	0,11	0,11	0,23
MgO	4,38	4,44	4,73	5,30	5,50	4,65	1,31
CaO	7,34	6,72	6,79	7,58	7,71	6,52	5,22
Na <sub>2</sub> O	3,69	3,72	3,88	3,99	4,03	4,50	4,66
K <sub>2</sub> O	1,92	2,51	2,30	2,52	2,27	2,56	3,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,98	0,90	1,07	0,96	0,97	0,82	0,57
ппп	2,73	3,54	1,13	1,38	1,56	1,59	3,34
Сумма	99,37	99,80	99,67	99,63	99,81	99,82	99,22
V	170	206	199	158	199	161	170
Co	28	30	31	24	30	17	28
Rb	48	64	66	32	61	56	86
Sr	1347	1379	1264	1274	2008	1383	1299
Y	24	21	23	11	26	18	17
Zr	510	284	183	265	398	302	393
Nb	22	16	23	16	38	17	16
Ba	2097	1157	1126	1057	2524	1340	1424
La	81	55	74	56	89	56	50
Ce	163	115	172	105	178	131	121
Pr	19,2	13,9	18,7	10,9	20,8	13,4	12,7
Nd	82	55	82	46	87	57	50
Sm	13,9	9,7	13,5	7,5	14,1	8,9	8,4
Eu	3,21	2,72	3,2	2,05	3,59	2,48	2,59
Gd	11,4	7,9	10,1	5,0	11,8	7,4	6,9
Tb	1,29	0,86	0,97	0,71	1,34	0,65	0,68
Dy	6,54	4,65	5,87	3,32	6,88	4,3	4,03
Ho	1,09	0,86	0,86	0,51	1,17	0,66	0,63
Er	2,78	2,07	1,99	1,23	3,02	1,65	1,65
Tm	0,35	0,26	0,26	0,15	0,4	0,22	0,22
Yb	2,15	1,58	1,52	1,11	2,47	1,3	1,42
Lu	0,33	0,23	0,2	0,14	0,37	0,19	0,2
Hf	9,0	6,8	4,4	7,2	7,1	6,1	7,3
Ta	1,18	0,79	1,11	0,72	1,97	0,86	0,86
Pb	19,2	11,8	12,7	8,6	16,1	10,6	12,9
Th	5,0	5,0	4,2	2,6	4,2	4,0	7,9
U	1,40	1,25	0,82	1,02	1,29	1,03	2,65
Σ <sub>REE</sub>	388	271	385	239	420	285	260
(La/Yb) <sub>N</sub>	26	24	33	35	25	29	24
Eu/Eu*	0,76	0,93	0,81	0,98	0,84	0,91	1,02

проба	МГЗ 1/6	МГЗ 1/7	СО10/2	ТЛД 1/3	ТЛД 1/4	СО 4/9	МГЗ 1/8
название	ТА	ТА	ТА	ТА	Т	Т	Т
привязка	оз. Могзон			р. Тулдун		Оз. Могзон	
возраст	174±1,4					170±3,6	
SiO <sub>2</sub>	58,45	57,92	57,80	64,47	65,47	63,00	62,49
TiO <sub>2</sub>	1,08	1,17	1,15	0,33	0,33	0,83	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,41	16,42	15,95	17,65	17,70	18,36	19,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	6,15	6,61	6,92	3,28	3,10	3,41	1,89
MnO	0,09	0,10	0,12	0,04	0,05	0,07	0,02
MgO	2,40	2,90	2,85	0,50	0,50	0,56	0,18
CaO	2,95	3,85	5,06	0,99	1,00	2,27	2,02
Na <sub>2</sub> O	4,30	3,85	4,57	5,22	3,89	4,81	5,51
K <sub>2</sub> O	4,41	3,93	3,45	6,24	6,46	5,24	6,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,48	0,51	0,57	0,20	0,19	0,2	0,16
ппп	3,14	2,46	1,34	1,08	1,09	1,06	1,38
Сумма	99,86	99,72	99,78	99,99	99,78	99,81	99,88
V	-	113	-	10	7	52	13
Co	-	16	-	2	1	4	2
Rb	-	129	105	159	111	224	75
Sr	-	849	1029	493	788	592	785
Y	-	17	19	21	13	25	16
Zr	-	552	325	490	254	548	224
Nb	-	17	19	23	20	26	9
Ba	-	1097	1158	800	890	2683	2224
La	-	50	66	87	51	59	34
Ce	-	106	143	180	102	133	70
Pr	-	11,2	14,0	18,6	11,6	14,4	8
Nd	-	44	57	75	43	122	30
Sm	-	7,2	8,6	10,9	6,7	20,6	5,2
Eu	-	3,78	2,12	2,2	1,64	4,5	1,24
Gd	-	13,3	7,1	8,2	4,7	17,2	4,2
Tb	-	1,54	0,76	0,81	0,56	2,06	0,54
Dy	-	3,93	4,29	4,97	2,79	11,69	3,31
Ho	-	0,65	0,7	0,81	0,49	0,98	0,6
Er	-	1,8	1,75	1,98	1,35	7,02	1,76
Tm	-	0,23	0,26	0,3	0,18	0,38	0,27
Yb	-	1,63	1,51	1,94	1,18	2,69	1,74
Lu	-	0,23	0,26	0,29	0,15	0,4	0,25
Hf	-	7,6	7,4	9,8	6,9	25,5	5,8
Ta	-	0,72	1,17	1,14	1,51	1,77	0,59
Pb	-	12,2	15,2	13,4	20,0	24,7	18
Th	-	8,2	10,7	11,8	14,5	14,5	9,4
U	-	2,11	2,39	1,98	2,60	4,04	1,56
Σ <sub>REE</sub>	-	245	307	525	222	295	193
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	21	30	25	25	23	25
Eu/Eu*	-	1,17	0,82	0,88	0,94	0,76	1



	МГЗ 1/9	СО 5/2	ППР 1/6	МГЗ 1/10	МГЗ 1/3	МГЗ 1/4	ППР 1/3
название	Т	Т	Т	ТД	ТД	ТД	ТД
привязка	оз. Могзон	р. Эгита		оз. Могзон			р. Эгита
возраст	-	161±2,9	-	-	-	-	-
SiO <sub>2</sub>	63,33	63,17	64,34	65,35	61,36	63,61	65,37
TiO <sub>2</sub>	0,53	1,14	0,86	0,38	0,99	0,98	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,44	15,57	15,52	17,40	18,15	15,77	16,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3,57	5,36	4,38	3,08	5,56	5,27	2,96
MnO	0,04	0,11	0,11	0,02	0,05	0,11	0,11
MgO	0,50	1,08	0,97	0,19	1,19	1,66	0,43
CaO	1,03	2,51	2,78	0,43	1,86	2,71	0,83
Na <sub>2</sub> O	5,77	4,48	4,46	5,56	2,47	3,23	5,63
K <sub>2</sub> O	6,37	4,68	4,05	6,96	6,18	4,91	6,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,48	0,46	0,11	0,46	0,46	0,16
ппп	1,07	1,28	1,88	0,41	1,48	0,99	1,05
Сумма	99,88	99,86	99,80	99,88	99,74	99,71	99,82
V	29	79	66	40	47	49	29
Co	7	8	11	8	5	8	2
Rb	230	165	231	141	223	198	148
Sr	90	582	469	39	683	88	570
Y	23	12	14	13	20	31	26
Zr	1079	715	840	756	596	1140	552
Nb	27	12	26	16	30	41	23
Ba	2693	1084	675	311	1082	2777	1318
La	86	38	34	47	64	164	69
Ce	182	84	76	99	139	307	145
Pr	19,2	10,4	8,9	11,6	14,4	33,6	16
Nd	161	41	33	43	51	270	62
Sm	25,1	6,9	6,0	7,3	7,8	38,8	10,4
Eu	6,51	1,99	1,27	1,92	1,78	6,45	2,21
Gd	19,3	5,0	4,4	4,9	6,2	28,3	7,9
Tb	2,12	0,58	0,57	0,63	0,71	3,05	0,96
Dy	11,5	2,97	2,96	3,05	4,2	15,93	5,25
Ho	0,94	0,5	0,54	0,51	0,71	1,33	0,94
Er	7,24	1,31	1,52	1,55	1,91	9,26	2,52
Tm	0,35	0,19	0,23	0,19	0,29	0,47	0,34
Yb	2,39	1,03	1,61	1,27	1,96	3,39	2,32
Lu	0,37	0,16	0,25	0,2	0,33	0,5	0,33
Hf	44,8	13,8	17,0	13,9	12,3	47,6	11,7
Ta	1,94	1,13	1,71	0,9	1,71	2,99	1,42
Pb	34,0	14,4	17,0	19,0	16,1	29,9	17
Th	17,0	7,2	22,0	10,7	19,7	16,8	14,9
U	3,23	2,22	3,08	1,96	3,01	3,97	3,39
Σ <sub>REE</sub>	171	392	227	426	396	325	882
(La/Yb) <sub>N</sub>	14	31	30	17	15	20	33
Eu/Eu*	0,73	0,69	0,86	0,76	0,72	0,73	0,57

проба	ППР 2/2	СО 5/5	ППР 1/1	ППР 1/2	СО9/2	ППР 2/1	ППР 1/5
название	ТД	ТД	ТД	ТД	ТД	ТД	ТРД
привязка	р. Эгита						
возраст	-	170±3,2	-	-	160±5,7	-	-
SiO <sub>2</sub>	63,68	68,27	68,02	68,25	66,68	67,60	72,49
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,47	0,48	0,48	0,51	0,58	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,22	15,69	15,30	15,48	16,06	16,10	14,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5,69	2,65	3,05	2,72	3,56	3,21	1,47
MnO	0,06	0,11	0,10	0,09	0,06	0,06	0,04
MgO	1,43	0,26	0,39	0,35	0,24	0,08	0,13
CaO	2,60	0,54	0,50	0,42	0,40	0,56	0,37
Na <sub>2</sub> O	3,96	5,26	5,62	5,54	4,86	4,47	3,94
K <sub>2</sub> O	3,18	5,74	5,48	5,60	5,92	5,89	5,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,08	0,09	0,07	0,07	0,14	0,04
ппп	1,13	0,76	0,95	0,93	1,52	0,87	1,32
Сумма	99,68	99,83	99,97	99,92	99,88	99,56	99,96
V	82	10	-	4	8	14	8
Co	11	1	-	1	1	2	1
Rb	281	194	-	159	142	87	302
Sr	379	12	-	31	28	142	82
Y	23	31	-	12	18	24	24
Zr	1212	813	-	280	569	442	460
Nb	39	33	-	28	36	15	51
Ba	3486	44	-	98	120	1767	2238
La	70	205	-	37	35	41	85
Ce	147	440	-	85	80	114	181
Pr	15,8	44,4	-	9,3	8,4	11,7	16,8
Nd	126	164	-	32	35	43	126
Sm	21,1	21,0	-	5,2	5,6	7,8	19,4
Eu	4,73	1,68	-	0,71	1,35	1,71	2,87
Gd	16,5	13,9	-	3,6	4,4	6,1	15,2
Tb	1,96	1,3	-	0,49	0,57	0,82	1,89
Dy	11,12	7,58	-	2,79	3,76	5,1	10,9
Ho	0,95	1,19	-	0,53	0,65	0,98	0,93
Er	7,7	3,18	-	1,57	1,75	3,1	7,26
Tm	0,39	0,45	-	0,22	0,29	0,43	0,39
Yb	2,87	2,82	-	1,54	1,8	3,01	2,88
Lu	0,43	0,47	-	0,22	0,26	0,47	0,4
Hf	54,1	16,3	-	8,8	11,7	10,0	28,8
Ta	3,14	1,83	-	2,28	2,2	0,96	4,74
Pb	30,6	23,0	-	17,0	16,2	23,0	31,7
Th	28,6	22,8	-	20,0	15,8	12,9	33,9
U	6,59	3,18	-	4,03	2,53	1,98	6,52
Σ <sub>REE</sub>	161	907	-	180	178	239	471
(La/Yb) <sub>N</sub>	13	50	-	16	13	9	20
Eu/Eu*	0,80	0,29	-	0,48	0,81	0,74	0,5

Примечания к таблице:

Содержания петрогенных элементов приведены в оксидах, мас.%, редких элементов в г/т.

Сокращения: ТБ – трахибазальт, ТА – трахиандезит, Т – трахит, ТД – трахидацит, ТРД – трахириодацит. Состав и возраста проб СО 2/1, СО 4/1, СО 4/4, СО 8/1а, СО 8/1, СО 8/6, СО 2/7, СО 10/2, СО 4/9, СО 5/2, СО 5/5, СО 9/2 приведены из [Воронцов и др., 2016].

Прочерк – нет данных

$\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  – общее железо

$(\text{La}/\text{Yb})_N$  – нормированное к примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989].

Разброс фигуративных точек  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  позволяет предполагать участие дополнительного механизма в формировании серии, например, контаминацию отдельных порций расплава породами континентальной коры [Кокс и др., 1982; Мартынов, 2010]. Широкие вариации СаО объясняются заполнением кальцитом трещин во вкрапленниках плагиоклаза (см. гл. 4.1.1).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 5.2.2.а) отображено распределение редких элементов в трахибазальтах удинской свиты. Из графика видно, что для пород характерно обогащение крупноионными литофильными элементами (LILE): Rb, Ba и Sr, а также редкоземельными элементами (LREE) цериевой группы (La, Ce, Pr) в сравнении с породами внутриплитных обстановок (континентальных рифтовых зон и горячих точек) основного состава из выборки [Наумов и др., 2017]. Форма спектра для пород удинской свиты приближается к форме спектра IAB, отличаясь от него повышенными содержаниями большинства несовместимых элементов. Так содержания Rb в трахибазальтах составляют 32-66 г/т, Ba – 1157-2545 г/т, Sr – 1264-2008 г/т. Эти значения в среднем в 2-3 раза превышают таковые для базальтов, сформированных во внутриплитных обстановках при участии обогащенных мантийных источников (OIB, Внутриконтинентальных рифтов). Концентрации REE иттриевой группы отвечают таковым для IAB, OIB и пород внутриконтинентальных рифтов и континентальных горячих точек. Следует отметить, что по конфигурации спектров распределения элементов рассматриваемые трахибазальты близки к базальтам субдукционных обстановок (IAB). Для них характерны отрицательные аномалии Nb, Ta, Ti, что указывает на формирование пород в субдукционной обстановке [Kelemen et al., 2003, Козловский и др., 2006]. Однако их концентрации в несколько раз превышают таковые для базальтов субдукционных обстановок, содержания Nb составляют 16-38 г/т, Ta – 0,72-1,97 г/т. Появление отрицательной Nb, Ta и Ti аномалии возможно объяснить существованием литосферной метасоматизированной мантии, сформированной под воздействием субдукционных процессов предшествующих этапов развития Центрально-Азиатского подвижного пояса [Воронцов и др., 2016]. Также, появление Nb-Ta минимума можно увязать с контаминацией расплавов материалом континентальной коры, в которой присутствуют водосодержащие минеральные

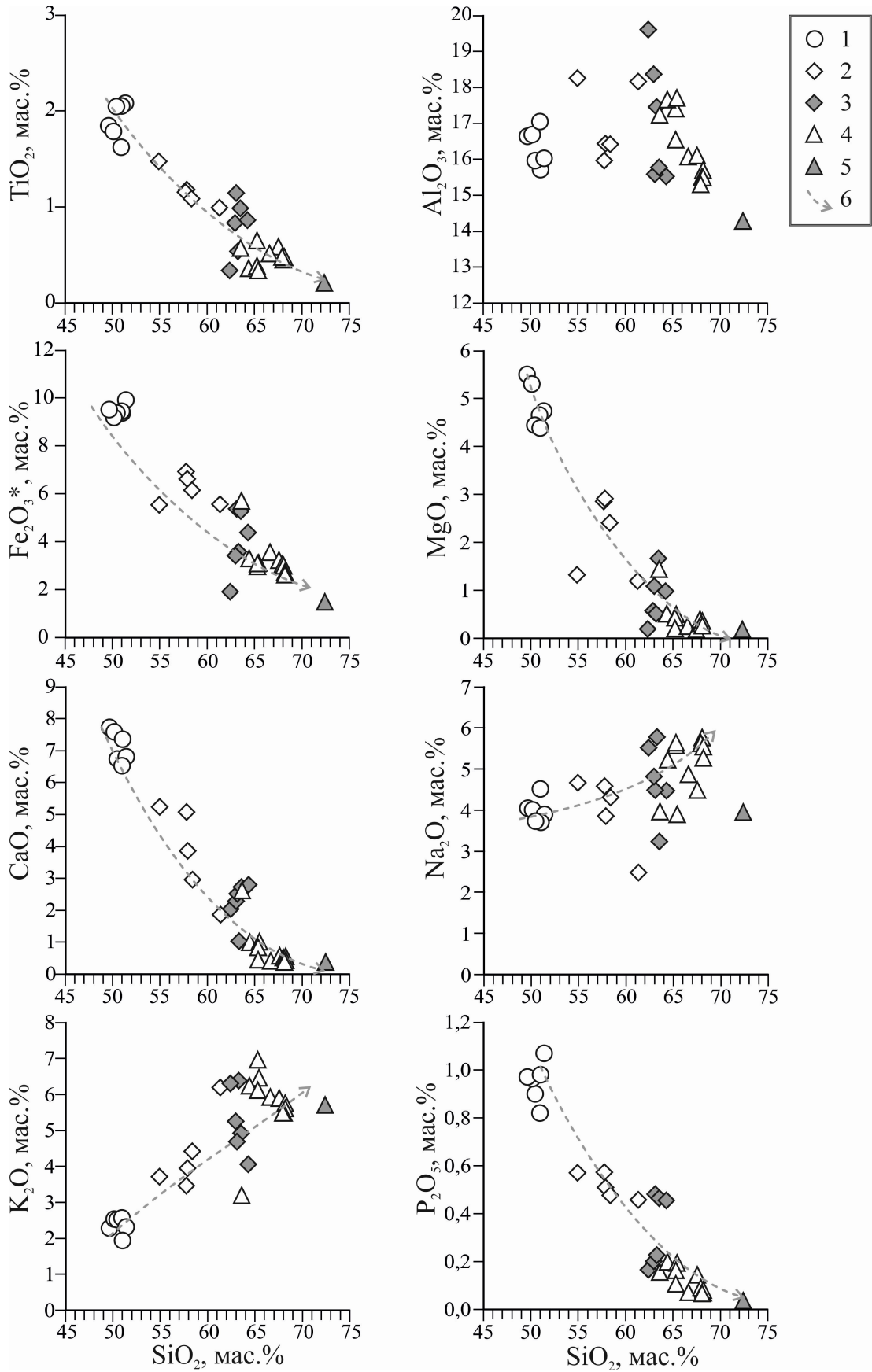


Рис. 5.2.1. Положение составов точек пород удинской свиты на вариационных диаграммах Харкера. Условные обозначения: 1 - трахибазальты; 2 - трахиандезиты; 3 – трахиты; 4 – трахидациты; 5 – трахириодациты; 6 – тренды фракционирования

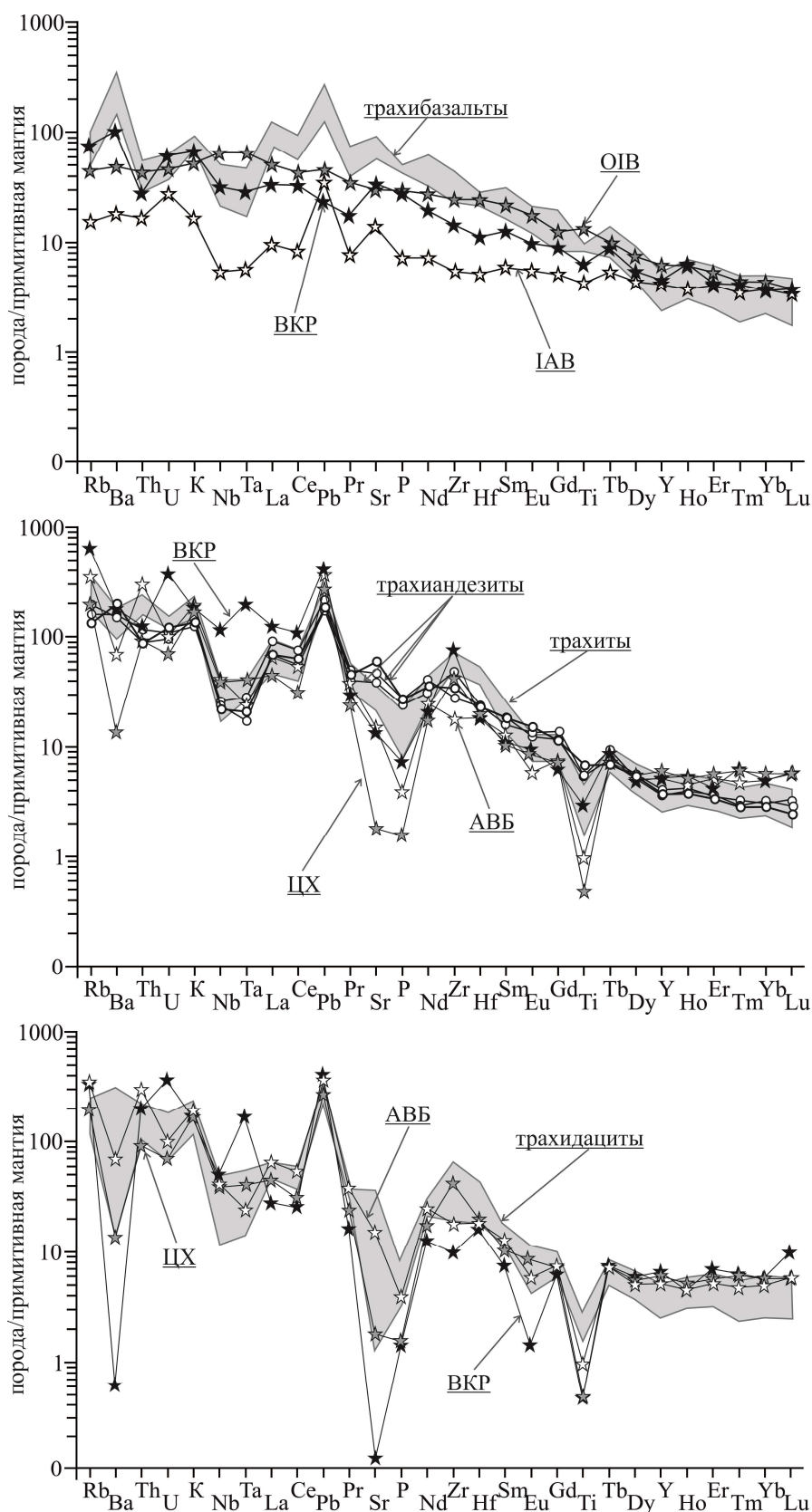


Рис. 5.2.2. Распределение нормированных к примитивной мантии редких и редкоземельных элементов в вулканитах группы трахибазальтов удинской свиты Эгитинского грабена.

Состав примитивной мантии приведен по [Sun, McDonough, 1989], составы OIB, IAB по [Kelemen et al, 2003], ВКР (внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек) по [Наумов и др., 2017], ЦХ (цаган-хунтей) – состав трахириолита из выборки [Воронцов и др., 2007], состав гранита АВБ (Ангаро-Витимский батолит) из выборки [Tsygankov, 2014].

фазы, способные при плавлении обеспечивать необходимые условия [Lin-Qi Xia, 2014].

В трахибазальтах наблюдаются дифференцированные спектры распределения редких земель (рис. 5.2.3.а). Так, отношение LREE к HREE, выраженное величиной  $(La/Yb)_N$ , соответствует 24-35,  $\Sigma REE$  варьирует от 239 до 420 г/т. Такие значения обусловлены повышенными содержаниями элементов цериевой группы в сравнении с ОИВ и ВКР. Так концентрации La варьируют от 55,36 до 89,15 г/т, Ce от 105,07 до 178,43 г/т и Pr от 10,91 до 20,76 г/т. Величина европиевой аномалии  $(Eu/Eu^*)$  отвечает значениям 0,76-0,98.

Спектры распределения редких элементов в трахиандезитах и трахитах (рис. 5.2.2.б), в целом, близки таковым для средних пород внутриплитных континентальных обстановок (ВКР) по [Наумов и др., 2017]. Они отличаются наименьшими содержаниями Rb, K, Nb, Ta, Ti и LREE (La, Ce). При этом наблюдаются более высокие концентрации для Pr и Nd, а также для Sr, Hf, Sm. В целом сохраняются высокие содержания элементов при сравнении с трахибазальтами. В трахиандезитах содержания Rb составляют 86-225 г/т, большие вариации значений достигаются для Ba: от 1097 до 2683 г/т и Sr: от 592 до 1299 г/т. Сумма редкоземельных элементов варьирует от 245 до 396 г/т,  $(La/Yb)_N$  и отвечает значениям 15-30, что практически идентично вулканитам основного состава удинской свиты. Европиевая аномалия слабо выражена и в некоторых разновидностях отсутствует, величина  $Eu/Eu^*$  изменяется от 0,72 до 1,17 (рис. 6.2.3.б). В трахитах Rb варьирует от 111 до 231 г/т, Ba от 675 до 1318 г/т и Sr от 469 до 788 г/т, REE- от 171 до 392 г/т, LREE/HREE изменяется от 14 до 31. Отмечаются наименьшие значения европиевой аномалии:  $Eu/Eu^* = 0,69-1,00$ .

Трахидацинты отличаются широким разнообразием составов. В сравнении с кислыми породами внутриконтинентальных рифтовых областей (ВКР) они характеризуются высокими концентрациями Ba, Zr, Hf, Ti (рис. 5.2.2.в) и LREE: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu и относительно низкими U, Nb, Ta и HREE: Er, Tm, Yb, Lu (рис. 6.2.3.в). В целом, для трахидацинтов характерны более широкие вариации Rb (75,00 – 280,86 г/т), Ba (44 – 3486 г/т) и Sr (12 – 785 г/т) в сравнении с породами основного и среднего составов удинской свиты. Также они отличаются более высокими значениями REE: 161-907 г/т, величина  $(La/Yb)_N$  изменяется от 9 до 50. Концентрации La достигают 250 г/т, Ce – 440 г/т, Nd – 270 г/т. Для пород характерно наличие ярко выраженной европиевой аномалии:  $Eu/Eu^*$  - варьирует от 0,29 до 0,94.



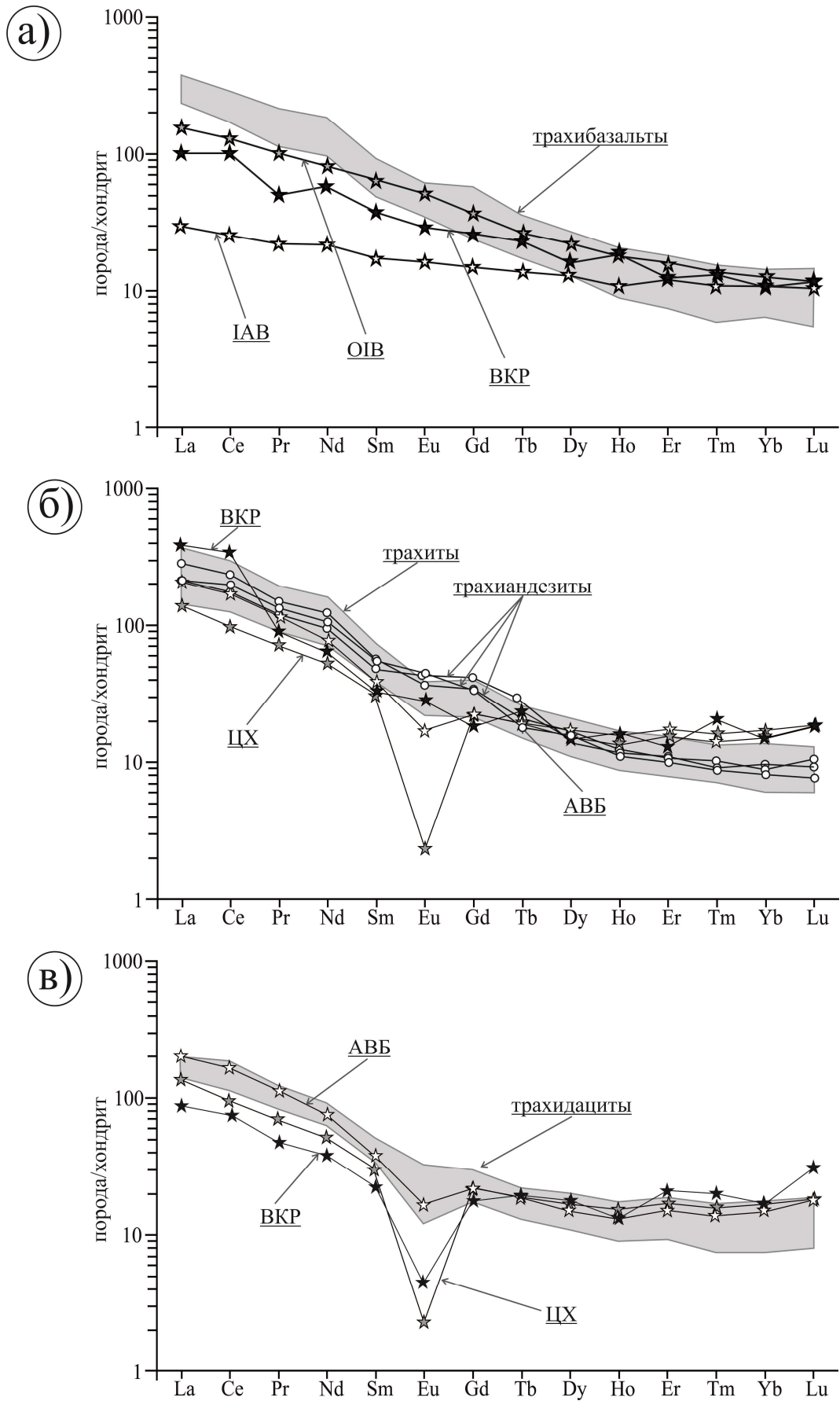


Рис. 5.2.3. Распределение нормированных к хондриту редкоземельных элементов в вулканитах группы трахибазальтов удинской свиты Эгитинского грабена. Состав хондрита приведен по [Sun, McDonough, 1989].

Причиной возникновения европиевой аномалии, наблюдаемой в вулканитах среднего и основного состава, является концентрирование  $\text{Eu}^{2+}$  в плагиоклазе с последующим его фракционированием [Балашов, 1976]. Также наличие глубокого европиевого минимума ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* - 0,29$ ) характерно для кислых пород, сформированных в результате внутрикорового парциального плавления [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

Для проверки предположения о возможной контаминации вулканических пород удинской свиты породами верхней континентальной коры, на графики (рис. 5.2.2.б,в, 5.2.3.б,в) были вынесены составы представительных пород предшествующих этапов развития территории – трахириолита – цаган-хунтейской свиты и гранита зазинского комплекса Ангаро-Витимского батолита.

Трахиандезиты и трахиты отличаются от пород цаган-хунтейской свиты большими содержаниями Ba, Th, U, Sr, P, Zr, LREE и меньшими HREE. От пород зазинского комплекса АББ их отличают также относительно высокие концентрации Ba, U, P, Zr, Ti и низкие Th и HREE: Er, Tm, Yb, Lu. Для трахидацитов характерны повышенные концентрации LREE в сравнении с трахириолитом цаган-хунтейской свиты и чуть меньшие концентрации Th в сравнении с породами АББ. Однако следует отметить повышенные концентрации Ti, как для трахиандезитов, трахитов, так и для трахидацитов в сравнении с вмещающими породами.

Как видно из рисунка 5.2.1, вулканические породы удинской свиты образуют тренд поведения породообразующих элементов, типичный таковому в процессе фракционной кристаллизации. Наряду с этим, для трахиандезитов, трахитов и трахидацитов следует отметить отклонения в поведении ряда петрогенных элементов относительно оксида кремния от предполагаемой линии фракционирования (рис. 5.2.1). Это указывает на то, что вулканиты среднего и кислого составов имеют свои закономерности развития, отличающие их от продуктов последовательной дифференциации базальтовых магм. Наиболее выразительно эти отличия прослеживаются на графиках распределения редких элементов (Rb, Zr, La, Yb) относительно кремнезема ( $\text{SiO}_2$ ) (рис. 5.2.4). Таким образом, в ряду трахибазальт-трахириодацит наблюдается положительная корреляция  $\text{SiO}_2$  с Rb и слабая с Zr, La, Yb. Однако, в пределах групп (трахиандезиты, трахиты, трахидациты), элементы демонстрируют принципиальное иное поведение и характеризуются широкими вариациями значений. Наиболее ярко это отражается в изменениях концентраций Zr. В трахибазальтах его содержания варьируют от 183 до 510 г/т, в трахиандезитах интервал составляет – 325-552 г/т, в трахитах – 254-840 г/т. Наибольший разброс величин наблюдается в трахидацитах, здесь Zr изменяется от 224 до 1212 г/т, содержания в трахидацитах составляют 460 г/т. Такое отклонение от трендов фракционирования и наличие глубокой отрицательной аномалии ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  до 0,29 в риодацитах) в породах кислого состава заставляет привлекать ряд дополнительных механизмов,

участвовавших в процессе формирования вулканитов, например смешение базальтовых и трахириолитовых расплавов, коровую контаминацию, либо процесс внутрикорового плавления. В региональном плане основным плавящимся коровым субстратом для кислых пород могут служить гранитоиды витимканского сиенит-гранодиорит-гранитного комплекса, формирование которого произошло в интервале 290 – 320 млн лет. Для сопоставления использован состав гранитоидов зазинского комплекса из выборки [Tsygankov, 2014], являющегося аналогом витимканского и распространенного, преимущественно, в центральной и восточной частях Забайкалья. Для восстановления наиболее полной картины на график (рис. 5.2.4) вынесены эталоны источников расплавов внутриплитных обстановок: ОИВ и ВКР, а также составы потенциальных контаминантов: трахириолита цаган-хунтейской свиты и гранита зазинского комплекса Ангаро-Витимского батолита. Кроме того, отмечена область анатектических коровых гранитов, в качестве эталона которых взяты анатектические гранит-пегматиты Западного Забайкалья [Литвиновский и др., 2005].

Видно, что концентрации Rb, Zr и La в вулканитах удинской свиты превышают таковые в породах внутриконтинентальных рифтов, континентальных горячих точек (ВКР) и в породах зазинского комплекса (АВБ). Наблюдается схожесть содержаний Zr и Yb кислых разновидностей вулканитов удинской свиты и трахириолита цаган-хунтейской свиты. В целом, тренд, образованный на графике Yb-SiO<sub>2</sub> для вулканитов удинской свиты, близок к породам внутриплитных обстановок и пород, слагающих фундамент Удино-Еравнинской зоны.

Также следует отметить, что вулканиты дифференцированной удинской свиты показывают более высокие значения, в сравнении с полями эталонных составов анатектических коровых гранитов Западного Забайкалья.

Для наиболее полной характеристики источников магматизма и закономерностей их взаимодействия при формировании удинской серии была использована система канонических отношений несовместимых элементов [Коваленко и др., 2007; Plank, 2005]. На графике 5.2.5. приведены значения Zr, La, Th, Ta относительно Th/La. Здесь, аналогично рис. 5.2.4., вынесены параметры эталонных расплавов и поля составов анатектических гранитов. Увеличение содержаний Zr, Th, Ta с ростом содержаний кремния является результатом фракционирования расплава. В то же время, необходимо отметить рост величины Th/La с увеличением диоксида кремния, что указывает на процесс коровой контаминации отдельных порций расплава. Это предположение подтверждается и расположением фигуративных точек пород удинской свиты относительно эталонных составов континентальной коры применимых к району Западного Забайкалья. Наглядно видно, что тренд фракционирования трахибазальт – трахириодацит отклоняется в сторону гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Породы цаган-хунтейской свиты и кислые разновидности вулканитов удинской свиты близки по своему

редкоэлементному составу. Также следует отметить, что между вулканитами средней-поздней юры и анатектическими расплавами не прослеживается никакой связи и наличие глубокой европиевой аномалии можно объяснить механизмом коровой контаминации.

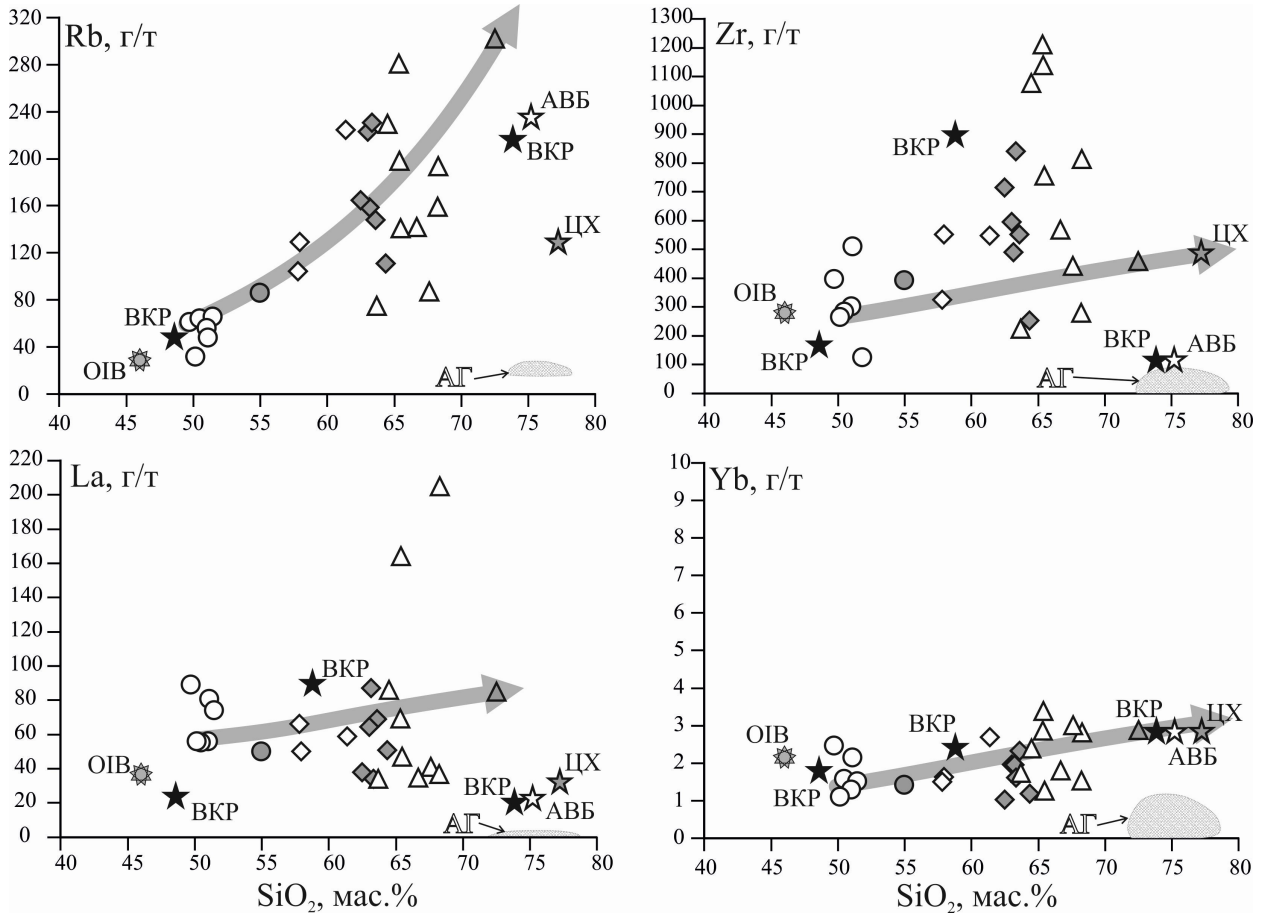


Рис. 5.2.4 Распределение редких элементов (Rb, Zr, La, Yb) относительно  $\text{SiO}_2$  в вулканитах средне-позднеюрской удинской свиты.

Условные обозначения соответствуют рис. 5.2.1.

Сокращения: OIB – базальты океанических островов по [Kelemen et al., 2003]; ВКР – породы внутриконтинентальных рифтов и горячих точек по [Наумов и др., 2017]; АВБ – гранит зазинского комплекса Ангаро-Витимского батолита по [Tsygankov, 2014]; ЦХ – состав трахириолита из цаганхунтейской свиты по [Воронцов и др., 2015]; АГ – поле составов анатектических гранитоидов, по [Литвиновский и др., 2005]

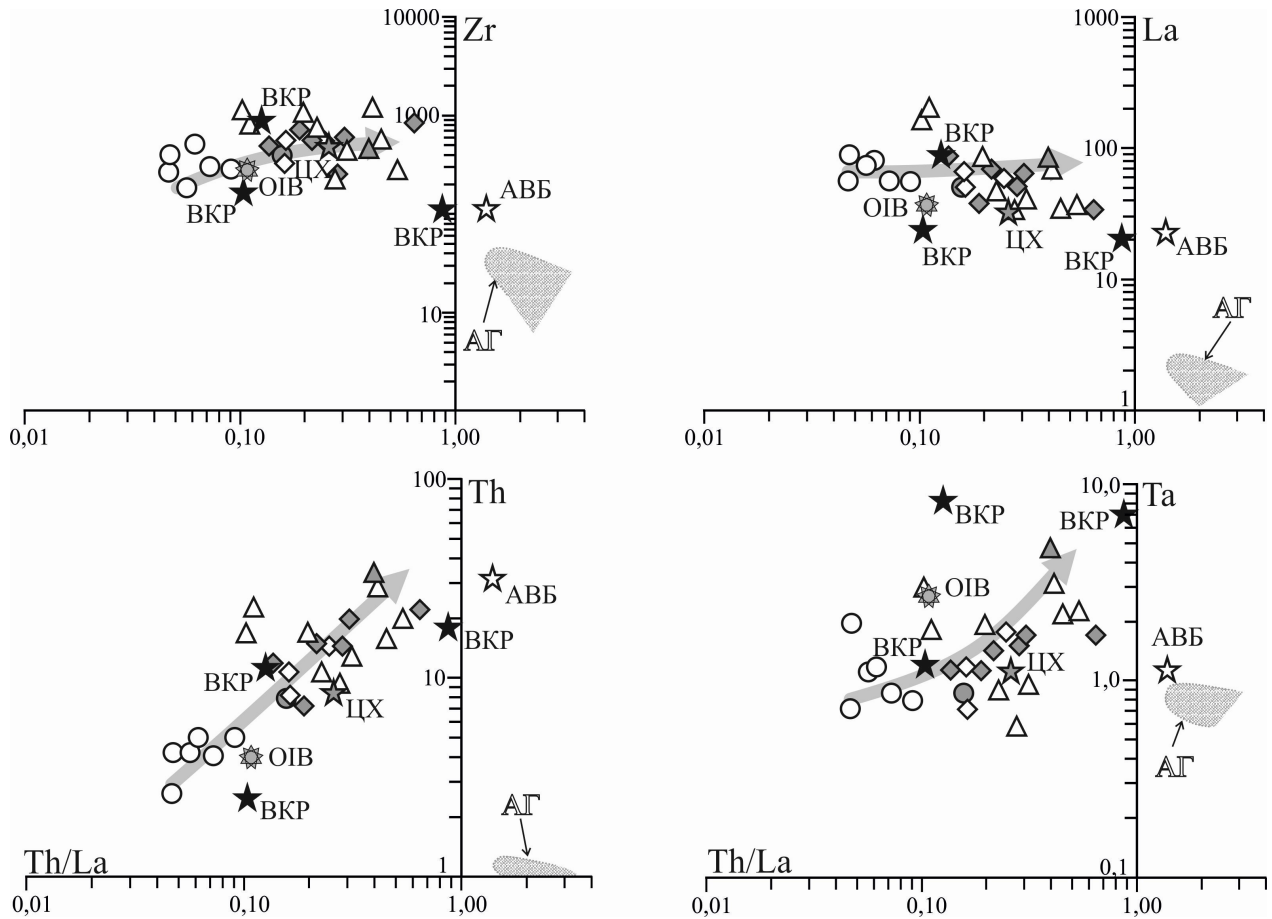


Рис. 5.2.5 Положение составов пород средне-позднеюрской удинской свиты на диаграммах парных отношений несовместимых элементов (Th/La-Zr, La, Th, Ta).

Условные обозначения соответствуют рис. 5.2.1.

Сокращения: OIB – базальты океанических островов по [Kelemen et al., 2003]; BKP – породы внутриконтинентальных рифтов и горячих точек по [Наумов и др., 2017]; ABБ – гранит зазинского комплекса Ангаро-Витимского батолита по [Tsygankov, 2014]; ЦХ – состав трахириолита из цаганхунтейской свиты по [Воронцов и др., 2015]; AГ – поле составов анатектических гранитоидов, по [Литвиновский и др., 2005]

### 5.3. Раннемеловой этап (143 – 111 млн лет)

На TAS диаграмме точки составов пород всех грабенов попадают в поля базальтов субщелочной и щелочной серий (рис. 5.1.1), содержания  $\text{SiO}_2$  в них варьируют от 46,50 до 53,85 мас.% при сумме щелочей 5,42 - 8,07 мас.%. Составы пород приведены в таблице 5.3.1.

При интерпретации составов базальтовых вулканических серий использование  $\text{SiO}_2$  в качестве индекса дифференциации является малоинформативным, поскольку содержание  $\text{SiO}_2$  в пироксенах и богатых анортитовой составляющей плагиоклазах соответствует таковому в

Таблица 5.3.1. Составы вулканических пород раннего мела Удино-Еравнинской зоны

грабен	Эгитинский грабен							
проба	СО10/7	СО12/4	СО8/7	СО 5/6	СО10/6	ТЛД 1/1	ТЛД 1/2	
название	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	
привязка	р. Поперечная					оз. Шабарты		
возраст	113±1,7	143±1,6	125±2,9	142±2,1	142±3,1			
SiO <sub>2</sub>	53,02	51,25	51,15	47,14	52,10	48,81	49,04	
TiO <sub>2</sub>	2,19	2,52	2,67	2,26	2,08	2,34	2,50	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,87	15,03	14,68	16,98	15,97	15,67	15,62	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9,96	11,59	11,04	12,09	9,58	10,44	11,24	
MnO	0,16	0,16	0,23	0,15	0,15	0,13	0,14	
MgO	3,42	3,71	3,22	4,67	4,21	4,15	3,44	
CaO	6,16	6,30	7,04	7,41	6,82	7,12	6,46	
Na <sub>2</sub> O	3,57	3,63	3,60	3,85	3,88	4,33	3,85	
K <sub>2</sub> O	2,78	2,67	2,61	2,14	2,52	2,92	2,49	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,20	1,29	1,48	0,73	0,88	1,76	1,13	
ППП	2,27	1,59	1,92	2,33	1,59	1,95	3,63	
Сумма	99,60	99,74	99,64	99,75	99,78	99,62	99,53	
Rb	62	60	62	74	24	48	48	
Sr	984	961	1440	1644	1518	1985	1276	
Y	43	41	33	19	27	23	25	
Zr	507	376	517	189	456	447	322	
Nb	33	26	28	18	29	29	28	
Ba	1391	1285	1519	1068	2254	2156	1266	
La	86	69	100	42	105	98	57	
Ce	175	145	203	84	180	211	130	
Pr	21,6	18,6	25,8	10,7	21,7	24,5	14,8	
Nd	89	80	104	44	95	101	62	
Sm	15,7	14,5	17,7	7,9	16,5	15,4	10,9	
Eu	3,56	3,74	4,04	2,25	4,20	8,26	6,45	
Gd	13,2	12,2	13,0	6,3	13,8	26,4	20,7	
Tb	1,64	1,53	1,46	0,76	1,56	2,56	2,47	
Dy	8,92	7,92	6,98	3,78	7,72	5,84	5,92	
Ho	1,80	1,65	1,36	0,78	1,26	0,93	0,94	
Er	4,4	3,9	3,0	1,8	3,2	2,2	2,5	
Tm	0,61	0,56	0,40	0,24	0,39	0,27	0,30	
Yb	3,70	3,14	2,33	1,43	2,35	1,74	2,04	
Lu	0,53	0,46	0,31	0,19	0,36	0,25	0,28	
Hf	12,1	8,5	12,1	4,4	8,2	7,7	5,5	
Ta	1,65	1,80	1,26	0,87	1,64	0,99	1,05	
Pb	18,4	13,4	16,4	6,6	14,7	15,2	9,7	
Th	5,5	4,0	5,4	2,2	4,0	2,3	2,8	
U	1,51	1,15	1,28	0,62	1,21	0,72	0,75	
Σ <sub>REE</sub>	425	362	482	206	453	498	316	
(La/Yb) <sub>N</sub>	15,90	14,94	29,31	20,21	30,63	38,51	19,07	
Eu/Eu*	0,74	0,84	0,79	0,95	0,84	1,25	1,30	



грабен	Удинский грабен						
проба	АЛН 1/2	Хор 2/1	Хор 2/2	АЛН 2/1	АЛН 2/2	АЛН 2/3	СО 12/1
название	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ
привязка	р. Алан	р. Она		р. Алан			р. Эгита
возраст	-	131±1,8	-	-	-	-	129±4,4
SiO <sub>2</sub>	46,72	47,52	47,36	50,11	50,44	49,96	50,44
TiO <sub>2</sub>	2,57	2,53	2,69	2,92	2,88	2,67	2,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,81	15,83	15,49	15,27	15,46	15,58	15,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11,30	11,10	11,98	11,80	11,12	10,83	11,25
MnO	0,13	0,14	0,15	0,12	0,11	0,13	0,15
MgO	3,96	4,29	4,70	2,43	1,82	2,63	4,07
CaO	7,80	6,86	7,08	7,27	7,67	7,44	6,33
Na <sub>2</sub> O	3,99	5,29	4,35	3,87	3,59	3,58	3,76
K <sub>2</sub> O	2,64	2,67	2,61	2,17	1,83	2,10	2,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,93	1,99	1,95	1,47	1,52	1,49	1,27
ППП	2,65	1,46	1,40	2,47	3,35	3,44	1,88
Сумма	99,51	99,68	99,76	99,91	99,79	99,83	99,67
Rb	-	35	43	43	-	-	58
Sr	-	1788	1973	1213	-	-	1097
Y	-	24	28	35	-	-	34
Zr	-	489	453	460	-	-	297
Nb	-	33	33	37	-	-	32
Ba	-	1899	1798	1320	-	-	1359
La	-	108	104	65	-	-	70
Ce	-	221	234	159	-	-	140
Pr	-	26,4	26,1	17,9	-	-	17,1
Nd	-	112	104	76	-	-	70
Sm	-	17,7	16,9	13,9	-	-	12,5
Eu	-	4,47	4,28	8,06	-	-	3,47
Gd	-	13,7	12,4	26,4	-	-	10,9
Tb	-	1,47	1,28	3,23	-	-	1,30
Dy	-	7,08	6,96	8,09	-	-	6,93
Ho	-	1,10	1,00	1,32	-	-	1,37
Er	-	2,7	2,4	3,5	-	-	3,3
Tm	-	0,33	0,32	0,43	-	-	0,45
Yb	-	1,97	1,81	2,81	-	-	2,65
Lu	-	0,29	0,27	0,41	-	-	0,39
Hf	-	8,3	8,4	7,5	-	-	6,9
Ta	-	1,57	1,36	1,33	-	-	1,52
Pb	-	16,3	15,7	11,8	-	-	17,7
Th	-	2,2	2,5	2,5	-	-	3,7
U	-	0,94	0,79	0,71	-	-	0,93
Σ <sub>REE</sub>	-	517	516	386	-	-	341
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	37,42	39,35	15,79	-	-	18,05
Eu/Eu*	-	0,85	0,87	1,27	-	-	0,89

грабен	Удинский грабен						
проба	АШНЗ/1	АШНЗ/2	АШНЗ/3	АШНЗ/4	Хор1/1	ХОР1/2	АЛН1/1
название	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ
привязка	р. Ашанга				р. Алан		
возраст	-	-	-	-	124±2,5	-	-
SiO <sub>2</sub>	51,21	47,27	52,35	50,43	46,50	46,83	47,10
TiO <sub>2</sub>	3,07	2,51	2,70	2,78	2,48	2,59	2,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,74	15,34	15,10	14,44	15,52	15,63	15,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11,20	10,69	11,11	11,14	10,94	11,17	11,14
MnO	0,10	0,14	0,14	0,14	0,15	0,14	0,14
MgO	0,79	3,99	2,38	3,16	4,27	4,27	4,13
CaO	5,81	8,37	6,37	7,32	6,78	7,59	7,93
Na <sub>2</sub> O	4,28	3,67	3,71	3,89	5,36	3,96	3,86
K <sub>2</sub> O	2,79	2,55	2,56	2,42	2,71	2,94	2,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,82	1,85	1,52	1,63	1,95	2,02	1,98
ППП	3,04	3,17	1,49	2,43	3,08	2,17	2,44
Сумма	99,85	99,54	99,43	99,78	99,74	99,31	99,54
Rb	77	41	60	-	46	45	-
Sr	1163	3324	1269	-	1385	3714	-
Y	36	26	41	-	22	25	-
Zr	740	501	747	-	504	432	-
Nb	40	28	37	-	31	32	-
Ba	1596	3001	1645	-	2133	2089	-
La	112	123	116	-	128	102	-
Ce	243	269	259	-	226	233	-
Pr	29,3	32,0	31,6	-	26,5	25,5	-
Nd	122	127	128	-	111	110	-
Sm	20,1	19,7	22,1	-	17,1	16,5	-
Eu	9,20	5,29	5,09	-	4,37	4,38	-
Gd	34,1	14,2	17,6	-	13,4	11,7	-
Tb	3,78	1,46	1,94	-	1,39	1,20	-
Dy	8,98	6,47	9,60	-	6,53	6,33	-
Ho	1,46	1,03	1,64	-	1,02	0,93	-
Er	3,6	2,3	4,0	-	2,4	2,0	-
Tm	0,45	0,29	0,54	-	0,29	0,29	-
Yb	2,93	1,67	3,32	-	1,71	1,52	-
Lu	0,40	0,25	0,48	-	0,26	0,24	-
Hf	12,6	10,3	15,9	-	8,2	7,9	-
Ta	1,42	1,24	1,83	-	1,46	1,26	-
Pb	17,3	20,1	19,4	-	18,5	15,8	-
Th	4,8	0,9	1,5	-	2,1	2,5	-
U	1,21	2,94	5,69	-	0,92	0,79	-
Σ <sub>REE</sub>	592	604	602	-	539	515	-
(La/Yb) <sub>N</sub>	26,24	50,50	24,04	-	50,94	45,74	-
Eu/Eu*	1,07	0,93	0,77	-	0,86	0,93	-

грабен	Удинский грабен							
проба	СО 6/3	АШН1/2	АШН1/5	АШН1/6	АШН1/7	АШН2/1	АШН2/2	АШН2/3
название	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ
привязка	р. Ашанга							
возраст	118±3,1							
SiO <sub>2</sub>	47,36	50,36	48,49	47,81	50,28	50,21	49,69	51,01
TiO <sub>2</sub>	2,46	2,55	2,73	2,69	2,61	2,72	2,85	2,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,75	15,90	14,97	14,83	16,20	15,44	15,88	14,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11,01	11,07	10,92	10,77	11,29	10,80	12,21	11,60
MnO	0,13	0,15	0,13	0,13	0,10	0,08	0,10	0,19
MgO	4,57	2,44	3,74	4,10	2,02	2,99	1,93	3,37
CaO	7,73	6,55	7,41	7,21	6,14	6,10	6,75	7,07
Na <sub>2</sub> O	3,58	4,52	4,03	4,22	4,31	4,24	4,35	3,76
K <sub>2</sub> O	2,76	2,95	2,33	2,41	2,89	2,72	2,95	2,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,68	1,53	1,72	1,69	1,46	1,73	1,81	1,55
ППП	2,54	1,75	3,32	3,85	2,60	2,57	1,32	1,94
Сумма	99,57	99,77	99,80	99,71	99,90	99,59	99,85	99,85
Rb	50	57	58	42	56	56	65	60
Sr	2623	1765	1987	2306	1435	1715	1598	1241
Y	21	34	30	35	28	32	29	40
Zr	484	556	610	720	501,86	611,80	645,41	577,70
Nb	28	28	38	38	31	25	35	37
Ba	2209	2178	2201	2563	1969	2152	1980	1518
La	113	97	111	119	93	127	123	89
Ce	212	230	256	299	176	277	246	220
Pr	25,1	27,3	30,2	35,5	23,0	33,6	30,4	26,0
Nd	107	112	122	144	97	134	127	106
Sm	16,6	18,5	20,0	23,6	15,7	21,9	19,8	19,1
Eu	4,27	4,82	5,07	5,91	8,17	5,32	9,62	4,70
Gd	13,0	15,1	16,3	17,4	29,3	17,0	34,8	16,7
Tb	1,33	1,66	1,63	1,87	2,91	1,75	3,18	1,84
Dy	6,41	7,74	7,06	8,29	7,26	8,03	7,87	8,99
Ho	0,98	1,29	1,20	1,40	1,16	1,33	1,21	1,58
Er	2,4	3,2	2,8	3,4	2,8	3,1	2,8	3,9
Tm	0,29	0,41	0,36	0,42	0,35	0,40	0,34	0,53
Yb	1,75	2,55	2,25	2,54	2,17	2,45	2,13	3,36
Lu	0,26	0,35	0,31	0,37	0,32	0,36	0,29	0,49
Hf	8,1	11,1	12,3	14,6	9,2	13,1	11,5	12,2
Ta	1,35	1,11	1,60	1,80	1,12	1,13	1,19	1,81
Pb	16,6	18,9	20,8	24,6	13,0	17,6	15,9	18,8
Th	2,4	0,9	1,0	1,2	2,9	1,1	3,3	1,3
U	0,92	3,59	3,27	3,80	0,79	4,19	0,80	4,68
Σ <sub>REE</sub>	505	522	575	662	459	633	609	502
(La/Yb) <sub>N</sub>	44,20	26,19	33,74	32,16	29,23	35,52	39,60	18,06
Eu/Eu*	0,87	0,86	0,84	0,86	1,16	0,82	1,12	0,79

грабен	Зазинский грабен						
проба	ППР 3/3	ППР 3/4	ППР 2/4	ППР 3/1	ППР 3/2	33 1/10	33 1/6
название	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ
привязка	оз. Нохони						
возраст	-	-	-	-	-	135±5,4	138±4,1
SiO <sub>2</sub>	50,05	49,67	50,41	48,89	49,82	48,96	51,51
TiO <sub>2</sub>	2,67	2,83	2,67	2,66	2,71	2,68	2,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,73	15,20	14,84	16,62	14,86	15,16	14,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11,67	11,54	11,01	11,52	11,61	11,01	10,54
MnO	0,13	0,12	0,12	0,15	0,13	0,15	0,12
MgO	3,34	3,00	3,12	3,73	3,86	3,39	3,46
CaO	6,72	7,14	6,78	6,53	6,86	7,00	6,41
Na <sub>2</sub> O	4,20	4,21	3,93	4,00	3,93	3,69	3,65
K <sub>2</sub> O	2,51	2,45	2,52	2,42	2,44	2,48	2,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,36	1,52	1,37	1,35	1,39	1,51	1,31
ППП	2,55	2,18	2,75	2,03	2,26	3,59	2,62
Сумма	99,94	99,86	99,51	99,90	99,86	99,62	99,61
Rb	-	44	57	-	-	54	70
Sr	-	1134	1210	-	-	1244	987
Y	-	28	44	-	-	38	39
Zr	-	397	560	-	-	408	489
Nb	-	31	41	-	-	33	35
Ba	-	1335	1522	-	-	1314	1226
La	-	65	81	-	-	82	81
Ce	-	141	186	-	-	170	191
Pr	-	17,8	23,7	-	-	22,9	21,2
Nd	-	77	97	-	-	92	94
Sm	-	13,3	18,3	-	-	16,0	16,1
Eu	-	7,28	4,57	-	-	4,06	3,95
Gd	-	23,6	15,9	-	-	13,4	13,7
Tb	-	2,66	1,90	-	-	1,55	1,52
Dy	-	6,81	9,64	-	-	7,82	8,91
Ho	-	1,14	1,80	-	-	1,57	1,42
Er	-	2,8	4,6	-	-	3,7	3,6
Tm	-	0,36	0,61	-	-	0,51	0,48
Yb	-	2,21	3,75	-	-	2,94	3,06
Lu	-	0,32	0,58	-	-	0,39	0,45
Hf	-	7,4	12,7	-	-	9,2	10,1
Ta	-	1,21	2,11	-	-	1,61	1,71
Pb	-	10,4	16,8	-	-	14,4	15,4
Th	-	2,3	1,2	-	-	3,8	5,4
U	-	0,7	4,4	-	-	1,0	1,4
Σ <sub>REE</sub>	-	360	450	-	-	419	440
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	19,94	14,71	-	-	19,01	18,04
Eu/Eu*	-	1,25	0,81	-	-	0,83	0,80

грабен	Еравнинский грабен		Зазинский грабен				
	СО11/4	СО11/3	331/12	ППР 2/3	ППР 3/5	331/3	331/4
название	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ	ТБ
привязка	г. Каменушка		оз. Ой-Нур			оз. Нохони	
возраст	117±3,1	124±1,5	111±4,6			136±3,9	138±5,4
SiO <sub>2</sub>	49,69	48,66	53,52	53,49	53,85	50,07	50,02
TiO <sub>2</sub>	2,11	2,19	2,19	2,20	2,38	2,66	2,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,73	15,67	15,01	14,94	15,34	14,87	14,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10,62	10,60	9,84	10,12	9,90	11,32	11,40
MnO	0,15	0,14	0,16	0,17	0,25	0,13	0,14
MgO	4,05	4,02	3,49	3,37	2,14	4,03	3,39
CaO	6,58	7,43	6,10	6,18	5,89	6,64	6,60
Na <sub>2</sub> O	3,91	3,94	3,99	3,90	3,70	3,62	3,78
K <sub>2</sub> O	3,08	2,86	1,81	2,04	3,15	2,37	2,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,29	1,56	1,18	1,15	1,23	1,38	1,40
ППП	2,38	2,32	2,29	2,25	2,02	2,49	2,91
Сумма	99,59	99,40	99,57	99,81	99,84	99,57	99,68
Rb	36	47	61	-	101	59	58
Sr	1660	2453	915	-	837	1153	1111
Y	15	24	46	-	44	40	42
Zr	299	372	526	-	717	411	488
Nb	18	36	34	-	42	34	37
Ba	1359	3007	1343	-	1295	1334	1334
La	56	103	84	-	80	73	75
Ce	116	217	181	-	180	152	174
Pr	13,7	25,3	22,0	-	21,6	20,5	20,3
Nd	59,4	105,5	89,2	-	91,7	84,0	93
Sm	9,9	16,0	16,2	-	16,6	15,7	16,4
Eu	2,71	4,14	3,67	-	7,85	3,82	4,10
Gd	8,1	12,7	13,4	-	31,1	12,6	13,9
Tb	0,90	1,38	1,73	-	3,94	1,62	1,57
Dy	4,44	6,86	9,57	-	10,03	7,91	9,69
Ho	0,74	1,12	1,82	-	1,78	1,63	1,59
Er	1,8	2,8	4,7	-	4,6	3,9	3,9
Tm	0,22	0,36	0,64	-	0,62	0,53	0,58
Yb	1,39	2,21	3,81	-	4,07	3,06	3,58
Lu	0,21	0,32	0,56	-	0,61	0,44	0,50
Hf	5,5	6,6	12,2	-	12,6	9,7	10,0
Ta	0,98	1,83	1,60	-	1,64	1,71	1,83
Pb	10,9	19,3	18,9	-	17,6	15,3	12,6
Th	3,1	4,4	5,7	-	4,6	4,1	4,5
U	1,05	1,36	1,51	-	1,22	1,11	1,23
Σ <sub>REE</sub>	275	499	432	-	454	380	418
(La/Yb) <sub>N</sub>	27,41	31,93	15,09	-	13,47	16,22	14,27
Eu/Eu*	0,90	0,87	0,75	-	1,05	0,81	0,82

Примечания к таблице:

Содержания петрогенных элементов приведены в оксидах, мас.%, редких элементов в г/т.

Сокращения: ТБ –трахибазальт

Состав и возраста проб: СО 5/6, СО 12/4, СО 2/7, СО 10/6, ЗЗ 1/10, ЗЗ 1/6, ЗЗ 1/4, ЗЗ 1/3, ХОР 2/2, ХОР 2/1, ХОР 12/1, СО 8/7, СО 11/3, ХОР 1/2, ХОР 1/1, СО 11/4, СО 6/3, СО 10/7, ЗЗ 1/12 приведены из [Воронцов и др., 2016].

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – общее железо

Прочерк – нет данных

(La/Yb)<sub>N</sub> – нормированное к примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989].

базальтовом расплаве и, соответственно, не отражает механизм их фракционирования. Учитывая, что в большинстве магматических систем кристаллизующиеся твердые фазы содержат больше MgO, чем расплав и изменение его концентраций отражает фракционирование минералов, ниже будут использованы содержания MgO в качестве индекса дифференциации. На диаграмме (рис. 6.3.1) отображено поведение оксидов породообразующих элементов (SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) относительно MgO. Раннемеловые базальты всех грабенов близки между собой по составу. Концентрации TiO<sub>2</sub> в породах соответствуют таковым для базальтоидов внутриплитных обстановок (TiO<sub>2</sub> от 2,08 до 3,07 мас.%) [Фролова, Бурикова, 1997; Афанасьева и др., 2001]. Содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в них изменяются от 14,44 до 16,98 мас.%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* от 9,58 до 12,21 мас.%. Концентрации щелочей также близки для каждого из грабенов: Na<sub>2</sub>O 3,57-5,36 мас.%, K<sub>2</sub>O 1,81 – 3,15 мас.%. Содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в породах варьируют от 0,73 до 2,02 мас.%. В то же время наблюдаются достаточно резкие отличия концентраций магния и кальция для каждого из грабенов. Наиболее широкий диапазон значений достигается в породах Удинского грабена, здесь MgO изменяется от 0,79 до 4,70 мас.%, CaO от 5,81 до 8,37 мас.%. Также достаточно низкими концентрациями MgO и CaO отличаются породы Зазинского грабена, здесь значения составляют 2,14-4,03 мас.% и 5,88-7,41 мас.% соответственно. Содержания MgO в породах Эгитинского грабена составляют 3,22-4,67 мас.%, Еравнинского 4,02-4,05 мас.%, концентрации CaO 6,16 – 7,41 мас.% и 6,58-7,43 мас.%.

В целом, на графиках отмечается общая тенденция увеличения концентраций SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> и CaO с уменьшением содержаний MgO в базальтах всех грабенов, что отвечает процессу фракционной кристаллизации. Однако поведение остальных элементов, относительно содержаний магния, индивидуально для каждого из грабенов. Так для Удинского и Еравнинского грабенов наблюдается увеличение концентраций Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с уменьшением содержаний магния и уменьшение концентраций K<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, при этом точки составов пород на диаграммах располагаются в широком диапазоне. Такое поведение заставляет привлекать дополнительный механизм, вероятно одновременно с процессом фракционирования происходила контаминация пород. Прежде всего, на это указывает хаотичное распределение точек составов вулканитов на графике Na<sub>2</sub>O-MgO, а также отклонения от линии фракционной

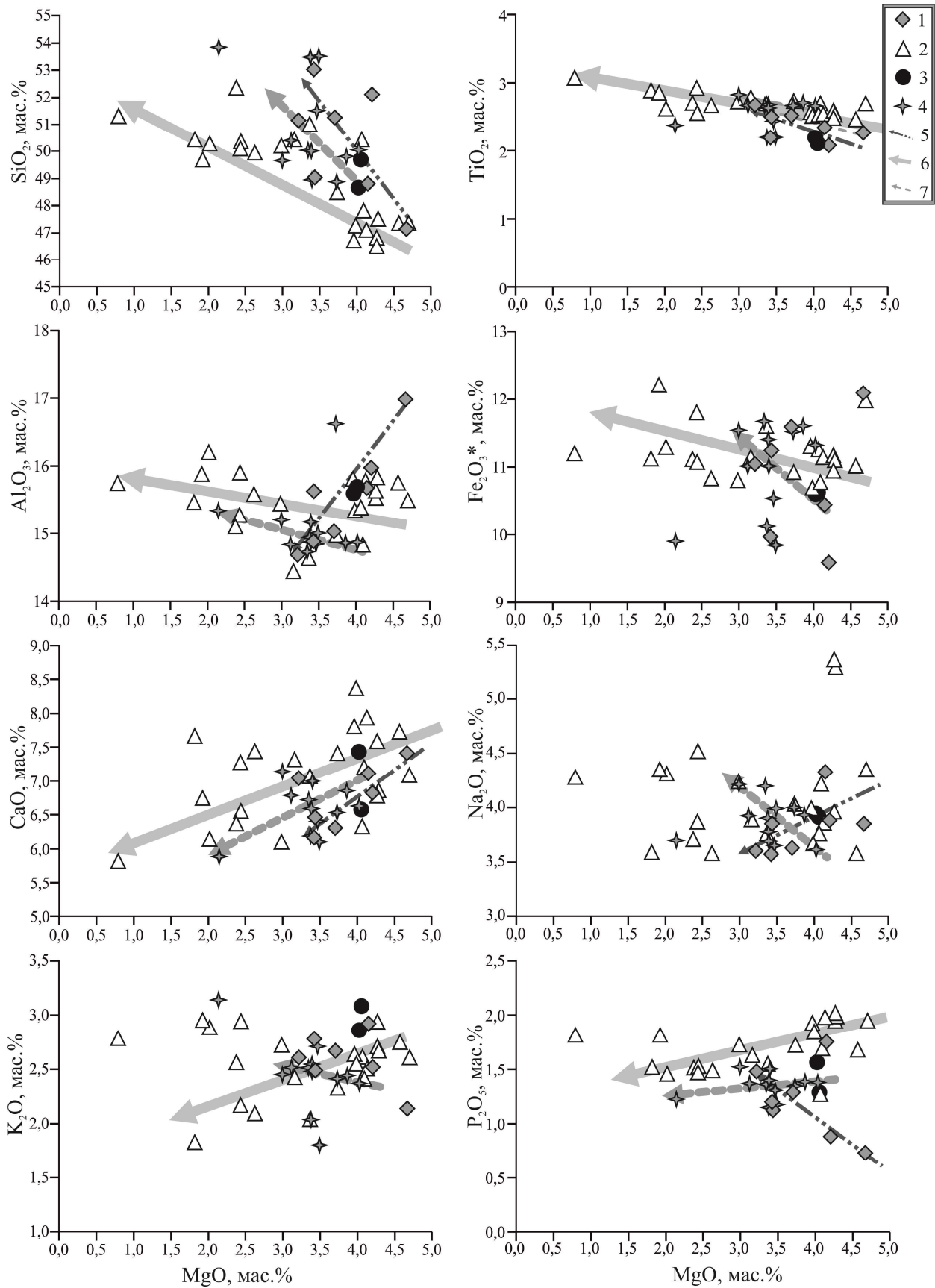


Рис. 5.3.1. Положение составов точек пород раннего мела на вариационных диаграммах.

Условные обозначения: 1 – Эгитинский грабен (143 – 113 млн лет); 2 – Удинский грабен (131 – 118 млн лет); 3 – Зазинский грабен (138 – 111 млн лет); 4 – Еравнинский грабен (117 – 124 млн лет); 5 – 7 предполагаемые линии фракционирования для пород: 5 – Эгитинского грабена, 6 – Удинского грабена, 7 – Зазинского грабена.



кристаллизации для всех остальных элементов. Породы зазинского грабена отличаются увеличением  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  с уменьшением магнезиальности пород. Для базальтов Эгитинского грабена характерно уменьшение концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  с уменьшением магнезиальности. Закономерностей в изменениях содержаний калия не наблюдается. Также следует отметить, что для пород Эгитинского и Зазинского грабенов не наблюдается корреляции  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$ , что может быть связано постмагматическими процессами (окислением), которые повлекли за собой достаточно сильное изменение минерального состава пород (иддингситизация оливина, развитие палагонита и окисного железа по мезостазису (гл.4.2.)).

Редкоэлементный состав вулканитов раннего мела отображен на мультиэлементной диаграмме (рис. 5.3.2). Для вулканитов всех грабенов характерно обогащение несовместными элементами (Rb, Ba, Sr) и легкими редкоземельными элементами в сравнении с ОИВ и породами внутриплитных обстановок, при обеднении Nb, Ta, Ti. Следует отметить, что при наличии отрицательных аномалий последних, породы обогащены ими в сравнении с вулканитами активных континентальных окраин (IAB).

Базальты каждого из грабенов имеют свои характерные особенности, как в сравнении друг с другом, так и относительно пород основного состава внутриплитных обстановок. Так базальты Удинского грабена характеризуются широким диапазоном содержаний Rb – 35-77 г/т, Ba – 1320 – 3001 г/т и Sr – 1097-3714 г/т. Эти значения в несколько раз превышают таковые для ОИВ, пород ВКР и IAB (рис. 5.3.2). Также для вулканитов Удинского грабена характерно обогащение K, P, Zr и Hf в сравнении с ними. LREE/HREE нормированное к примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989] и выраженное величиной  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  отвечает широкому диапазону значений, от 18 до 51. Также отмечается слабая отрицательная европиевая аномалия,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  значения составляют 0,85-0,93 (рис.5.3.3). Сумма редкоземельных элементов варьирует от 375 до 561 г/т и определяется высокими концентрациями LREE: La (65-128 г/т), Ce (140-299 г/т), Pr (17-36 г/т) и Nd (70-144 г/т). Породы Еравнинского грабена отличаются наименьшими содержаниями Rb (36-47 г/т), наиболее узким диапазоном значений Ba (1360-3007 г/т) и наиболее высокими концентрациями Sr (1660-2453 г/т). Также следует отметить более высокие концентрации K и P в сравнении с ОИВ и ВКР. Величина  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  отвечает меньшему разбросу значений, 27-32,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  соответствует значениям 0,87-0,90. Наряду с этим, небольшие отличия с породами Удинского грабена наблюдаются в суммах и концентрациях редкоземельных элементов. Так REE немного ниже и соответствует 291-523 г/т, что обуславливается меньшими значениями La – 56-103 г/т, Ce – 116-217 г/т, Pr – 14-25 г/т и Nd – 59-106 г/т.

Для пород обоих грабенов наблюдается отрицательная аномалия Nb, Ta, Ti. Следует отметить, что концентрации этих элементов в разы превышают таковые для IAB. Для

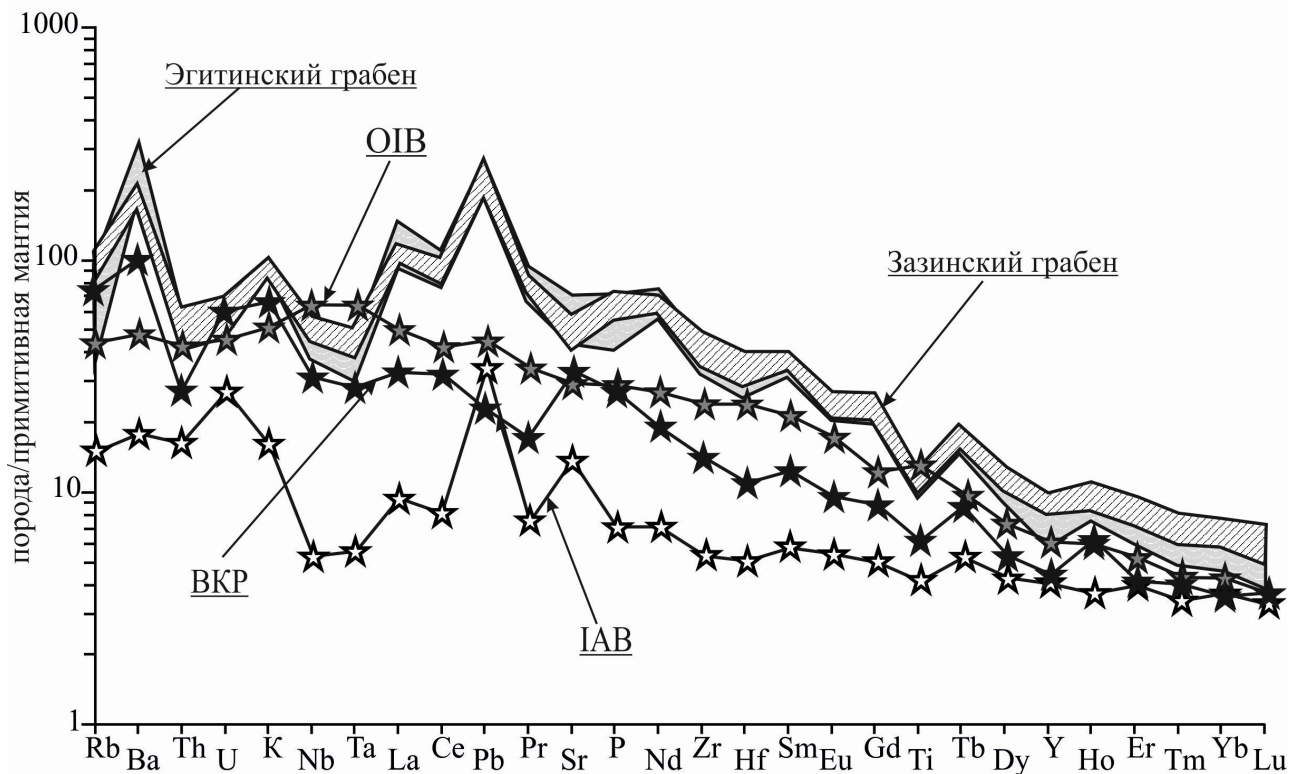
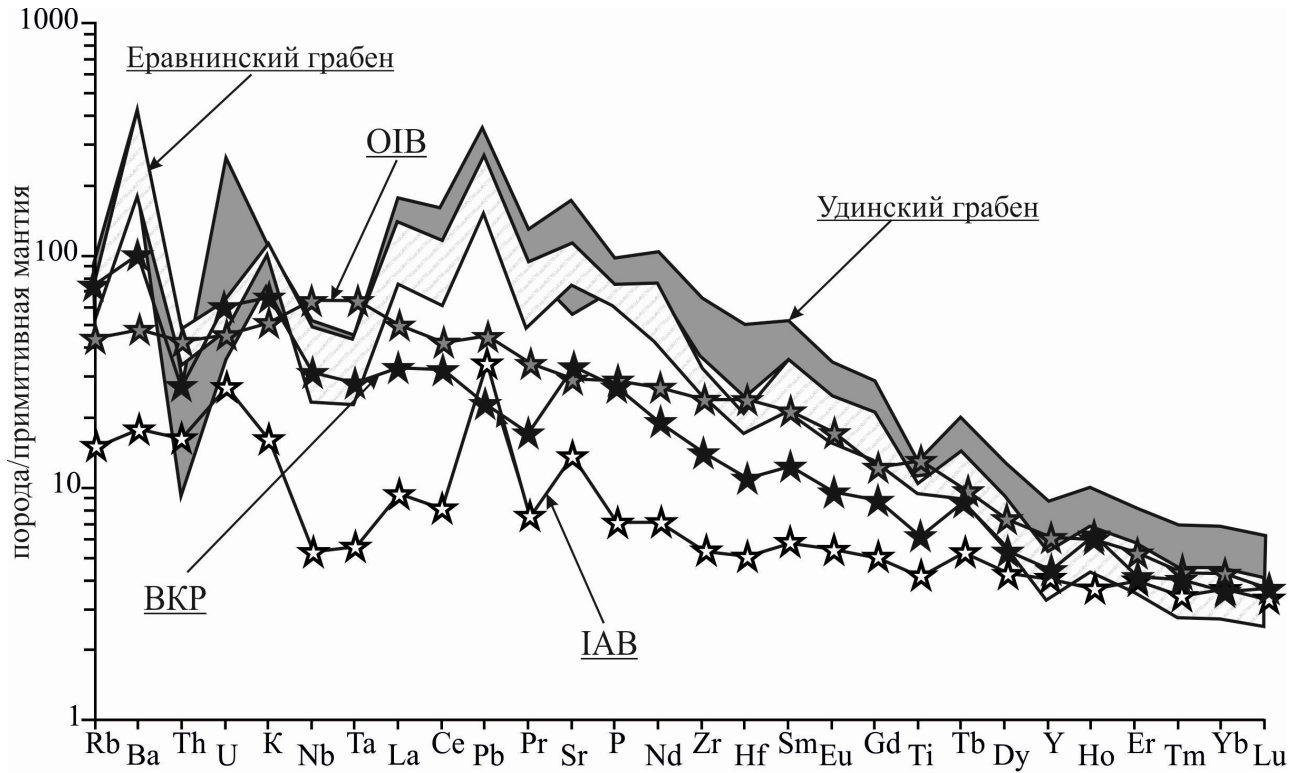


Рис. 5.3.2. Распределение нормированных к примитивной мантии редких и редкоземельных элементов в породах раннего мела Удино-Еравнинской зоны.

Составы примитивной мантии (ПМ) приведены по [Sun, McDonough, 1989], составы OIB, IAB по [Kelemen, 2003], ВКР (внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек) по [Наумов, 2017].

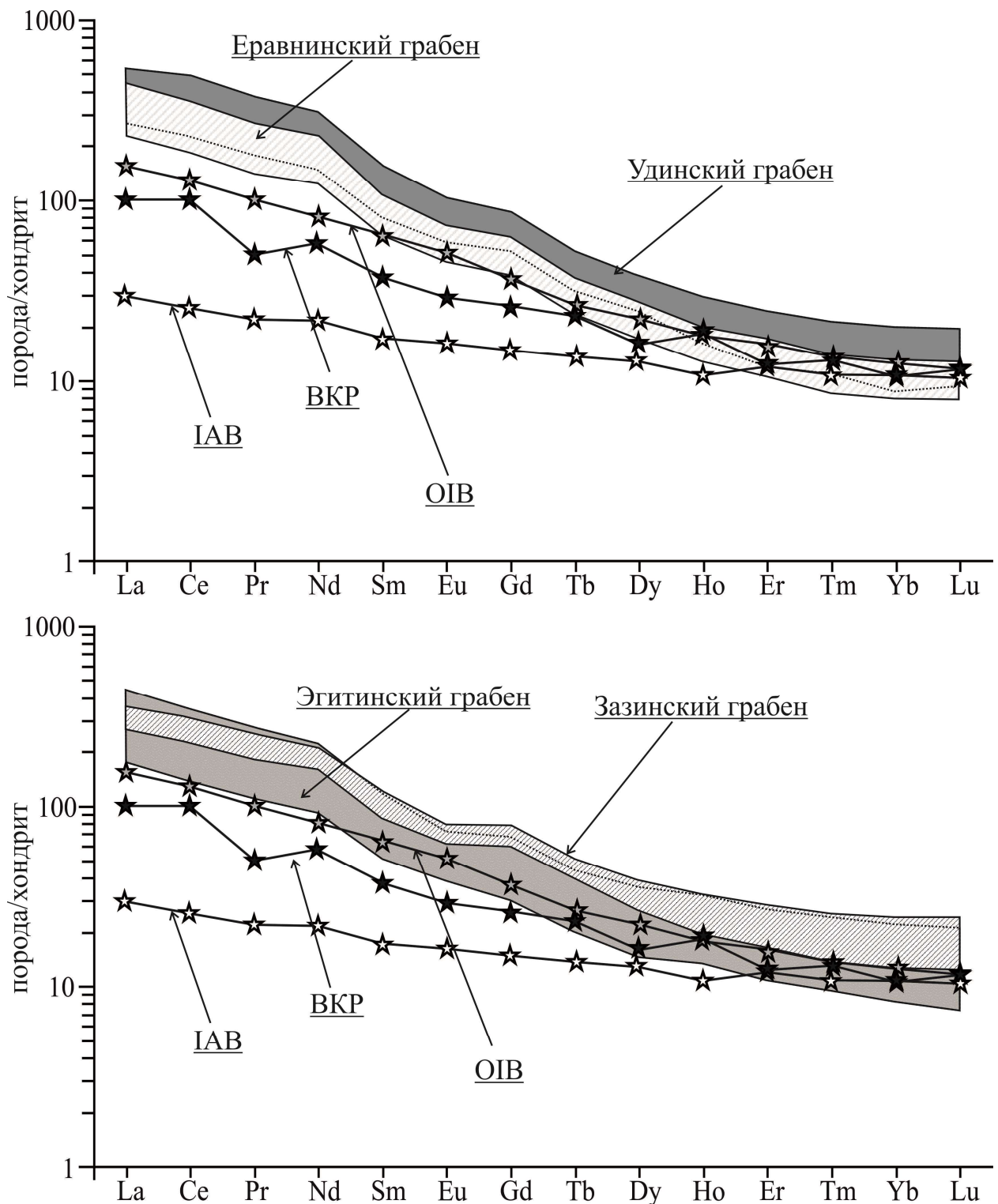


Рис. 5.3.3. Распределение нормированных к хондриту редкоземельных элементов в раннемеловых вулканических породах Удино-Еравнинской зоны.

Состав хондрита приведен по [Sun, McDonough, 1989], составы OIB, IAB по [Kelemen et al., 2003], ВКР (внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек) по [Наумов и др., 2017].

Nb и Ta отмечаются наиболее высокие содержания, чем в породах внутриконтинентальных рифтов и горячих точек континентов, но ниже, чем ОИВ. Эти особенности состава указывают на обогащение редкими элементами протолита, из которого выплавлялись базальтовые магмы. Такое обогащение увязывается с мантийным метасоматозом, инициированным предшествующими субдукционными процессами на территории Центральной Азии [Ярмолюк, Иванов, 2000; Ярмолюк и др., 2000; Воронцов и др., 2016].

Для северных грабенов УЕЗ (Эгитинского и Зазинского) характерны относительно близкие концентрации Rb (34,56-76,92 г/т и 23,50-74,00 г/т) и Ba (1068-2254 г/т и 1226-1552 г/т). При этом породы Эгитинского грабена отличаются наиболее широким диапазоном вариаций Sr (961-1985 г/т), в сравнении с Зазинскими базальтами, где он составляет 837-1244 г/т. Наряду с этим, для базальтов обоих грабенов характерно обогащение K, P, Zr и Hf. Также необходимо отметить, что, не смотря на наличие Nb, Ta и Ti отрицательной аномалии, количество Ti в породах соответствует таковому для ОИВ. Также содержания Nb, Ta и Ti превышают эталонные значения для пород внутриконтинентальных рифтов и континентальных горячих точек (ВКР). Породы характеризуются дифференцированным спектром распределения редкоземельных элементов. Величина  $(La/Yb)_N$  в Эгитинском грабене – 15-31, в Зазинском 14-19, значения европиевой аномалии незначительны, Eu/Eu\* – 0,74-0,95 и 0,75-0,83, соответственно. Сумма содержаний редкоземельных элементов ( $\sum REE$ ) в породах Эгитинского грабена составляет 225-515 г/т, в базальтах Зазинского 420-479 г/т. Это обеспечивают повышенные значения в сравнении с ОИВ (рис. 5.3.3) La – 42-105 г/т, Ce – 84 – 211 г/т, Pr – 11-26 г/т и Nd – 44-104 г/т в базальтах Эгитинского грабена и La – 65-84 г/т, Ce – 141 – 191 г/т, Pr – 18-24 г/т и Nd – 77-97 г/т в породах Зазинского.

#### **5.4. Позднемеловой этап (83 – 71 млн лет)**

Формирование вулканитов позднего мела протекало в две стадии.

На первой стадии произошли вулканические излияния в окрестностях с. Гарам и с. Гонда, на классификационной диаграмме породы попадают в поле трахибазальтов ( $SiO_2 \sim 47,84 - 48,37$  мас. %;  $Na_2O+K_2O \sim 5,04 - 6,11$  мас.%) (рис. 5.1.1.). На графиках (рис. 5.4.1.) отображено поведение основных петрогенных элементов относительно MgO.

Таблица 5.4.1. Составы позднемеловых пород УЕЗ

грабен	Еравнинский грабен					
проба	СО 11/5	СО 4/8	КМС 1/2	КМС 1/3	КМС 1/4	КМС 1/5
название	ТБ	ТБ	Б	Б	Б	Б
привязка	с. Гонда		с. Комсомольское			
возраст	78±2,7	83±1,2	-	-	-	-
SiO <sub>2</sub>	48,37	47,84	41,70	41,62	42,06	42,32
TiO <sub>2</sub>	2,06	2,51	2,11	2,12	2,20	2,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,19	15,69	14,50	14,42	14,39	14,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11,03	11,52	11,63	11,65	12,52	12,70
MnO	0,15	0,15	0,24	0,23	0,21	0,21
MgO	6,60	6,42	5,67	6,27	6,15	6,13
CaO	7,41	7,93	11,60	11,69	11,32	11,22
Na <sub>2</sub> O	3,60	4,10	4,49	4,69	4,70	4,25
K <sub>2</sub> O	1,44	2,01	1,74	1,91	1,59	1,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,43	0,70	1,69	1,69	1,58	1,56
ППП	3,51	1,06	4,03	3,42	3,29	2,53
Сумма	99,79	99,93	99,41	99,70	100,02	99,87
Rb	28	43	-	-	-	-
Sr	715	912	-	-	-	-
Y	21	25	-	-	-	-
Zr	160	248	-	-	-	-
Nb	26	50	-	-	-	-
Ba	428	570	-	-	-	-
La	25	39	-	-	-	-
Ce	57	87	-	-	-	-
Pr	6,2	9,4	-	-	-	-
Nd	27	41	-	-	-	-
Sm	6,4	8,6	-	-	-	-
Eu	2,17	2,79	-	-	-	-
Gd	6,3	8,8	-	-	-	-
Tb	0,87	1,04	-	-	-	-
Dy	5,02	6,08	-	-	-	-
Ho	0,88	0,97	-	-	-	-
Er	2,4	2,3	-	-	-	-
Tm	0,27	0,32	-	-	-	-
Yb	1,74	1,80	-	-	-	-
Lu	0,23	0,25	-	-	-	-
Hf	3,9	5,5	-	-	-	-
Ta	1,37	2,89	-	-	-	-
Pb	1,7	2,6	-	-	-	-
Th	2,7	5,0	-	-	-	-
U	0,54	1,11	-	-	-	-
Σ <sub>REE</sub>	141	209	-	-	-	-
(La/Yb) <sub>N</sub>	10	15	-	-	-	-
Eu/Eu*	1,05	0,98	-	-	-	-

грабен	Еравнинский грабен					
проба	СО 4/6	СО 7/1	СО7/2	СО 7/3	СО 7/4	КМС 1/1
название	Б	Б	Б	Б	Б	Б
привязка	с. Комсомольское					
возраст	-	-	-	-	-	-
SiO <sub>2</sub>	41,64	41,70	41,78	42,06	41,71	42,93
TiO <sub>2</sub>	2,12	2,03	2,02	2,02	2,03	2,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,53	14,15	14,04	14,17	14,07	14,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11,73	11,02	10,99	10,89	11,21	11,32
MnO	0,21	0,19	0,18	0,18	0,18	0,17
MgO	7,11	8,28	7,66	7,31	7,65	5,21
CaO	11,68	11,35	11,26	11,45	11,23	11,49
Na <sub>2</sub> O	4,18	5,12	5,47	5,64	5,48	3,26
K <sub>2</sub> O	1,90	1,19	1,08	1,22	1,14	1,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,69	1,59	1,60	1,59	1,68	1,65
ППП	2,93	3,21	3,41	3,32	3,42	5,20
Сумма	99,72	99,83	99,49	99,85	99,80	99,79
Rb	64	51	12	26	28	-
Sr	2848	1943	1576	2056	2009	-
Y	34	33	26	27	33	-
Zr	404	385	305	361	371	-
Nb	125	132	101	123	129	-
Ba	1894	1189	952	3294	3963	-
La	120	111	91	110	220	-
Ce	238	219	189	192	393	-
Pr	23,4	22,0	17,6	20,1	35,8	-
Nd	93	91	74	81	128	-
Sm	14,7	13,9	11,6	13,1	17,5	-
Eu	4,31	4,17	3,45	3,91	4,64	-
Gd	12,2	11,6	10,2	13,0	15,8	-
Tb	1,37	1,36	1,09	1,47	1,71	-
Dy	7,80	7,78	6,40	7,33	8,45	-
Ho	1,29	1,27	1,04	1,22	1,39	-
Er	3,1	3,1	2,5	3,4	3,9	-
Tm	0,44	0,43	0,35	0,40	0,44	-
Yb	2,72	2,61	2,07	2,45	2,72	-
Lu	0,38	0,37	0,31	0,35	0,39	-
Hf	7,6	7,6	6,2	7,1	7,3	-
Ta	5,90	6,86	5,42	5,74	5,94	-
Pb	6,3	6,4	5,3	6,6	96,2	-
Th	15,0	16,8	12,8	9,5	9,8	-
U	3,13	3,56	2,65	3,20	4,08	-
Σ <sub>REE</sub>	522	489	411	450	834	-
(La/Yb) <sub>N</sub>	30	29	30	31	56	-
Eu/Eu*	0,96	0,98	0,96	0,91	0,85	-



Примечания к таблице:

Содержания петрогенных элементов приведены в оксидах, мас.%, редких элементов в г/т.

Сокращения: ТБ – трахибазальт, Б - базанит

Состав и возраста проб: СО 4/8, СО 11/5, СО 7/4, СО 7/3, СО 7/2, СО 7/1, СО 4/6 приведены из [Воронцов и др., 2016].

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – общее железо

Прочерк – нет данных

(La/Yb)<sub>N</sub> – нормированное к примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989].

Трахибазальты характеризуются типичными для внутриплитных вулканитов содержаниями титана (TiO<sub>2</sub>) – 2,06-2,51 мас.% (табл. 5.4.1) и магния (MgO) – 6,42-6,60 мас. % [Фролова, Бурикова, 1997; Афанасьева и др., 2001; Наумов и др., 2017]. Концентрации остальных петрогенных элементов близки трахибазальтам раннего мела.

Вулканические породы, сформированные *во вторую стадию*, представлены базанитами SiO<sub>2</sub> в них составляет 41,62- 42,93 мас.%, при суммах щелочей (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) 5,07-6,86 мас.%. Содержания TiO<sub>2</sub> в них отвечают породам внутриплитных обстановок и составляют 2,02-2,22 мас.%, MgO варьирует от 5,21 до 8,28 мас.%. Для них характерны достаточно высокие концентрации CaO (11,22-11,69 мас.%). На диаграммах (рис. 5.4.1) показана зависимость содержаний основных петрогенных элементов от MgO. Видно, что с уменьшением MgO происходит увеличение концентраций SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O. Содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и CaO практически не изменяются. Также следует отметить увеличение концентраций Na<sub>2</sub>O, что объясняется фракционированием нефелина. Широкие вариации содержаний железа связаны с постмагматическими процессами: окислением, а также замещением зерен оливина иддингситом и хлорофееитом (глава 4.3).

Также породы обеих стадий развития различаются и по редкоэлементному составу. Трахибазальты отличаются спектром распределения близким к ОИВ (рис. 5.4.2), за исключением больших концентраций Rb (28-43 г/т) и Ba (428-570 г/т). Соответственно, вулканиты характеризуются типичной для пород океанических островов величиной (La/Yb)<sub>N</sub> – 10-15, европиевая аномалия отсутствует, значения Eu/Eu\* находятся в пределах 0,98-1,05. Сумма редкоземельных элементов составляет 141-209 г/т.

Базаниты отличаются повышенными концентрациями некогерентных элементов: Rb (12-64 г/т), Ba (952 – 3963 г/т), Th (9,5-16,8 г/т), U (2,65 – 4,08), Nb (101-136 г/т), Ta (5,42-6,86 г/т) , Sr (1576-2848 г/т) и LREE в сравнении, как с ОИВ, так и с породами внутриконтинентальных рифтов и континентальных горячих точек. Для пород характерны дифференцированные спектры, (La/Yb)<sub>N</sub> варьирует в пределах от 29 до 56, европиевая аномалия очень слабо выражена: Eu/Eu\* – 0,85-0,98. Базаниты отличаются достаточно высокими суммарными содержаниями REE в сравнении с ОИВ и ВКР. Суммарные содержания редкоземельных

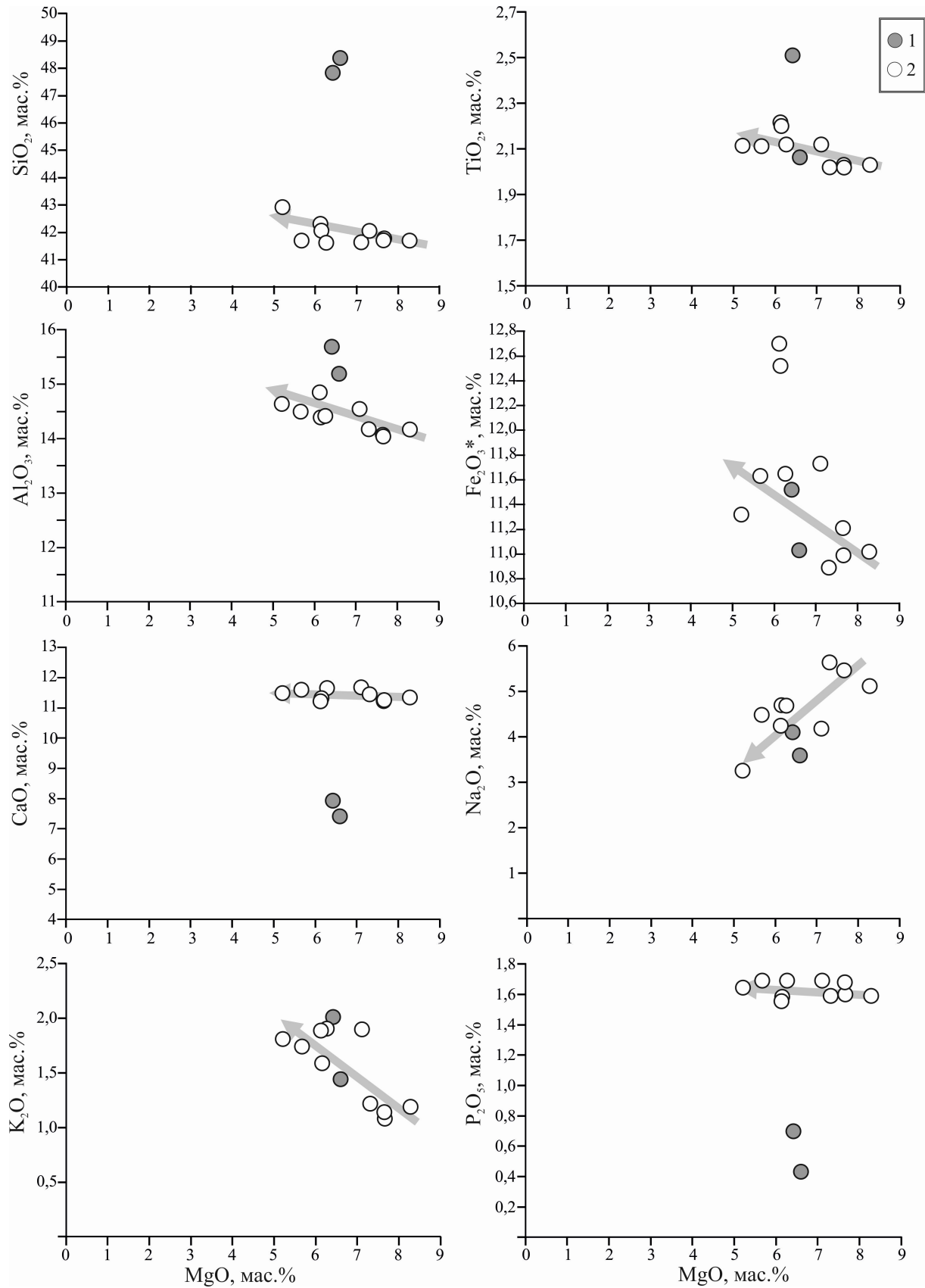


Рис. 5.4.1. Положение составов точек пород позднего мела на вариационных диаграммах.  
 Условные обозначения: 1 – трахибазальты (83 – 78 млн лет); 2 – базаниты (73 – 71 млн лет).  
 Стрелкой обозначена предполагаемая линия фракционирования для базанитов.

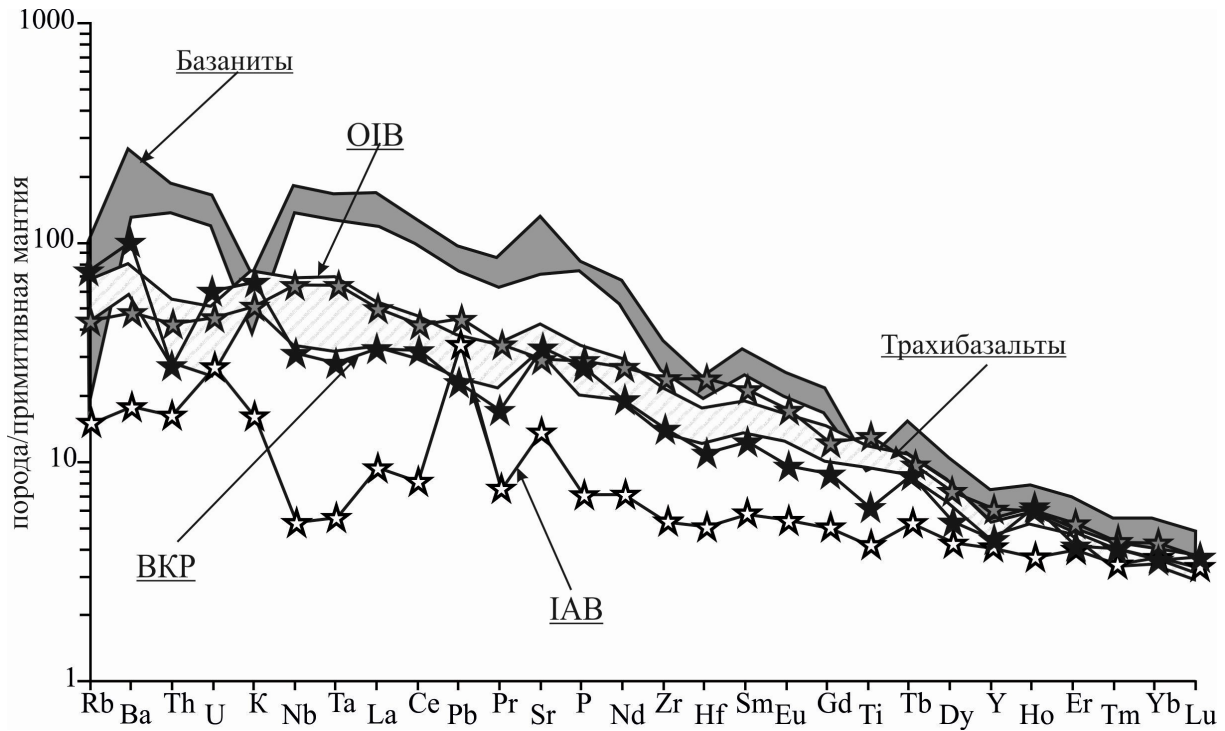


Рис. 5.3.2. Распределение нормированных к примитивной мантии редких и редкоземельных элементов в породах позднего мела Удино-Еравнинской зоны.

Составы примитивной мантии (PM) приведены по [Sun, McDonough, 1989], составы OIB, IAB по [Kelemen, 2003], ВКР по [Наумов, 2017].

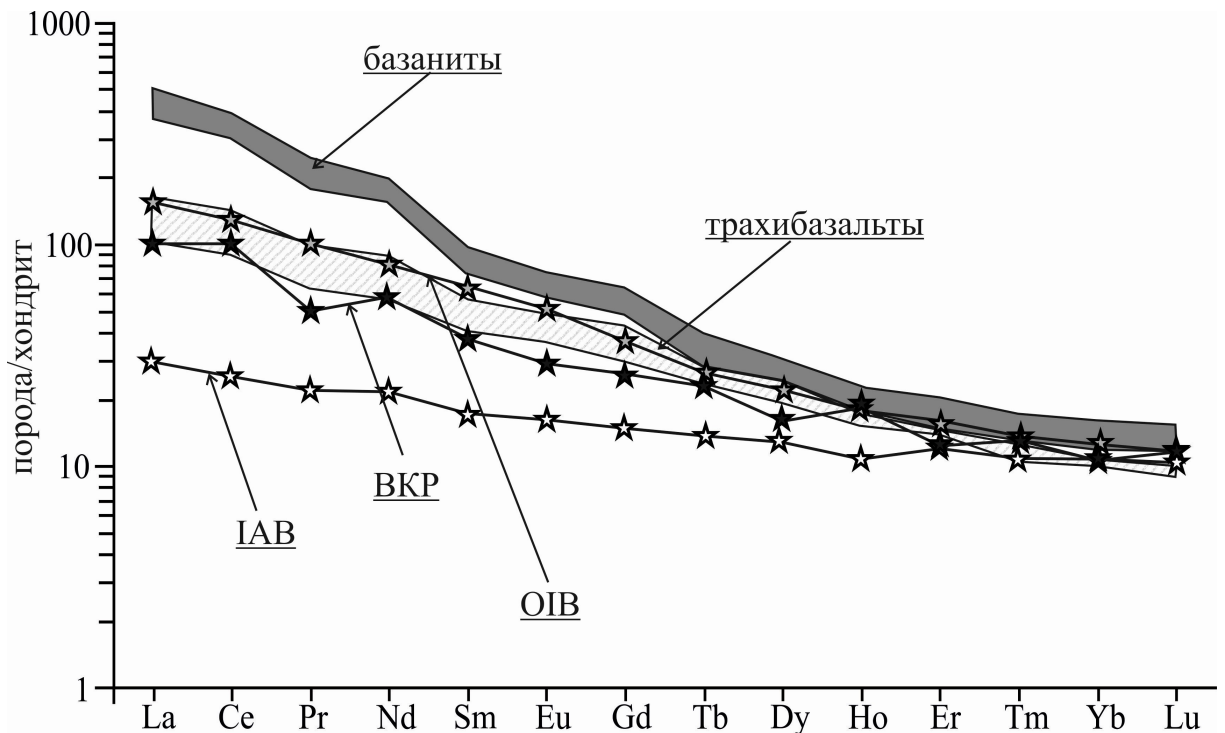


Рис. 5.3.3. Распределение нормированных к хондриту редкоземельных элементов в поздне меловых вулканических породах Удино-Еравнинской зоны.

Состав хондрита приведен по [Sun, McDonough, 1989], составы OIB, IAB по [Kelemen et al., 2003], ВКР (внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек) по [Наумов и др., 2017].

элементов изменяются от 411 до 834 г/т, что обусловлено повышенными содержаниями LREE: La (91-220 г/т), Ce (189-393 г/т), Pr (17,6-35,8 г/т), Nd (74-128 г/т), Sm (11,6-11,5 г/т), Eu (3,45-4,64 г/т). Также следует отметить, что в породах обеих стадий отсутствует Nb, Ta, Ti минимум, проявленный в вулканитах предыдущих этапов развития Удино-Еравнинской зоны и типичный для IAB.

### ***Выводы***

Вулканические породы этапа средней-поздней юры (174 – 154 млн лет) представлены дифференцированной шшонит-латитовой серией, в составе которой участвуют трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, трахидациты и трахириодациты. В пределах серии наблюдаются прямые корреляции  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3^*$ , MgO, CaO и  $P_2O_5$  с  $SiO_2$ . Однако содержания  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  варьируют в широких пределах. Для всех типов пород серии типично обогащение некогерентными элементами: Rb, Ba, Sr и LREE в сравнении с OIB и породами внутриконтинентальных рифтов и континентальных горячих точек. Наряду с этим, на мультиэлементных диаграммах наблюдаются отрицательные Nb, Ta-Ti аномалии. Такое распределение петрогенных и редких элементов типично для пород, формирующихся из расплавов контаминированных веществом континентальной коры. Редкоэлементные составы средних и кислых вулканитов удинской свиты близки к составам пород слагающих фундамент грабенов Удино-Еравнинской зоны.

Для базальтоидов раннего мела типично обогащение некогерентными элементами Rb, Ba, K, Sr и LREE в сравнении с OIB и породами ВКР. Наряду с этим, наблюдается ярко выраженный Nb, Ta, Ti минимум. На этапе позднего мела составы пород меняются, спектры распределения трахибазальтов отвечают таковым для OIB, исчезает отрицательная Nb-Ta аномалия. Базаниты характеризуются обогащением некогерентными элементами: Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, Sr и LREE в сравнении с OIB и ВКР.

## ГЛАВА 6. ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЗМА УДИНО-ЕРАВНИНСКОЙ ЗОНЫ

### 6.1. Оценка составов источников магматических расплавов

Оценка составов источников пород Удино-Еравнинской зоны проводилась с использованием двух пар отношений REE:  $Tb/Yb - La/Yb$  и  $La/Sm - Ce/Yb$ , нормированных к примитивной мантии, и изотопных характеристик  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ,  $\epsilon Nd$  и  $\delta^{18}O$ .

Использование отношений цериевой и иттриевой групп REE наиболее продуктивно, в связи со способностью граната концентрировать в себе тяжелые REE, что предполагает обеднение расплавов тяжелыми редкоземельными элементами, формирующимися в равновесии с ним [Furman et al., 2004]. На графике  $(Tb/Yb)_N - (La/Yb)_N$  (рис. 6.1.1.) точки составов пород Удино-Еравнинской зоны концентрируются в области II, выше пунктирной линии, разграничивающей значения для пород, выплавленных из шпинелевых и гранатовых перидотитов. Расплавы, формирующиеся в зоне стабильности граната, будут иметь значения отношения  $(Tb/Yb)_N > 1.8$  [Wang et al., 2002], тогда как менее глубокие расплавы, равновесные со шпинелевым мантийным протолитом, будут характеризоваться более низкими значениями этого отношения [Сасим, 2014].

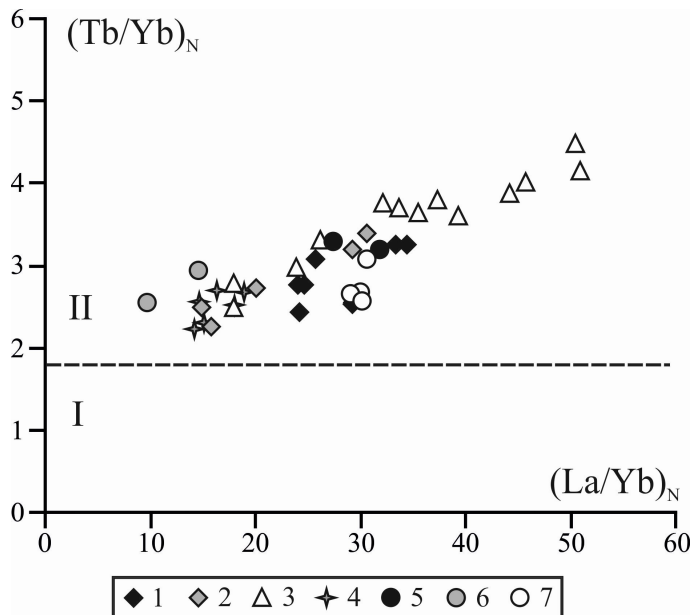


Рис. 6.1.1. Диаграмма, отражающая зависимость нормированных к примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989]  $(Tb/Yb)_N$  от  $(La/Yb)_N$  в породах Удино-Еравнинской зоны. Пограничная линия гранатовых (II) и шпинелевых (I) перидотитов по [Wang et al., 2002].

Условные обозначения: 1 – базальты средне-позднеюрской удинской свиты; 2-5 – базальты раннего мела: 2 – Эгитинский грабен, 3 – Удинский грабен, 4 – Зазинский грабен, 5 – Еравнинский грабен; 6-7 – позднемеловые породы: 6 – трахибазальты, 7 – базаниты.

Согласно данным критериям, все вулканические породы Удино-Еравнинской зоны формировались в области стабильности гранатового перидотита. На формирование пород из источника, обогащенного легкими редкоземельными элементами, также указывают достаточно высокие значения  $(La/Sm)_N$  – 2,47-7,95 и  $(Ce/Yb)_N$  – 8,58 – 42,39. На графике (рис. 6.1.2.) точки составов пород располагаются выше линии  $(La/Sm)_N$  со значением 1,8 и правее линии  $(Ce/Yb)_N$  со значением 7. Такие отношения типичны для пород, сформированных в результате деятельности мантийного плюма [Schilling et al., 1983, 1992; LeRoex et al., 1983].

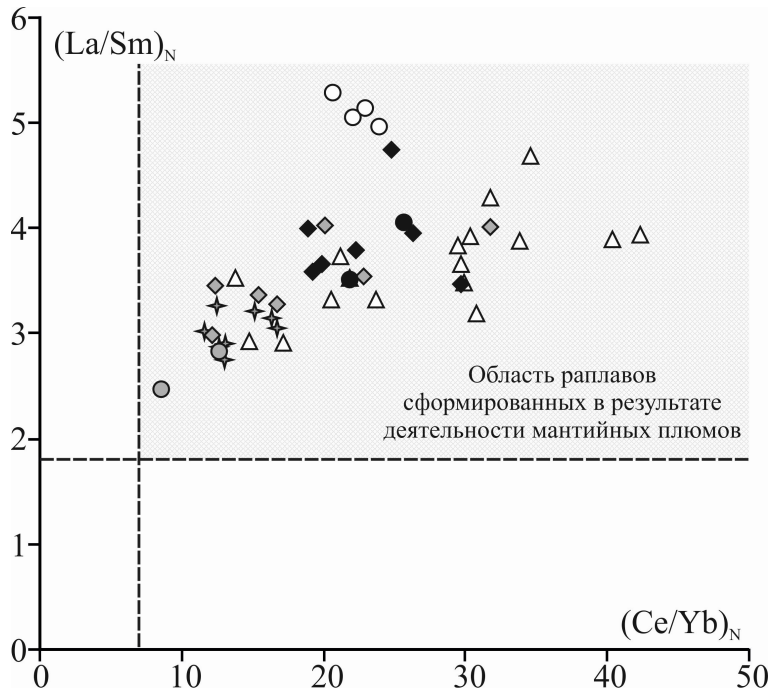


Рис. 6.1.2. Диаграмма, отражающая зависимость  $(La/Sm)_N$  от  $(Ce/Yb)_N$  нормированных к примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989] в породах Удино-Еравнинской зоны. Пунктирные линии [Schilling et al., 1983; LeRoex et al., 1983].

Следует отметить, что для вулканических пород ранних этапов развития Удино-Еравнинской зоны характерна отрицательная аномалия Nb, Ta, Ti. Растворимость Nb и Ta в присутствии водного флюида резко ограничена. Они концентрируются в рутиле, который удерживает их в мантийном клине при формировании расплава над субдуцирующей плитой [Brenan et al., 1994]. Существует и второй взгляд на объяснение этой проблемы, согласно мнению [Baier et al., 2008], присутствие рутила не является необходимой причиной для развития отрицательной Nb-Ta аномалии. Аналогичное истощение может происходить и в условиях равновесия с глиноземистым пироксеном, присутствующим в эклогитах субдуцирующей плиты и в вышележащем мантийном клине.

Немаловажным является оценка источников при помощи отношений изотопов стронция, неодима и кислорода. Эти характеристики, в совокупности с геохимическими данными, могут дать наиболее точное представление о составах источников и процессах, влияющих на

формирование вулканических пород.

Базальты Удино-Еравнинской зоны существенно отличаются своими изотопными характеристиками. На диаграмме (рис. 6.1.3) отображены вариации изотопного состава Sr и Nd в базальтоидах всех этапов магматического развития зоны. Составы вулканических пород средней-поздней юры и раннего мела обогащены радиогенным изотопом стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) – 0,70393 - 0,705940 (табл. 6.1) и обеднены неодимом,  $\epsilon\text{Nd}$  изменяется от 0,3 до (-2,9). Точки составов пород смещены в сторону источника обогащенной мантии с характеристиками EMII.

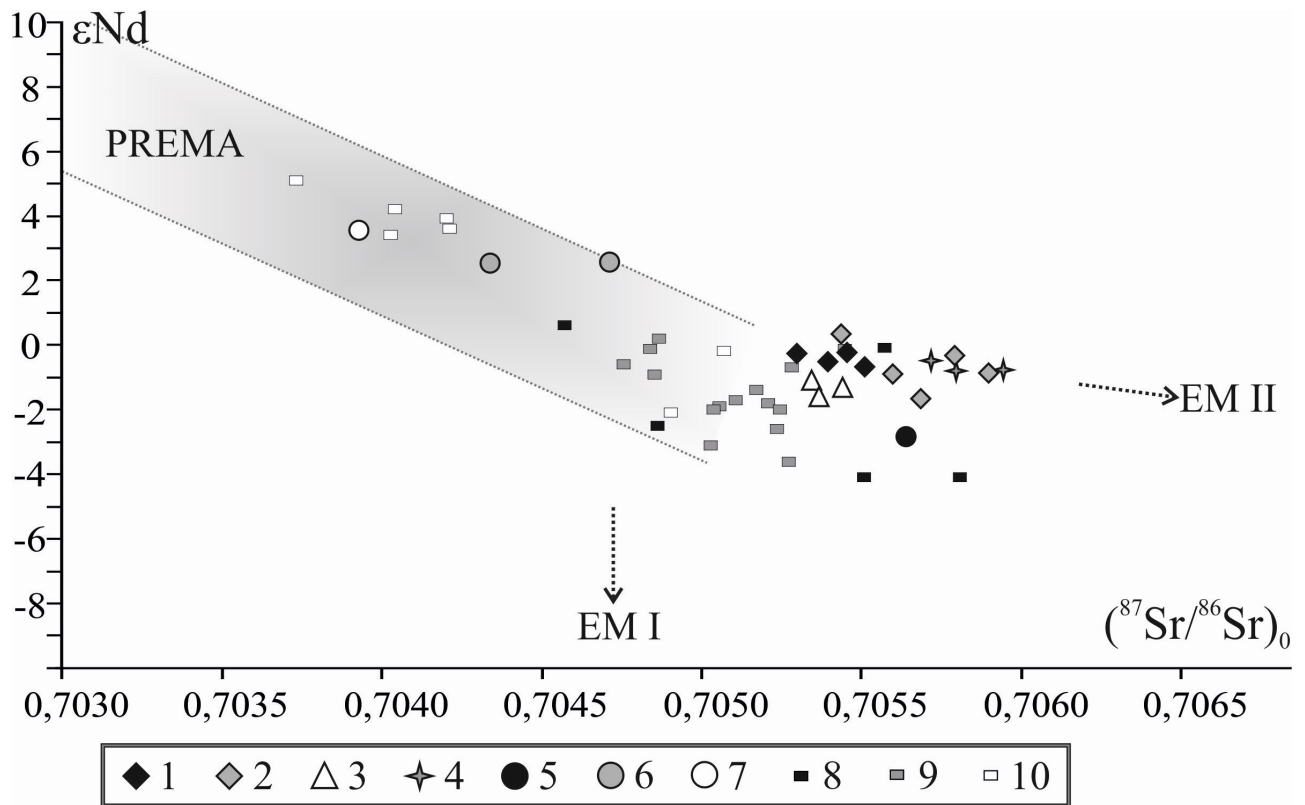


Рис.6.1.3. Изотопный состав базальтоидов Удино-Еравнинской зоны на диаграмме  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0) - \epsilon\text{Nd}(T)$ . Серым цветом выделено поле мантийной корреляции по [Фор, 1989]. Условные обозначения: 1 – средне-позднеюрские базальты, 2 – 5 раннемеловые базальты: 2 – Эгитинский грабен, 3 – Удинский грабен, 4 – Зазинский грабен, 5 – Еравнинский грабен; 6 – 7 породы позднего мела: 6 – трахибазальты, 7 – базаниты; 8-10 – породы Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской вулканической области по данным [Воронцов, Ярмолюк, 2007; Андрущенко и др., 2010]: 8 – базальты поздней юры; 9 – базальты раннего мела; 10 – тефриты, субщелочные базальты и меланефелиниты позднего мела и раннего кайнозоя.

В сравнении с ними для вулканитов позднего мела характерно обеднение радиогенным стронцием ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) – 0,70393-0,70472 и обогащение радиогенным неодимом ( $\epsilon\text{Nd}$ ) – 2,52-3,56. Точки составов пород приближены к таковым с характеристиками PREMA [Zindler, Hart, 1986].

Аналогичная закономерность наблюдается и для юго-западного Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской вулканической области. Для базальтов средней юры – раннего



мела отмечаются более высокие значения радиогенного стронция и низкие радиогенного неодама, в сравнении с вулканитами позднего мела и кайнозоя. Такая согласованность позволяет предполагать участие в формировании пород ранних этапов Западного Забайкалья единого магматического источника, а также на смену его состава в поздне меловом периоде.

Таблица 6.1. Изотопный состав Rb, Sr, Sm, Nd, O в базальтоидах Удино-Еравнинской зоны

Индекс	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}_{(T)}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon\text{Sr}_{(T)}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$
	1	2	3	4	5	6	7
CO 7/2	0,09786	0,512775	3,6	0,0211	0,70393	-8,1	5,7
CO11/5	0,14390	0,512742	2,6	0,1140	0,70472	3,1	6,7
CO 4/8	0,12781	0,512730	2,5	0,1277	0,70434	-2,3	-
CO11/3	0,09350	0,512408	-2,9	0,0677	0,70564	16,2	6,5
331/12	0,11160	0,512534	-0,8	0,1815	0,70594	20,4	7,9
331/3	0,11230	0,512522	-0,8	0,1417	0,70580	18,4	7,4
331/10	0,10920	0,512536	-0,5	0,1211	0,70572	17,3	7,7
CO 6/3	0,09510	0,512477	-1,6	0,0680	0,70537	12,3	6,6
Хор1/1	0,09450	0,512499	-1,1	0,1177	0,70534	12,0	-
Хор2/1	0,09627	0,512490	-1,3	0,0618	0,70544	13,3	-
CO10/7	0,11040	0,512530	-0,9	0,1707	0,70590	19,8	7,8
CO12/4	0,11450	0,512544	-0,3	0,1639	0,70579	18,3	7,6
CO8/7	0,10391	0,512477	-1,7	0,1143	0,70569	16,9	6,9
CO 5/6	0,10804	0,512571	0,3	0,1264	0,70544	13,3	-
CO10/6	0,10580	0,512508	-0,9	0,0557	0,70560	15,6	-
CO 4/1	0,11010	0,512523	-0,5	0,1363	0,70540	12,7	-
CO 4/4	0,10331	0,512530	-0,2	0,1396	0,70546	13,6	-
CO8/1a	0,10280	0,512506	-0,7	0,0715	0,70551	14,4	5,8
CO8/6	0,10010	0,512516	-0,3	0,1118	0,70530	11,4	-

Примечания к таблице:

Значения:  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ ,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\epsilon\text{Sr}_{(T)}$  для образцов: CO 8/6, CO 5/6, CO 8/7, ХОР 2/1, CO 4/8, CO 7/2 приведены из [Воронцов, 2016].

Различия между этапами магматизма также наблюдаются и в изменении изотопного состава кислорода. Следует отметить, что отношения тяжелого изотопа кислорода к легкому определялись по «сквозному» минералу - пироксену, присутствующему во всех базальтоидах Удино-Еравнинской зоны. Для исключения влияния постмагматических процессов для проведения изотопных исследований были отобраны наименее подверженные вторичным изменениям зерна пироксена. Изотопный состав кислорода приведен в табл. 7.1. На рис. 7.1.4. отображены зависимости  $\delta^{18}\text{O}$  от Si и #Mg в пироксенах трахибазальтов Удино-Еравнинской зоны.

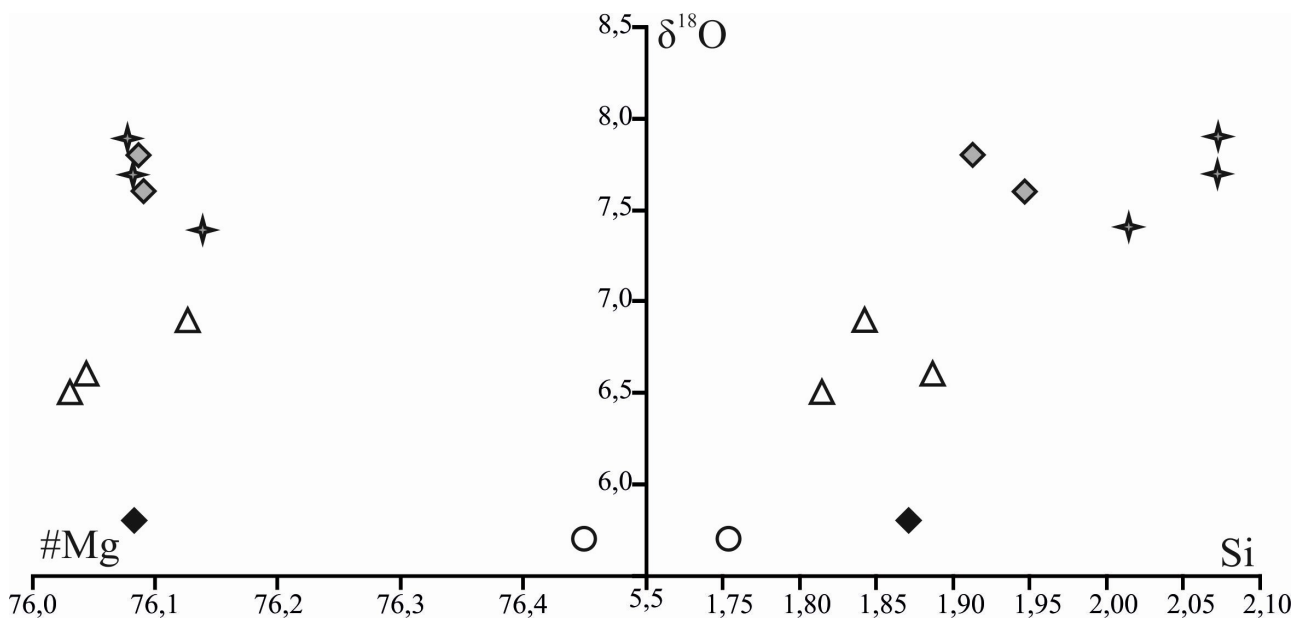


Рис. 6.1.4. Зависимость изотопного состава кислорода от Si и #Mg для пироксенов из базальтов Удино-Еравнинской зоны.

Коэффициент #Mg – коэффициент магнезиальности в виде отношения мольных количеств  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^*)$ , концентрации элементов приведены в виде значений формульных коэффициентов.

Условные обозначения соответствуют рис. 6.1.1.

Мантийным значениям отвечает изотопный состав кислорода в трахибазальтах средне-позднеюрской удинской свиты,  $\delta^{18}\text{O}$  – 5,8‰. Достаточно широкими вариациями отличаются составы базальтов раннего мела, где  $\delta^{18}\text{O}$  варьирует в широких пределах от 6,5 до 7,9 ‰. Для позднемеловых пород значения приближаются к мантийным ( $5,7 \pm 0,3$  ‰ по [Rollinson, 1994],  $5,4 \pm 0,2$  ‰ по [Костровицкий и др., 2012]) и изменяются от 6,7 ‰ до 5,7 ‰. Высокие отношения тяжелого изотопа кислорода к легкому предполагают добавление механизма коровой контаминации к процессу фракционирования магм раннего мела. Это подтверждается различным составом пироксенов (см. гл. 4, табл.4.1.3, 4.2.4, 4.3.1). Так, для пироксенов из средне-позднеюрских и раннемеловых базальтоидов характерно наиболее низкое значение

коэффициента магнезиальности и более высокие содержания кремнезёма в отличие от пироксенов из базанитов позднего мела. Это позволяет предполагать наиболее высокие концентрации  $\text{SiO}_2$  в расплаве в момент кристаллизации первых и говорить о более магнезиальном составе вторых [Кокс и др., 1982].

Значения:  $(\text{Tb}/\text{Yb})_N$ ,  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  и  $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$  для пород всех этапов Удино-Еравнинской зоны указывают на плавление глубинного обогащенного легкими редкоземельными элементами (La, Ce, Pr, Nd) мантийного источника, изотопный состав которого закономерно менялся во времени. Для средне-позднеюрских и раннемеловых пород этот источник отвечал характеристикам близким обогащенной мантии ЕМII, для позднемеловых пород этот компонент соответствовал значениям преобладающей мантии (PREMA).

## **6.2. Механизмы формирования вулканитов Удино-Еравнинской зоны**

### *6.2.1. Модель формирования средне-позднеюрской вулканической серии.*

Породы средне-позднеюрской удинской свиты представлены широким диапазоном составов от основных до кислых. В целом, модель, построенная на данных минерального и химического составов пород, не противоречит механизму формирования ряда трахибазальт – трахириодацит при фракционировании оливина, пироксена и плагиоклаза из трахибазальтовой магмы. Прежде всего, на это указывает обратная корреляция  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ ,  $\text{MgO}^*$ ,  $\text{CaO}$  с  $\text{SiO}_2$ . Наряду с этим, наблюдается постепенное увеличение европиевого минимума в ряду от основных до кислых указывающее на механизм фракционирования полевого шпата. Однако, данные минерального состава пород, а также их геохимические характеристики заставляют привлекать дополнительные механизмы к модели образования вулканитов удинской свиты. Так состав вкрапленников из средних и кислых вулканитов соответствует ассоциации минералов основной массы трахибазальтов: вкрапленники полевого шпата из трахириодацитов, трахидацитов и трахиандезитов представлены санидином и анортоклазом. Состав вкрапленников плагиоклаза в трахиандезитах близок к плагиоклазам, слагающим основную массу трахибазальтов, и представлен андезином, что объясняет широкие вариации значений  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  относительно  $\text{SiO}_2$ . Отклонение точек составов пород от тренда фракционирования может произойти в результате смешения расплавов кислого и основного составов, либо в процессе коровой контаминации. Поэтому, для проверки механизма формирования пород, было проведено математическое (геохимическое) моделирование вариаций содержаний совместимых (Co, V) и несовместимых (Rb) элементов. На графике (рис. 7.2.1.) показан пример расчета процесса AFC (AFC – assimilation – fractional crystallization). Этот

процесс предполагает ассимиляцию вмещающих пород или контаминацию в ходе кристаллизации исходного магматического расплава, при условии, что последний имеет достаточно высокую температуру [DePaolo, 1981]. Такому условию отвечает внедрение базитовых расплавов основного состава в кислые породы. Расчёт проводился по формуле:

$$\frac{C_1}{C_0} = f' + \frac{r}{(r-1+D)} \times \frac{C_a}{C_a}, \text{ где } C_1 \text{ и } C_0 - \text{концентрации элемента в расплаве и источнике, } r -$$

отношение скорости ассимиляции к скорости кристаллизации,  $C_a$  – концентрация элемента в ассимилируемых породах, величина  $f'$  задается выражением:  $f' = F \frac{-(r-1+D)}{(r-1)}$ , где  $F$  – количество остаточного расплава,  $D$  суммарный коэффициент распределения между кумулятом и расплавом.

В качестве коэффициентов распределения были использованы общепринятые значения:  $D_{Rb} = 0,04$ ,  $D_{Co} = 3$ ,  $D_v = 3$  по [Литвиновский и др., 1996]. За состав источника был принят таковой для базальта обстановок внутриконтинентальных рифтов и горячих точек по [Наумов и др., 2017]. За ассимилируемые породы были приняты составы трахириолита цаган-хунтейской свиты из выборки [Воронцов и др., 2016] и гранита зазинской свиты из выборки [Tsygankov, 2014]. Как показано в главе 5.2., оба эти источника могли служить контаминантами для вулканитов удинской свиты: для трахиандезитов, трахитов и трахидацитов наблюдается схожесть концентраций с кислыми вулканитами цаган-хунтейской свиты, однако, следует отметить, что на рис. 5.2.4., 5.2.5 – точки составов пород удинской свиты отклоняются в сторону состава гранита зазинского комплекса.

Как видно из рисунка (рис. 6.2.1), образование шошонит-латитовой серии путем смешения расплавов трахибазальтового состава с гранитным зазинского комплекса представляется менее вероятным.

Формирование пород удинской серии возможно при контаминации трахибазальтовой магмы веществом подобным по составу трахириолитам цаган-хунтейской свиты. При этом необходимо отметить, что такой процесс может протекать при достаточно низкой скорости ассимиляции по отношению к скорости кристаллизации расплава ( $r$ ) = 0,2. Показано, что формирование трахибазальтов близких к таковым из удинской свиты возможно при смешении расплава трахибазальтового состава с 20-30% трахириолитового. Образование трахириодацитов возможно только при «захвате» около 80% ассимилируемого вещества подобного составу трахириолита цаган-хунтейской свиты от общей массы трахибазальтового расплава.

Точки составов трахиандезитов, трахитов и трахидацитов существенно отклоняются от линии AFC, поэтому нельзя ограничиваться только моделью фракционной кристаллизации-контаминации. Согласно существующим представлениям, породы шошонит-латитовой серии формируются путем заполнения родоначальным расплавом магматической камеры, при его

подъеме на поверхность. В пределах камеры происходит процесс плотностного расслоения магм. Так в верхней части происходит накопление легких дифференцированных расплавов и оседание тяжелых, менее дифференцированных – в нижней ее части [Turner, Campbell, 1986; Pессерилло et al., 2003; Козловский и др., 2007; Хубанов и др., 2015].

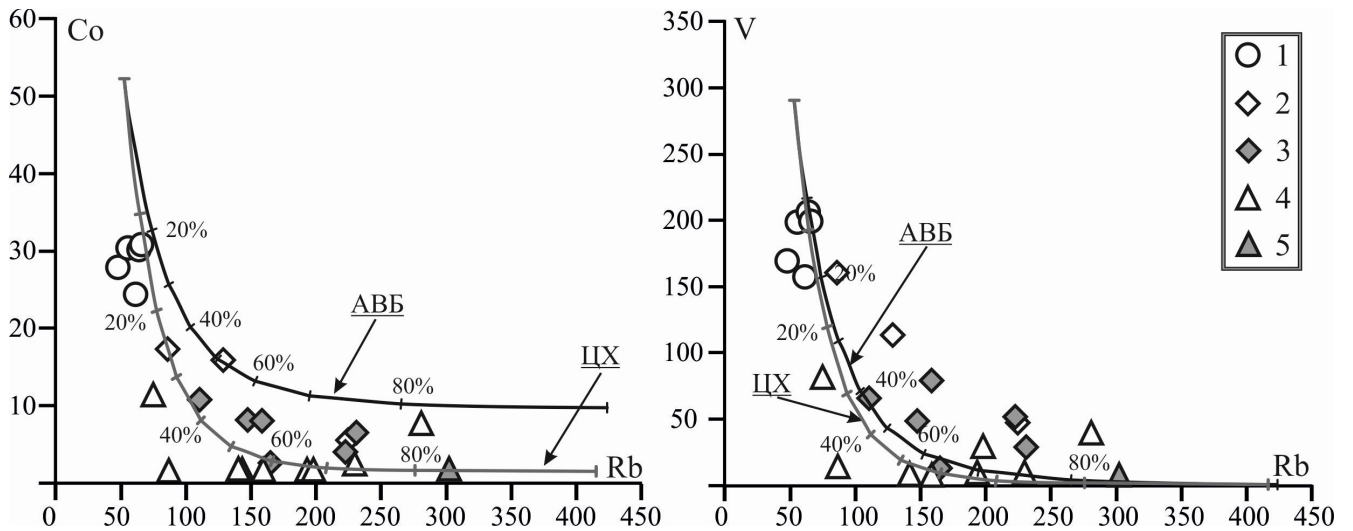


Рис. 6.2.1. Результаты геохимического моделирования фракционной кристаллизации трахибазальтовой магмы и механического смешения её с породами верхней континентальной коры.

Условные обозначения: 1 – трахибазальты; 2 – трахианезиты; 3 – трахиты; 4 – трахидациты; 5 – трахириодациты.

Сокращения: линии AFC для расплава трахибазальтового состава по [Наумов, 2017] с: АВБ – гранитом зазинского комплекса Ангаро-Витимского батолита из выборки [Цыганков, 2014], ЦХ – трахиориолитом цаган-хунтейской свиты из выборки [Воронцов и др., 2007].

Периодически происходит разгрузка этой камеры и заполнение новыми порциями расплава, в результате чего трахибазальтовая магма практически не взаимодействует с породами рамы, тогда как в верхней части камеры происходит перегрев дифференцированного силикатного расплава. Вследствие этого перегрева происходит взаимодействие расплава с низкомагнезиальными дифференциатами, либо с перекрывающими его магматическими выплавками из вмещающих пород, частично ассимилируя их, что приводит к формированию разнообразных гибридных вулканитов [Pессерилло et al., 2003; Хубанов и др., 2009, Афанасьева, 2001]. Формирование шошонит-латитовой серии достаточно хорошо увязывается с этой моделью.

### *6.2.2. Влияние коровой контаминации на формирование вулканических пород раннего мела*

Меловые магматические процессы протекали во внутриплитных условиях и охватили всю территорию Удино-Еравнинской зоны. Несмотря на близость минерального и химического составов вулканитов, следует обратить внимание на отличия вещественных характеристик пород каждого из грабенов (гл. 5.3). Прежде всего, наблюдаются отличия в их минеральном составе (гл. 4.2). Так основная масса вулканитов Удинского, Еравнинского и Зазинского грабенов сложена микролитами плагиоклаза и стеклом, в то время как основная масса базальтов Эгитинского грабена сложена плагиоклазом и щелочным полевым шпатом. Плагиоклаз, слагающий основную массу всех базальтоидов, представлен андезином и лабрадором, калиевый полевой шпат Эгитинского грабена – анортоклазом. Состав анортоклаза близок к таковому из вкрапленников вулканитов средне-позднеюрской удинской свиты. Учитывая, что трахибазальты раннего мела перекрывают юрские вулканиты вдоль р. Поперечная (см. рис. 3.2.1, гл. 3.2), такие вещественные закономерности увязываются с геологическими взаимоотношениями пород в Эгитинском грабене.

Базальтоиды всех грабенов имеют одинаковый набор вкрапленников: оливин, пироксен, плагиоклаз. Оливин частично, либо полностью замещён илдингситоподобным веществом, исключение составляют только базальты Удинского грабена, где отмечаются редкие вкрапленники и ксенокристы хорошей сохранности. По составу плагиоклазы вкрапленников и основной массы идентичны между собой и представлены рядом андезин-лабрадор. Отличия наблюдаются в составе пироксена (гл. 6.1., рис. 6.1.4). Так, из базальтов Зазинского и Эгитинского грабенов он отличается большим содержанием кремнезема и меньшими магния и титана в сравнении с пироксенами из вулканитов Удинского и Еравнинского грабенов.

Содержания петрогенных и редких элементов в раннемеловых вулканитах всех грабенов Удино-Еравнинской зоны близки. Однако, при всей схожести характеристик, базальты каждого из грабенов обладают своими отличительными признаками. На мультиэлементных диаграммах, для основных вулканитов всех грабенов, в той или иной степени, характерно обеднение Nb, Ta, Р, Eu и Ti, что предполагает процесс коровой контаминации [Туркина, 2014]. На графиках (рис.6.2.2.1.) отображено поведение Rb, Sr, Th и Nb относительно SiO<sub>2</sub>. В целом, с ростом содержания диоксида кремния наблюдается закономерное уменьшение концентраций Sr для всех составов пород УЕЗ, увеличение концентраций Th и Rb. Также наблюдается рост отрицательной европиевой аномалии. Поведение элементов и европиевой аномалии индивидуально для каждого из грабенов. Наибольший диапазон вариаций величины Eu/Eu\* достигается в Эгитинском грабене и составляет 0,74 – 0,95, в Зазинском – 0,75 – 0,83, в Удинском – 0,85 – 0,93 и в Еравнинском 0,87 – 0,90.

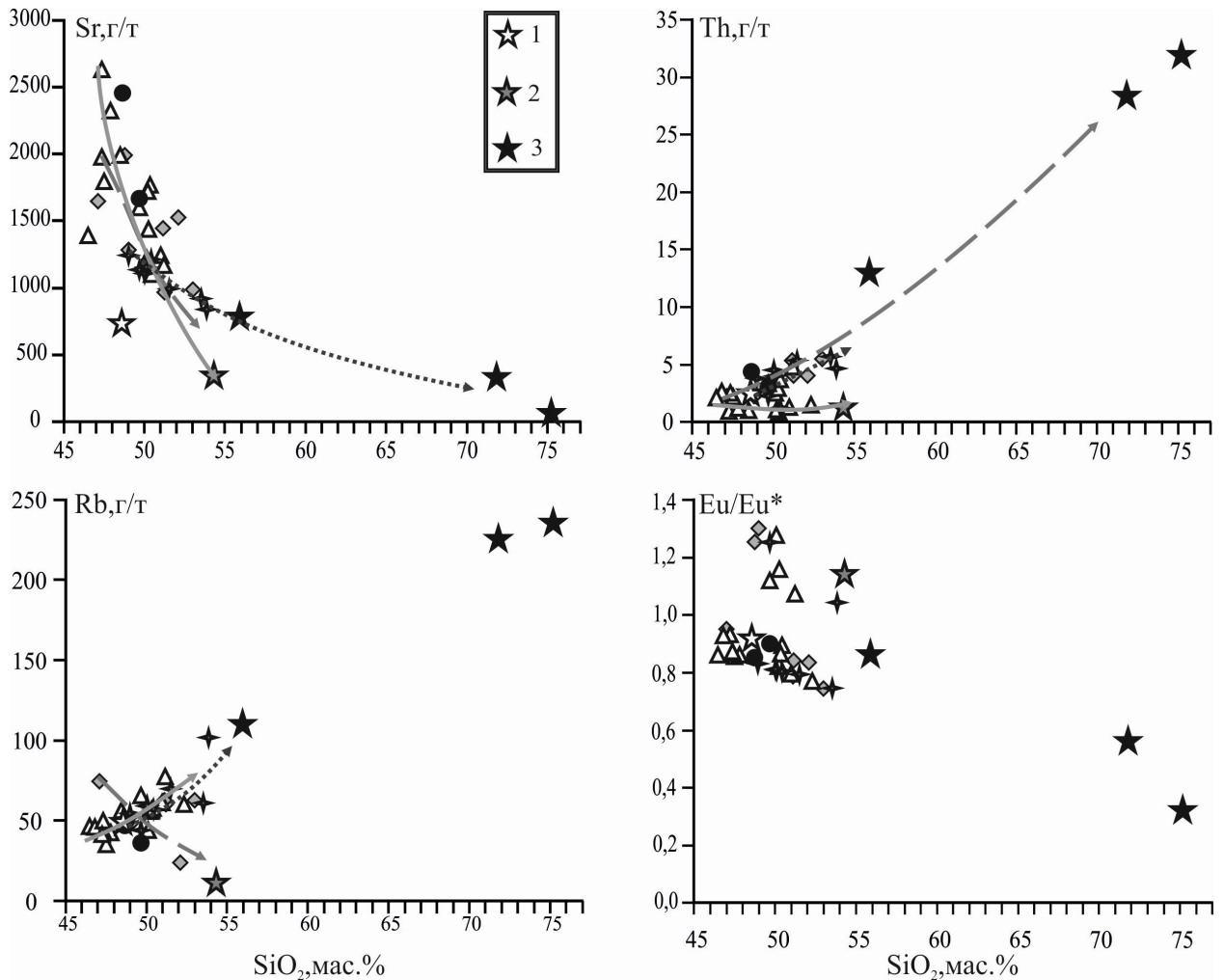


Рис. 6.2.2.1. Распределение точек составов меловых вулканитов Удино-Еравнинской зоны на диаграммах отражающих поведение редких элементов: Rb, Sr, Th в зависимости от SiO<sub>2</sub>. Условные обозначения соответствуют рис. 6.3.1. Звездами обозначены: 1) состав базальтов ВКР по [Наумов и др., 2017]; 2) средний состав пород нижней континентальной коры по [Rudnick, Gao, 2003]; 3) составы представительных пород Зазинского комплекса из выборки [Tsygankov, 2014]

Для раннемеловых пород Удинского и Еравнинского грабенов наблюдается закономерное уменьшение концентраций Sr и увеличение Th, Rb в сторону средних составов базитов нижней континентальной коры. Составы вулканических пород Зазинского и Эгитинского грабенов показывают рост концентраций Th в сторону средних составов пород Зазинского комплекса (Ангаро-Витимского батолита).

Как уже отмечалось (гл. 6.1.), породы Удино-Еравнинской зоны существенно различаются по изотопному составу. Установлено, что базальтоиды раннего мела обогащены радиогенным стронцием и обеднены радиогенным неодимом в сравнении с позднемеловыми породами. Точки их составов на графике (рис. 6.2.2.2) распадаются на две группы: первая группа характеризуется значениями  $\epsilon Nd > -1$  и включает в себя базальты Эгитинского и Зазинского грабенов, во вторую входят точки пород с  $\epsilon Nd < -1$ , они отвечают базальтам Удинского и Еравнинского грабенов (рис. 6.2.2.2).



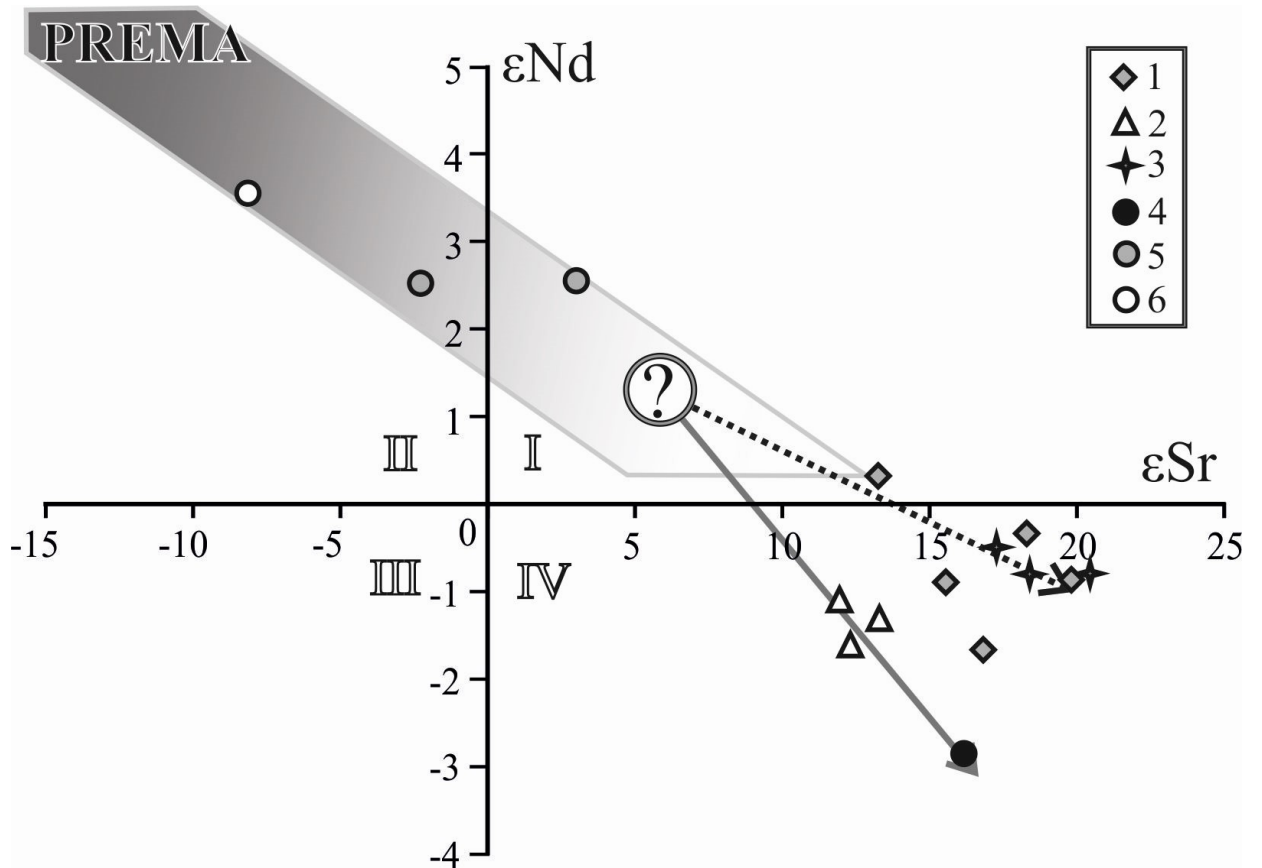


Рис. 6.2.2.2 Изотопный состав базальтоидов Удино-Еравнинской зоны на диаграмме  $\epsilon_{Sr}(T)$ - $\epsilon_{Nd}(T)$ . Контуром выделено поле мантийной корреляции по [Фор, 1989]. Условные обозначения: 1 – 4 раннемеловые базальты: 1 – Эгитинский грабен, 2 – Удинский грабен, 3 – Зазинский грабен, 4 – Еравнинский грабен; 5 – 6 породы позднего мела: 5 – трахибазальты, 6 – базаниты.

Величины  $\epsilon_{Sr}$  в породах грабенов достаточно близки и варьируют от +11 до +20. Различия проявляются также и в изотопном составе кислорода. Так для трахибазальтов Еравнинского и Удинского грабенов характерны невысокие вариации значений  $\delta^{18}O$ , 6,5 - 6,6‰ и 6,6 - 6,9‰ соответственно. Наиболее высоким отношениям тяжелого изотопа кислорода к легкому отвечают породы Зазинского ( $\delta^{18}O = 7,4 - 7,9\%$ ) и Эгитинского ( $\delta^{18}O = 7,6 - 7,8\%$ ) грабенов, наряду с этим происходят изменения и в составе пироксенов. Наиболее обогащенными кремнеземом являются таковые из базальтов Зазинского грабена, меньшими содержаниями Si обладают пироксены из трахибазальтов Удинского грабена (рис. 6.1.4).

На графиках (рис. 6.2.2.2, 6.2.2.3) составы базальтоидов раннего мела образуют два линейных тренда, разные для пород северной части УЕЗ (Зазинский и Эгитинский грабены) и южной части (Удинский и Еравнинский грабены). Крайние точки на этих трендах можно сопоставить с магматическими источниками, участвовавшими в образовании пород. Участие деплетированного мантийного компонента соответствуют левые окончания трендов, здесь концентрируются точки составов базальтоидов удинской свиты. Они наиболее обогащены радиогенным неодимом и обеднены радиогенным стронцием.

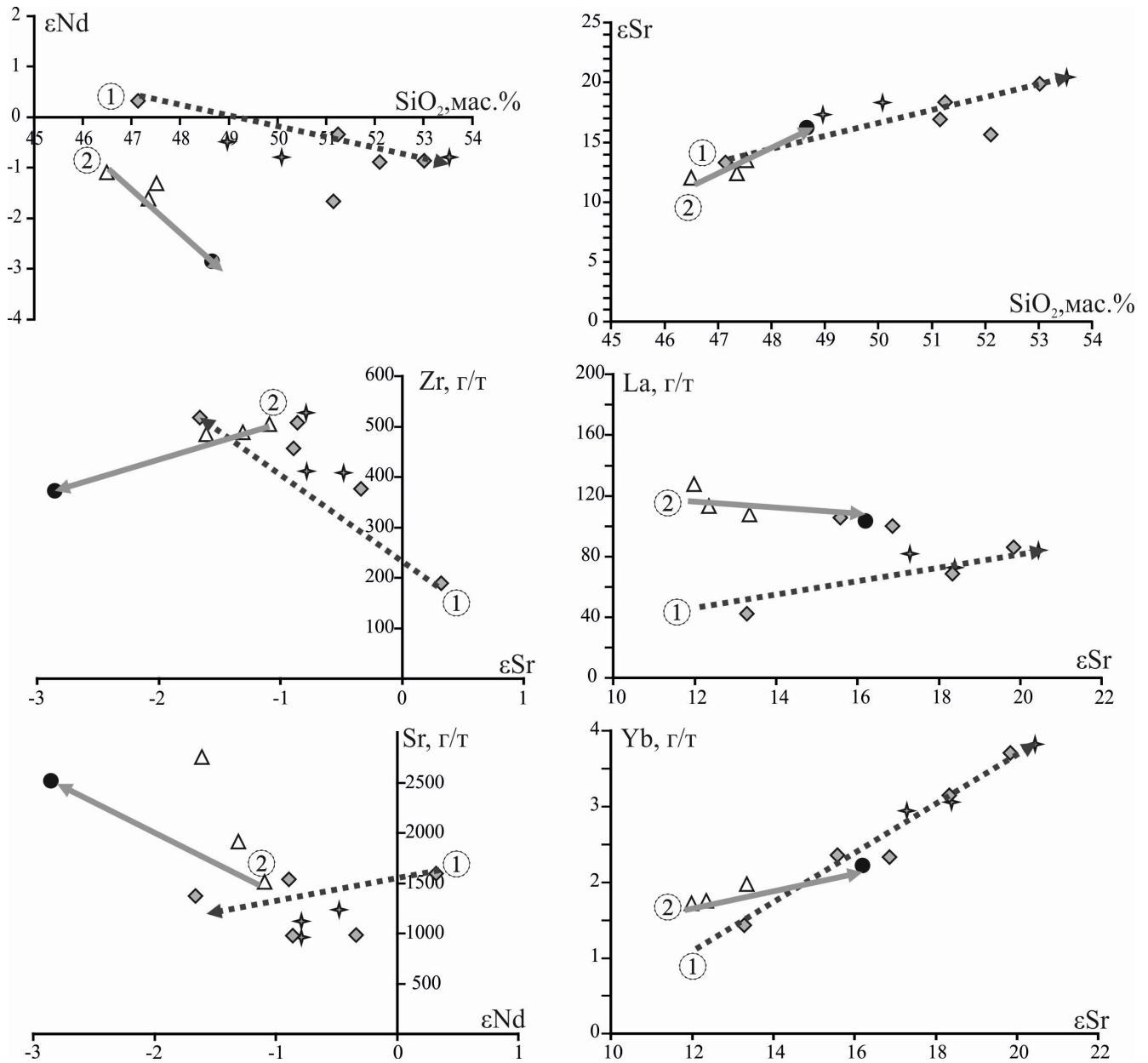


Рис. 6.2.2.3. Вариации содержаний  $\text{SiO}_2$  (мас.%) и несовместимых элементов Zr, Sr, La, Yb (г/т) в зависимости от изменения изотопного ( $\epsilon\text{Sr}$ ,  $\epsilon\text{Nd}$ ) состава пород. Условные обозначения см. рис. 7.3.1. В овалах 1, 2 — наименее загрязненные породы соответственно северных (Эгитинского и Зазинского) и южных (Удинского и Еравнинского) грабенов. Ориентировка стрелок в сторону возрастания доли корового загрязнителя.

Базальты раннего мела близки по геохимическим характеристикам, что позволяет предполагать для них общий мантийный источник, первичные характеристики которого были искажены процессами контаминации.

Параметры этого источника можно оценить местом пересечения продолжений трендов распределения изотопных составов пород на графике (рис. 6.2.2.2.). В пользу этого предположения указывает соответствие  $\delta^{18}\text{O}$  пород удинской свиты мантийным значениям.

Сопоставление изотопных отношений стронция и неодима с составами петрогенных и редких элементов позволяет наиболее точно определить параметры контаминантов, участвовавших в формировании пород раннего мела. Компонент, отвечающий за изменение составов эгитинских и зазинских базальтов, отличался достаточно высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  ( $> 54$  мас.%), пониженным ( $\text{Sr} < 900$  г/т), повышенными  $\text{Zr}$  ( $> 500$  г/т) и REE ( $\text{La} > 100$  и  $\text{Yb} > 4$  г/т), повышенными величинами  $\epsilon\text{Sr}$  ( $> 20$ ) и  $\delta^{18}\text{O}$  ( $> 7,4\%$ ) при умеренных  $\epsilon\text{Nd}$  ( $\sim -1$ ). Такие характеристики вполне соответствуют субщелочным гранитоидам зазинского комплекса Ангаро-Витимского батолита, преобладающих в раме позднемезозойских структур [Цыганков, 2014; Ярмолюк, Коваленко, 2003]. Изменение составов вулканитов Удинского и Еравнинского грабенов было обусловлено участием пород нижней континентальной базитовой коры региона с мезопротерозойскими ( $\text{TNd}_{(\text{DM})} > 1,4$  млрд. лет) характеристиками [Комарицына и др., 2018]: сравнительно основным составом ( $\text{SiO}_2 \geq 50$  мас.%), высокими содержаниями  $\text{Sr}$  ( $> 2000$  г/т), умеренным или пониженным относительно состава базальтов содержанием г/т:  $\text{Zr} (< 400)$ ,  $\text{La} (< 100)$ ,  $\text{Yb} (< 3)$  и изотопными значениями  $\epsilon\text{Nd} > -3$  и  $\delta^{18}\text{O} \sim 6,5-6,7 \%$ .

Основываясь на вышеперечисленных характеристиках, можно сделать вывод о том, что формирование раннемеловых пород происходило при взаимодействии мантийных магм с породами коры. Магмы грабенов северной части УЕЗ (Зазинский и Эгитинский грабены) взаимодействовали с верхнекоровыми гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Магмы южной части зоны (Удинский и Еравнинский грабены) несут черты контаминации веществом нижней коры. Также необходимо отметить оторванность во времени магматических процессов северной и южной части сектора. Согласно датировкам, полученным для грабенов УЕЗ [Ярмолюк, Иванов, 2000, Воронцов и др., 2016], вулканизм в Зазинском и Эгитинском грабенах протекал в период 135-143 млн лет, в Удинском и Еравнинском в интервале 117-131 млн лет.

Составы вулканических пород раннего мела согласуются с моделью парциального плавления глубинных мантийных источников, подвергшихся метасоматической обработке. На это указывают высокие соотношения LREE к HREE в породах, предполагающие равновесие расплавов с гранатосодержащим субстратом. Широкие вариации петрогенных и редких элементов указывают на процесс контаминации пород веществом нижней континентальной коры (Удинский и Еравнинский грабены) и породами Ангаро-Витимского батолита (Эгитинский и Зазинский грабены). Это выражается в одновременном обеднении Nb (Ta), P, Eu, Ti относительно  $\text{SiO}_2$  и прямой корреляции содержаний диоксида кремния с некогерентными редкими элементами [Puchtel et al., 1997].

### *6.2.3. Механизм формирования пород позднего мела*

Магматические процессы Удино-Еравнинского зоны протекали во внутриплитных условиях, однако характеристикам внутриплитного мантийного магматизма в полной мере отвечают лишь продукты позднемеловых стадий его развития, геохимические параметры которых близки к составу расплавов внутриплитных континентальных обстановок, а изотопные составы свидетельствуют об участии в их формировании умеренно-деплетированной мантии [Ярмолюк, Иванов, 1998; Zindler, Hart, 1986; Комарицына и др., 2018].

Формирование базанитов объясняется в модели плавления гетерогенной мантии, в которой важную роль играют блоки карбонатсодержащих эклогитов – гранат-омфацитовых пород, обогащенных по сравнению с перидотитом  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ . Согласно этой модели, эклогитовые блоки попадают в мантию в результате процессов субдукции [Перчук, Сафонов, 2015]. Согласно данным [Beard et al., 1998; Чернышева и др. 2012], источником для формирования вулканических нефелинсодержащих ультраосновных пород могут служить мантийные перидотиты, метосаматизированные в надсубдукционных условиях. Их плавление происходит на большой глубине при подъеме мантийного плюма к подошве континентальной плиты. В качестве источника  $\text{CO}_2$  и несовместимых элементов рассматривается вещество субконтинентальной литосферной мантии. Модель не противоречит исследованиям, проведенным для всей Западно-Забайкальской вулканической области [Ярмолюк, Иванов, 1998, 2000; Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Гордиенко, 2004], в которых образование вулканитов позднего мезозоя связывается с влиянием мантийного плюма и смешением его расплавов с метасоматизированной мантией, сформированной под действием субдукционных процессов предшествующих этапов развития Центрально-Азиатского подвижного пояса.

### ***6.3. Условия формирования и кристаллизации магм Удино-Еравнинской зоны***

Характеристика условий формирования и кристаллизации магм необходима для понимания условий образования магматических расплавов и оценки их источников. В тоже время информация о термобарометрических условия кристаллизации поможет получить дополнительную информацию о эволюции магм Западно-Забайкальской вулканической области.

#### *6.3.1. Температуры и давления генерации базальтовых магм*

Расчет температур и давлений формирования магматических расплавов, в результате

которых произошло образование вулканических пород Удино-Еравнинской зоны, производился по методу [Lee et al., 2009]. Основой метода является использование индекса кремнекислотности. Предполагается, что этот термобарометр менее чувствителен к изменениям состава мантии, в связи с тем, что  $\text{SiO}_2$  является составляющей основных минеральных фаз мантии. Данный метод применим только в случае, если первичный источник содержал в своем составе оливин, либо ортопироксен. Это связано с тем, что активность  $\text{SiO}_2$  контролируется, через реакцию  $\text{Mg}_2\text{SiO}_{4(\text{Ol})} + \text{SiO}_{2(\text{Melt})} = \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_{6(\text{Opx})}$ . Как было показано в гл. 6.1., это условие соблюдается. Однако следует отметить главный недостаток термобарометра – он не учитывает влияние  $\text{CO}_2$  на активность кремнезёма, что является важным фактором. Поэтому значения  $T$  и  $P$ , полученные в результате расчетов, можно принимать как условные.

Согласно данным расчетов, температура образования магматического расплава для трахибазальтов удинской свиты должна составлять  $1450^\circ\text{C}$  при давлениях 28,4 кбар. Для пород раннего мела эти значения варьируют в более широких пределах:  $T$  колеблется от  $1400$  до  $1500^\circ\text{C}$  при  $P$  от 24,6 до 29,6 кбар. На диаграмме (рис. 6.3.1) отображена зависимость температуры, давления и глубины плавления. Также на неё вынесены составы разных источников. Показано, что точки расплавов базальтоидов средней-поздней юры и раннего мела находятся на границе плавления шпинелевого и гранатового лерцолита. Можно предположить, что сегрегация магм происходила на глубине 70 – 90 км, это согласуется и с моделью [Рингвуд, 1991], в которой отмечается переход шпинель-гранат на глубинах от 60 до 90 км. Точки пород находятся рядом с полем вулканитов Гавайской горячей точки, а также около линии солидуса для сухой мантии и перидотита. Это объясняется влиянием на состав вулканитов средней-поздней юры и раннего мела коровой контаминации, которая, вероятно, обеспечила небольшое количество водного флюида (см. гл. 5.2, 5.3, 6.2.). Что, в результате, оказало незначительное, но достаточное воздействие на состав пород и исказило исходные данные в сторону уменьшения значений температур и давлений.

Для базанитов позднего мела характерно самое высокое значение температуры -  $1600^\circ\text{C}$  при давлении 35,3 кбар, для них отмечаются большие глубины сегрегации 90 – 100 км. Точка попадает в поле плавления гранатового перидотита и пород гавайской горячей точки. Согласно модели Рингвуда, гранат-перидотитовая ассоциация остаётся стабильной с глубины 90 км и до 300 км. Для пород этапа позднего мела показаны безводные условия плавления.

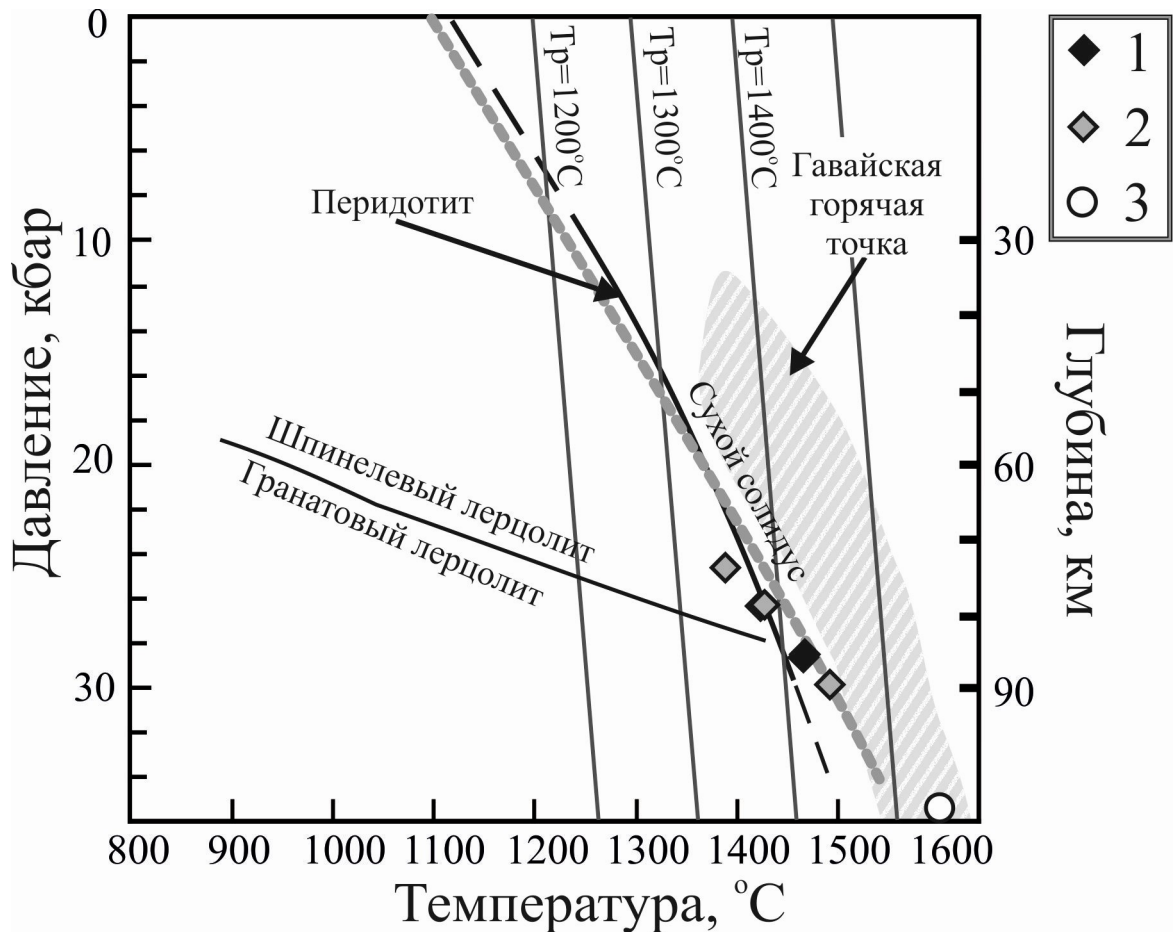


Рис. 6.3.1. Точки пород Удино-Еравнинской зоны на диаграмме P-T по [Jung et al., 2012; Özdemir et al., 2019].

Солидус пиролита (безводные условия) [Mckenzie, Bickle, 1988]. Поле устойчивости для гранатового и шпинелевого лерцолита в верхнемантийных породах [Falloon, Green, 1990; Foley, 1991]. Солидус для перидотита по Хиршману (2000). Поле Гавайской горячей точки по [Lee et al., 2009].

Условные обозначения: 1 – трахибазальт этапа средней-поздней юры (174 – 154 млн лет); 2 – базальты раннего мела (143 – 111 млн лет), 3 – базанит этапа позднего мела (73 – 71 млн лет).

### 6.3.2. Условия кристаллизации базальтовых магм

Расчёт условий кристаллизации магматических пород Удино-Еравнинской зоны проводился с использованием термобарометров пироксен-расплав по [Putirka, 2008]. Этот геотермобарометр базируется на разделении Al – расплав, пересчитанного на 6 ионов кислорода. Барометр пригоден для давлений 0,01 – 80 кбар. Также в дополнение был использован термобарометр [Neavel, Putirka, 2017], который учитывает безводные условия в диапазоне давлений 1-10 кбар. Процесс контаминации базальтовых магм средней-поздней юры и раннего мела оказал существенное влияние на состав конечных продуктов магматизма, а также на состав минеральных фаз, в связи с этим, использование какого-либо эталонного состава в качестве жидкостной фазы можно считать непригодным для расчётов условий кристаллизации вулканитов Удино-Еравнинской зоны. Поэтому, в качестве ликвидусной фазы,

был использован состав пород, соответствующий тому или иному образцу. Оценка параметров кристаллизации проводится с учетом диаграммы Родэса (рис. 6.3.2), которая базируется на коэффициенте равновесия Fe-Mg ( $KD(Fe-Mg)_{срх-лиq}$ ). Как показали результаты многочисленных исследований, использование данной диаграммы показывает наименьшую вероятность ошибки, в сравнении с расчетами, основанными на равновесии Na-Al, Ca-Na [Putirka, 2008]. В данной работе используются результаты расчётов для минералов, попавших в поле равновесия (пунктирная линия).

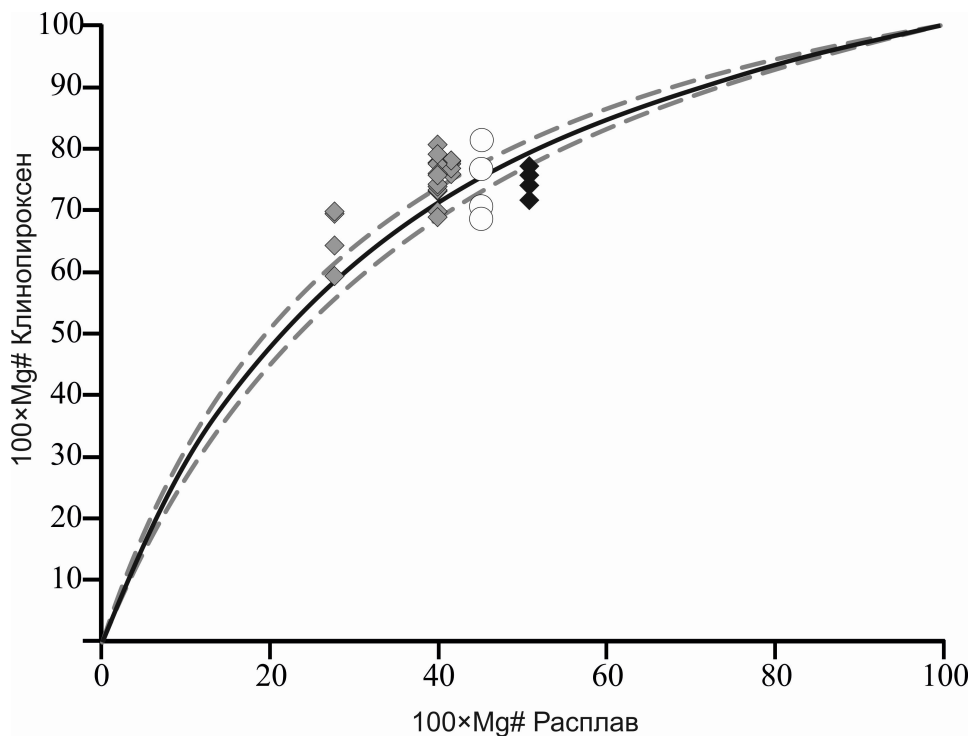


Рис. 6.3.2. Точки составов пород Удино-Еравнинской зоны на диаграмме Fe-Mg равновесия клинопироксен-расплав по [Rhodes et al., 1979]. Пунктирная линия – область равновесия минерал-расплав. Условные обозначения соответствуют рис. 7.3.1.

Кристаллизация пироксенов в трахибазальтах этапа средней-поздней юры протекала при температурах около  $1000^{\circ}\text{C}$  при давлении – 0,95 кбар. Для раннемеловых базальтов характерно разделение на две группы. Для первой группы вкрапленников пироксенов характерны температуры около  $1000^{\circ}\text{C}$  при давлении 0,90-1,58 кбар. Вторая группа характеризуется наиболее низкими температурами –  $950^{\circ}\text{C}$  при давлении 3,58 кбар. Пироксены обеих групп отличаются только содержаниями железа и магния. Так для первых характерно содержание  $\text{FeO}^*$  - 8,67-9,00 мас.% и  $\text{MgO}$  – 13,52 – 14,07 мас.%. Пироксены второй группы отличаются большими содержаниями железа,  $\text{FeO}^*$  составляет 9,72 – 12,30 и меньшими магния,  $\text{MgO}$  – 12,20 – 13,03 мас.%. Низкие температуры плавления и высокие давления для пироксенов второй



группы указывают на присутствие водного флюида, обеспечившего смену P-T условий в магматической камере. Это позволяет предполагать кристаллизацию пироксенов второй группы после контаминации магм веществом коры.

В качестве ликвидусной фазы, для расчёта условий кристаллизации пироксенов из базанитов позднего мела, были использованы два состава: состав образца, содержащего пироксены, а также эталонный состав расплавов для внутриконтинентальных рифтов и горячих точек по [Наумов, 2017]. В обоих случаях за условия кристаллизации пироксенов можно принять температуры около 1000°C и давления 0,90 – 1,58 кбар.

### ***Выводы***

За формирование вулканических пород всех этапов развития Удино-Еравнинской зоны отвечал обогащенный лёгкими редкоземельными элементами магматический источник, изотопный состав которого изменялся во времени согласно мантийной последовательности. Так для пород средней-поздней юры характерно обогащение радиогенным изотопом неодима и обеднение стронцием, тогда как для вулканитов позднего мела характерны низкие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и высокий  $\epsilon\text{Nd}$ . На изотопные характеристики пород раннего мела оказал влияние процесс коровой контаминации. Для Удинского и Еравнинского грабенов контаминантом служил источник, близкий по составу к нижней мантии, для Зазинского и Эгитинского таковыми были породы верхней коры, представленной Ангаро-Витимским батолитом.

Согласно расчётам, для формирования расплавов основного состава средней-поздней юры и раннего мела показаны температуры 1400 – 1500°C, давления в пределах 24,6-29,6 кбар и глубины плавления около 70-90 км. P-T условия для базанитов отличны. Для них показана температура - 1600 °C, давление – 35,5 кбар и большие глубины плавления около 90-100 км. Все это указывает на формирование вулканических пород Удино-Еравнинской зоны из обогащенного глубинного источника.

## ГЛАВА 7. ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА УДИНО-ЕРАВНИНСКОГО ЗОНЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

### *7.1. Общие эволюционные тенденции в развитии магматизма Удино-Еравнинской зоны*

Вулканические процессы на территории Удино-Еравнинской зоны протекали с середины юры и до конца раннего мела в три этапа: средней поздней юры (174 – 154 млн лет), раннего мела (143 – 111 млн лет), позднего мела (83 – 71 млн лет). Каждый этап имеет свои отличительные черты. Так в период средней-поздней юры произошло образование дифференцированной шошонит-латитовой серии в районе Эгитинского грабена. Ранний мел стал самым масштабным по объему излившихся лав, вулканические породы представлены щелочными и субщелочными ассоциациями основного состава. Они распространены на территории всех грабенов УЕЗ. Позднемеловой этап стал завершающим, здесь произошло формирование небольших по площади полей трахибазальтов и формирование щитового вулкана, сложенного базанитами в районе Еравнинского грабена.

В процессе магматической эволюции от ранних этапов магматизма к поздним происходят изменения в минеральном составе пород. Так основная масса трахибазальтов этапов средней-поздней юры сложена плагиоклазом и щелочным полевым шпатом. Во вкрапленниках отмечаются плагиоклаз (андезин, лабрадор), пироксен (диопсид, авгит) и оливин. Трахибазальты позднего мела сложены плагиоклазом и клинопироксеном. Во вкрапленниках отмечаются зерна оливина. Основную массу базанитов составляют пироксен (диопсид) и стекло. Во вкрапленниках наблюдаются пироксен (диопсид) и оливин.

Согласно изменениям минералого-петрографических характеристик вулканитов в процессе эволюции, таковые происходят и в их составе. Прежде всего, наблюдается увеличение содержаний  $TiO_2$  от 1,78 до 2,51 мас.%,  $Fe_2O_3^*$  от 9,18 до 11,73 мас.%. Также следует отметить изменения в содержаниях MgO, как видно из графика MgO-SiO<sub>2</sub> и #Mg-SiO<sub>2</sub> самые низкие концентрации достигаются для вулканитов раннего мела. Здесь содержания магния составляют – 2,14-4,70 мас.%, а значения коэффициента магнезиальности (#Mg) – 7-29. Для юрских вулканитов отмечаются более высокие значения MgO – 4,38-5,50 мас.% и #Mg – 32- 37. Наиболее высокие концентрации достигаются для вулканитов позднего мела, здесь MgO составляет – 6,60-6,40 мас.% в трахибазальтах и 7,11-8,28 мас.% в базанитах, #Mg – 36-37 и 38-41, соответственно.

Базальтоиды этапов средней-поздней юры и раннего мела характеризуются схожестью редкоэлементного состава. Для них типично обогащение некогерентными элементами: Rb, Ba,

Sr и редкоземельными элементами цериевой группы в сравнении с ОИВ и породами внутриконтинентальных рифтов и горячих точек (см. гл. 5.2, 5.3). Также вулканиты характеризуются ярко-выраженной отрицательной аномалией Nb, Ta, Ti. На мультиэлементной диаграмме (7.1.2) отображены составы всех вулканитов основного состава Удино-Еравнинской зоны. Видно, что трахибазальты удинской свиты отличаются наиболее ярко выраженным Nb-Ta минимумом и низкими суммарными значениями редкоземельных элементов от пород раннего мела. Так величина  $\sum_{REE}$  в трахибазальтах этапа средней-поздней юры составляет 239-240 г/т, тогда как для трахибазальтов раннего мела эти значения выше в два раза и изменяются от 225 до 561 г/т. Спектры распределения позднемеловых трахибазальтов отвечают таковым для ОИВ (см. гл. 5.4). Для них типичны низкие суммарные содержания  $\sum_{REE}$  (141-209 г/т) в сравнении с породами предыдущих этапов магматизма УЕЗ. Максимальные концентрации редкоземельных элементов достигаются для базанитов позднего мела,  $\sum_{REE}$  варьирует от 411 до 834 г/т, также на графиках исчезает отрицательная Nb-Ta аномалия, при этом появляется отрицательная аномалия по К. Для базанитов характерно обогащение Ba, Th, U, Nb, Ta и Sr в сравнении с ОИВ.

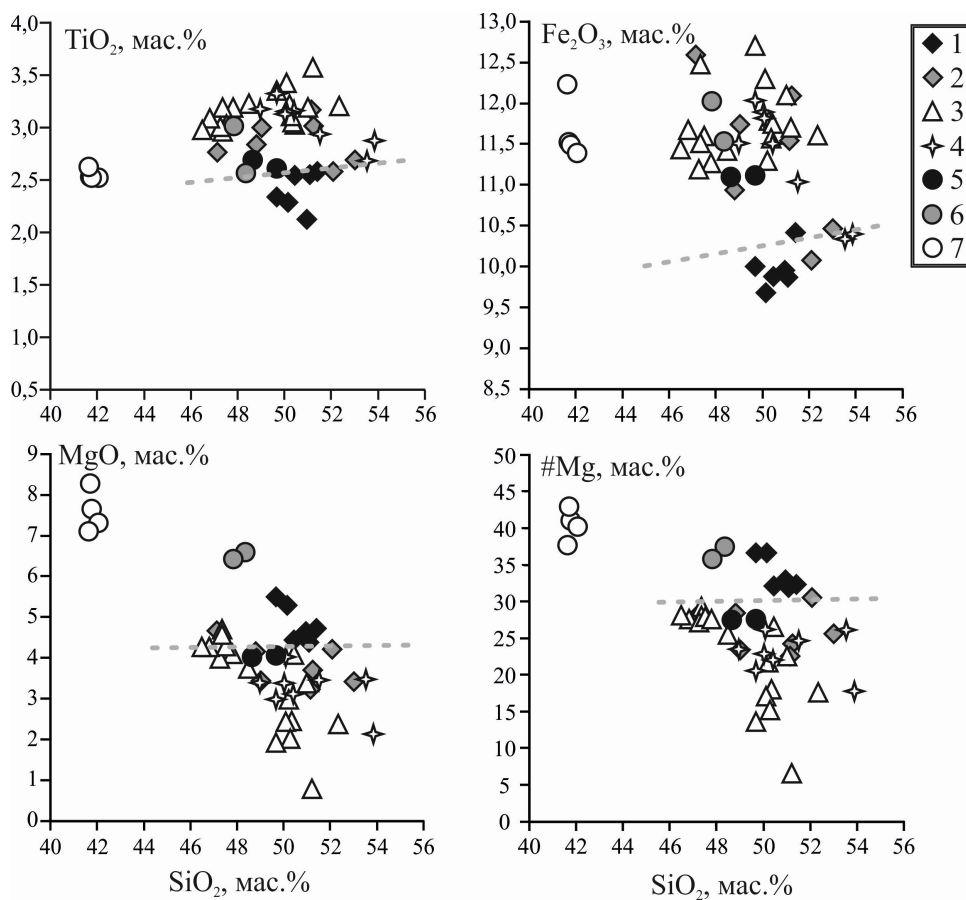


Рис. 7.1.1. Положение составов базальтоидов Удино-Еравнинской зоны на диаграммах  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $\#Mg - SiO_2$

Условные обозначения: 1 – трахибазальты этапа средней-поздней юры (Эгитинский грабен), 2-5 – трахибазальты раннего мела: 2 – Эгитинский грабен, 3 – Удинский грабен, 4 – Зазинский грабен, 5 – Еравнинский грабен; 6-7 – породы позднего мела: 6 – трахибазальты, 7 – базиты.

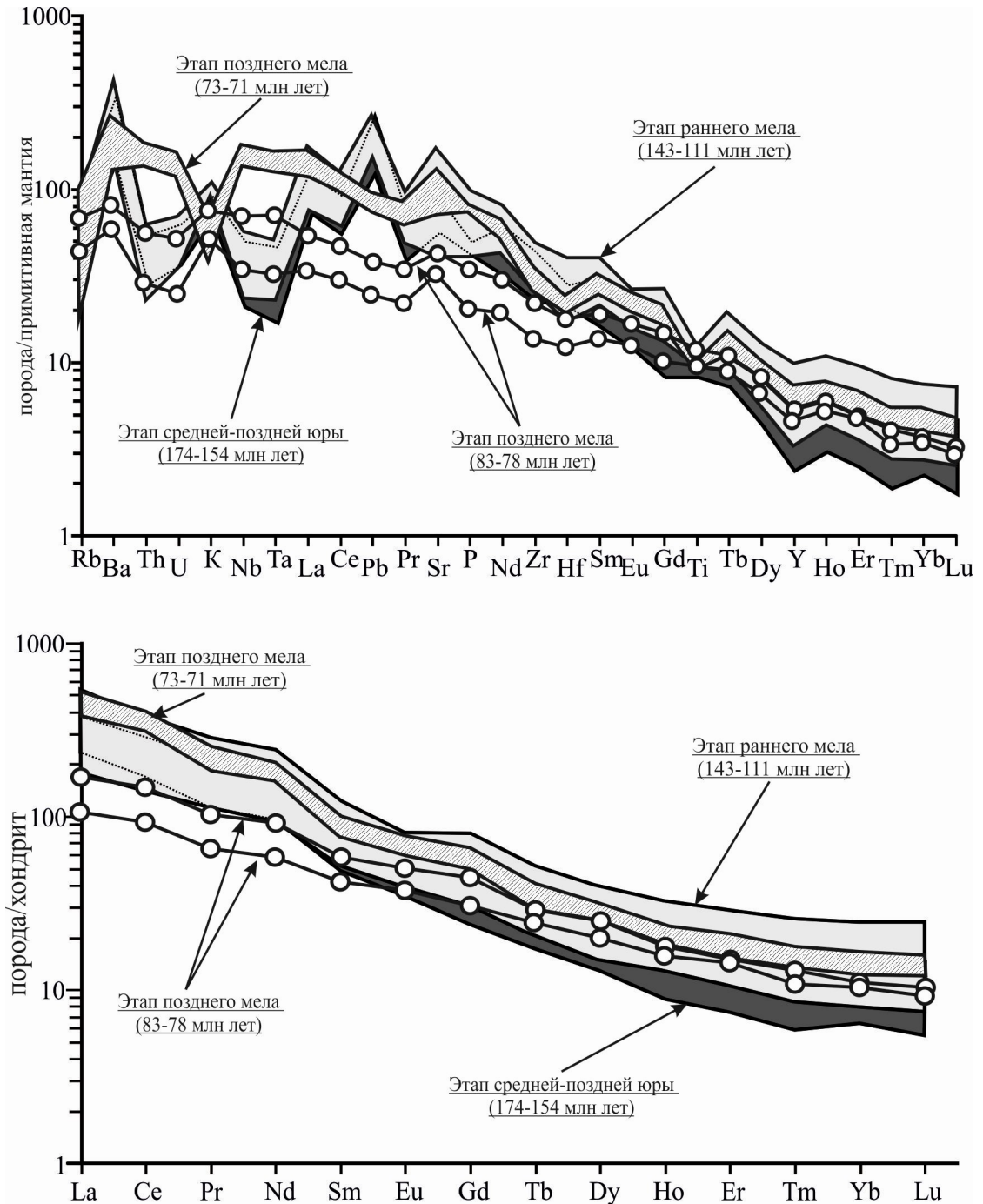


Рис. 7.1.2. Распределение нормированных к примитивной мантии/хондриту редких и редкоземельных элементов в вулканических породах Удино-Еравнинской зоны  
Составы примитивной мантии и хондрита приведены по [Sun, McDonough, 1989].

На графиках с использованием отношений несовместимых элементов по [Коваленко и др., 2009] наиболее ясно видны различия в составах трахибазальтов средней-поздней юры, раннего и позднего мела. Так породы средней-поздней юры характеризуются высокими отношениями Tb/Yb, Zr/Nb, Th/Ta и низкими концентрациями Ta (0,72-1,97 г/т), Tb (0,65-1,34 г/т), Nb (16-38 г/т), Zr (183-510 г/т) в сравнении с раннемеловыми базальтоидами, где

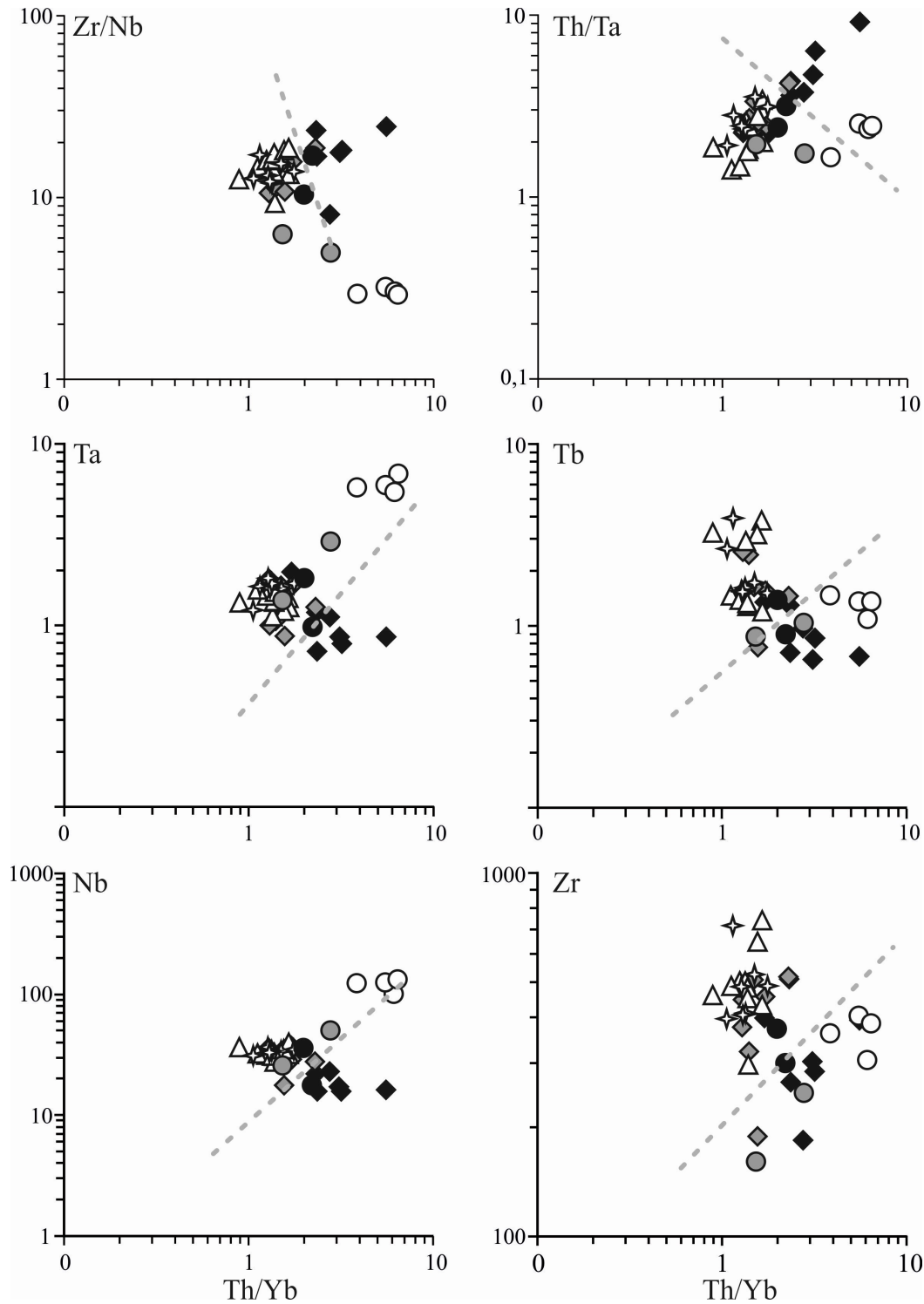


Рис. 7.1.3. Положение составов базальтоидов Удино-Еравнинской зоны на диаграммах несовместимых элементов по [Коваленко и др., 2009].

Условные обозначения: соответствуют рис. 8.1.1.

содержания Ta составляют 0,87-2,11 г/т, Tb - 0,76-3,94 г/т, Nb – 18-42 г/т, Zr – 189-717 г/т. Позднемеловые породы близки по величине Tb/Yb трахибазальтам удинской свиты, но отличаются от них высокими содержаниями Ta – 1,37- 2,89 г/т в трахибазальтах и 5,42-6,86 г/т в базанитах и Nb – 26-50 г/т и 101-132 г/т, соответственно. Содержания Tb и Zr близки к таковым

для раннего мела, в трахибазальтах они составляют 0,87-1,04 г/т и 160-248 г/т, базанитах - 1,09-1,47 и 305-404 г/т. Для них характерно низкое, относительно предыдущих этапов развития Удино-Еравнинской зоны, значение  $Zr/Nb$  и  $Th/Ta$ .

Отличия наблюдаются и в изотопном составе вулканитов. Так средне-позднеюрские трахибазальты обогащены радиогенным изотопом стронция (см. гл. 6.1.) и обеднены радиогенным неодимом. Точки составов смещены к полю составов источника ЕМШ. Изотопный состав кислорода показывает значения близкие к мантийным. Вулканические породы этапа раннего мела отличаются наибольшим обогащением радиогенным изотопом стронция и достаточно низкими концентрациями неодима. Отношение тяжелого изотопа кислорода к легкому в них отвечает контаминированным породам. Однако, принимая во внимание сведения о контаминации пород веществом верхней и нижней континентальной коры, полученные в результате исследований (см.гл. 6.2.2), источник вулканитов раннего мела был обеднен радиогенным изотопом стронция и обогащен неодимом в сравнении с источником базальтовых расплавов средней-поздней юры. Для трахибазальтов позднего мела характерны положительные значения  $\epsilon Nd$  (более высокие, чем для базальтов раннего мела) при обеднении радиогенным стронцием. Изотопные отношения, полученные для базанитов, предусматривают участие в формировании пород обедненного мантийного источника. Точки их составов тяготеют в сторону точек составов PREMA.

Согласно расчётам (гл. 6.1., 6.3.2), генерация расплавов средней-поздней юры и раннего мела происходила на глубине 70 – 90 км, что соответствует зоне перехода шпинель-гранат, формирование базанитов позднего мела на глубине 90 – 100 км, что соответствует зоне стабильности граната.

На основании вышеприведенных данных можно сделать вывод о том, что в процессе развития Удино-Еравнинской зоны происходила смена состава магматического источника. В средней-поздней юре (174-154 млн лет) он характеризовался обогащением Rb, Ba, Sr и LREE и изотопными характеристиками близкими ЕМШ. Характеристики источника раннемеловых пород близки к средне-позднеюрскому: обогащение Rb, Ba, Sr и LREE. Однако, при сравнительной характеристике было установлено, что вулканиты раннего мела обогащены железом и легкими редкоземельными элементами в сравнении с предыдущим этапом развития зоны. Также, на основании геохимического моделирования, было установлено, что источник был обеднен радиогенным стронцием и обогащен неодимом в сравнении с базальтоидами средней-поздней юры. В позднем мелу состав источника был близок к ОІВ. Обогащение базанитов редкими элементами: Ba, Th, U, Nb и Ta, а также LREE в сравнении с ОІВ объясняется низкой степенью частичного плавления мантии. Изотопные характеристики источника вулканитов позднего мела отвечают таковым для пород PREMA.

## *7.2. Геодинамические аспекты эволюции Удино-Еравнинской зоны*

Важной задачей при изучении эволюции магматизма Удино-Еравнинской зоны является сопоставление характеристик вулканических пород с геодинамическими обстановками их формирования. Эта задача решается, прежде всего, на основе анализа информации о магматических процессах, происходивших в среднем и позднем мезозое на территории всей Западно-Забайкальской вулканической области и сопоставлении этих данных с другими областями, возникшими на территории Центральной Азии в этот период времени. Согласно работам [Ярмолюк, Иванов, 2000; Ярмолюк и др., 2000; Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Воронцов и др., 2016], в позднем мезозое на территории Центральной Азии образовался ряд крупных пространственно разобщенных вулканических областей, за магматическую деятельность которых отвечал плюмовый источник, обеспечивший достаточно высокие концентрации редкоземельных элементов. Он оказал существенное влияние на образование средне-позднеюрских вулканитов активных континентальных окраин Монголо-Охотского и Большехинганского поясов. В связи с этим, наиболее приемлемым будет сопоставление данных составов вулканитов основного состава Удино-Еравнинской зоны с составами пород Тугнуйско-Хилокского сектора ЗЗВО, Восточно-Монгольской рифтовой области, а также с данными по активным континентальным окраинам Тихого океана (Умлекано-Огоджинский пояс) и Монголо-Охотского бассейна (шадоронская серия).

Составы пород разных секторов Западно-Забайкальской вулканической области, а также Восточно-Монгольской рифтовой области имеют большое сходство (рис. 7.2.1). Позднеюрские и раннемеловые базальтоиды этих областей относительно обогащены большинством несовместимых элементов в сравнении с ОИВ. Столь же согласовано ведут себя составы позднемеловых Удино-Еравнинских трахибазальтов и базанитов с щелочными базальтоидами Тугнуйско-Хилокского сектора и Восточно-Монгольской рифтовой области. Они обогащены несовместимыми элементами практически по всему их спектру в сравнении с ОИВ, при этом в них исчезает Nb-Ta аномалия и снижается содержание K и Ti (для базанитов).



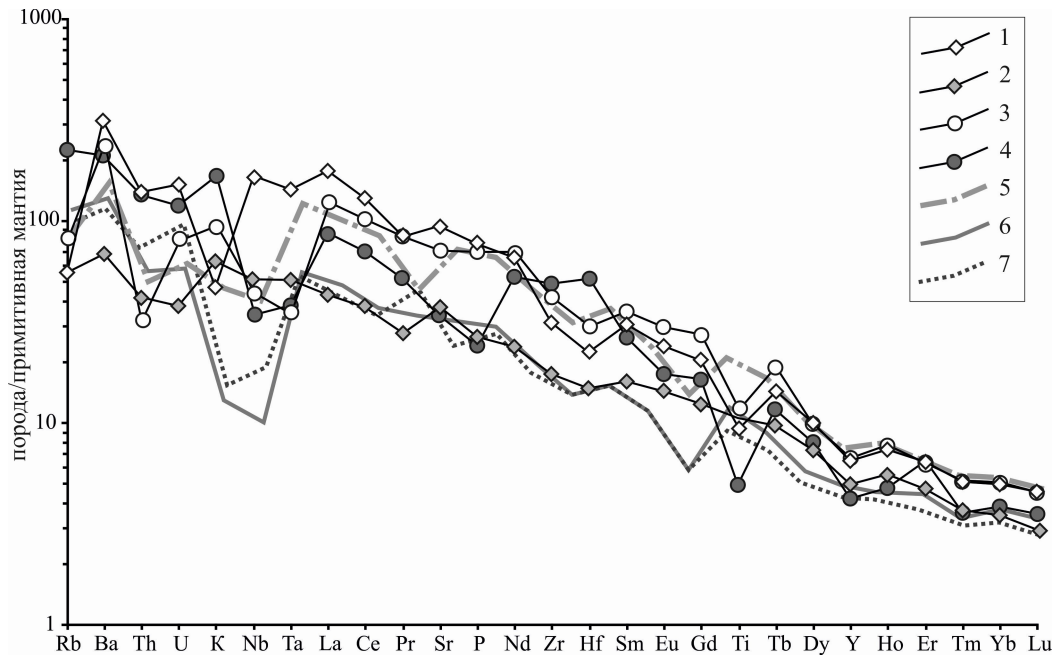


Рис 7.2.1 Диаграмма редких и редкоземельных элементов для средне-, позднемезозойских базальтоидов рифтовых областей и активных окраин Центральной Азии. Средние составы базальтоидов: 1-4 – Западно-Забайкальской вулканической области: 1 – юрские базальты, 2 – меловые базальты, 3 – позднемеловые базальты, 4 – базаниты, 5 – Восточно-Монгольской рифтовой области, 6 – 7 активных континентальных окраин: 6 - Тихого океана (дифференцированные и бимодальные серии Умлекано-Огоджинского пояса), 7 - Монголо-Охотского бассейна (среднеюрская шадоронская серия Аргунского блока). При составлении использованы материалы из работ [Воронцов и др., 2002; Воронцов, Ярмолук, 2007; Ярмолук и др., 1998; Андрющенко и др., 2010; Казимировский, 1996; Сасим, 2014; Сорокин и др., 2004, 2009, 2010, 2013].

Согласно диаграмме, породы активных континентальных окраин Монголо-Охотского пояса (АКО МОП) отличаются от средне-, позднемезозойских вулканитов внутриплитных областей Центральной Азии наиболее низкими концентрациями К, Nb и Eu и более высокими U, Th и Rb. В целом спектры распределения элементов для пород АКО МОП и средне-позднеюрских – раннемеловых вулканитов Удино-Еравнинской зоны достаточно близки. Все породы объединяют повышенные содержания некогерентных и легких редкоземельных элементов. Ряд специфических различий между породами сопоставляемых вулканических областей отражен на рис. 7.2.2, из которого видно, что базальтоиды рифтовых областей и краевых поясов активных окраин образуют обособленные совокупности фигуративных точек. Различия между ними определяются геохимической спецификой соответствующих комплексов пород, которая связана с относительным обогащением базальтоидов рифтовых областей Ti, Nb, Zr и обеднением их Rb, Th, U [Воронцов, 2016].

Особенно выразительно различия между породами вулканической области и конвергентных границ Монголо-Охотского пояса видны на диаграммах парных отношений несовместимых элементов (канонических отношений несовместимых элементов по [Коваленко

и др., 2007] (рис.7.2.3)). Здесь базальтоиды Удино-Еравнинской зоны образуют компактное поле составов, в которое попадают точки составов базальтоидов других секторов вулканической области, а также породы Восточно-Монгольской рифтовой области (ВМРО). Это позволяет делать заключение об однотипности состава источников, участвовавших в образовании мантийных расплавов для позднемезозойских – кайнозойских рифтовых областей Центральной Азии. В отличие от базальтоидов рифтовых областей основные породы активных окраин Монголо-Охотского бассейна смещены в поле составов, относительно обогащенных U, Th, Rb и тяжелыми REE.

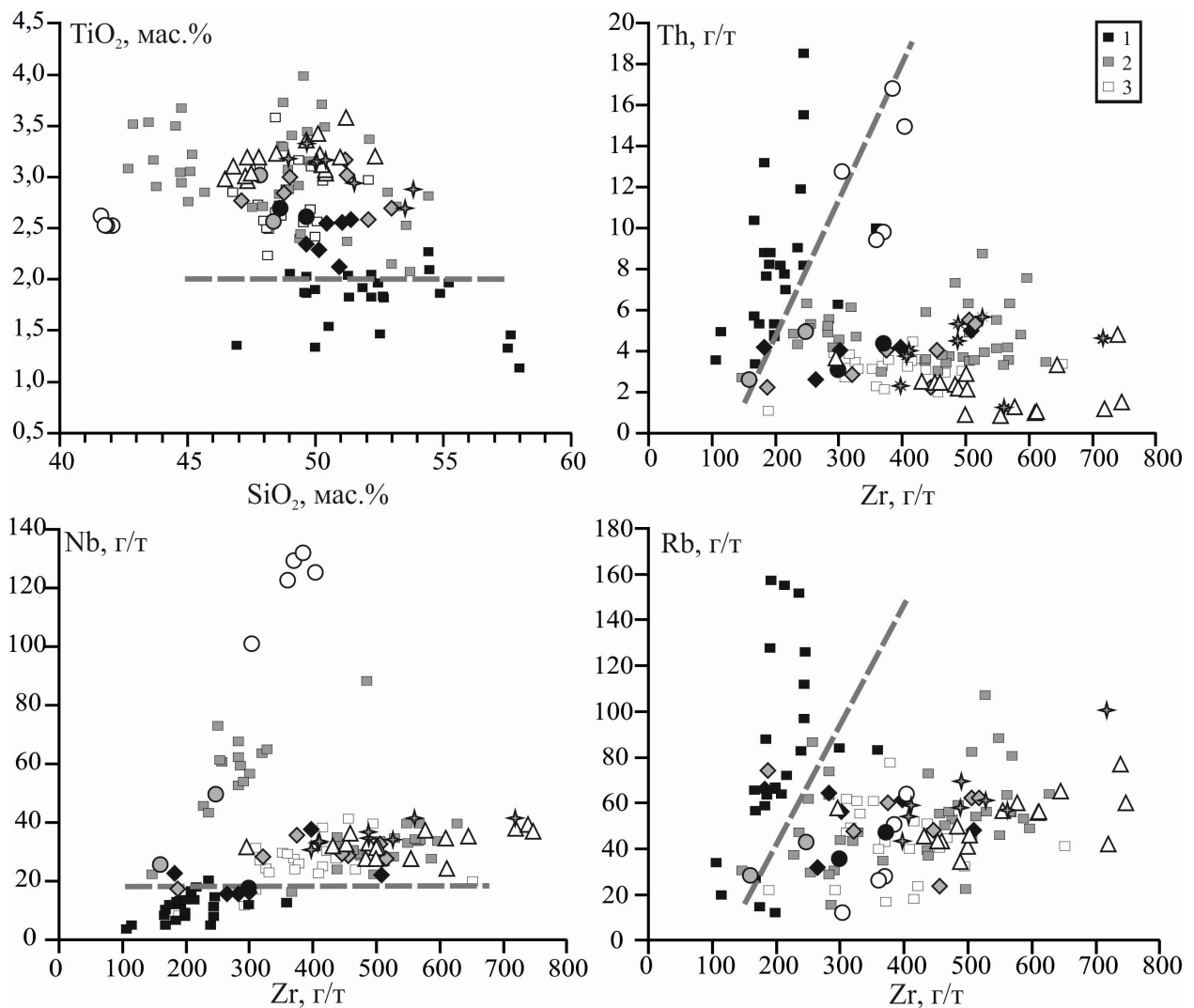


Рис. 7.2.2. Положение составов базальтоидов Удино-Еравнинской зоны, позднемезозойских-раннекайнозойских вулканических ассоциаций Западно-Забайкальской вулканической области, рифтовых впадин Восточного Забайкалья и Приамурья на диаграммах несовместимых элементов.

Условные обозначения: 1 – 3 – поля составов внутриплитных рифтогенных вулканитов: 1 – Тугнуйско-Хилокский сектор, Витимский сектор, 2 – Восточно-Монгольская рифтовая область, 3 – вулканиты АКО: шадоронский комплекс, Умлекано-Огоджинский пояс, включая галькинский бимодальный комплекс. Условные обозначения для вулканитов Удино-Еравнинской зоны соответствуют рис. 6.1.1.

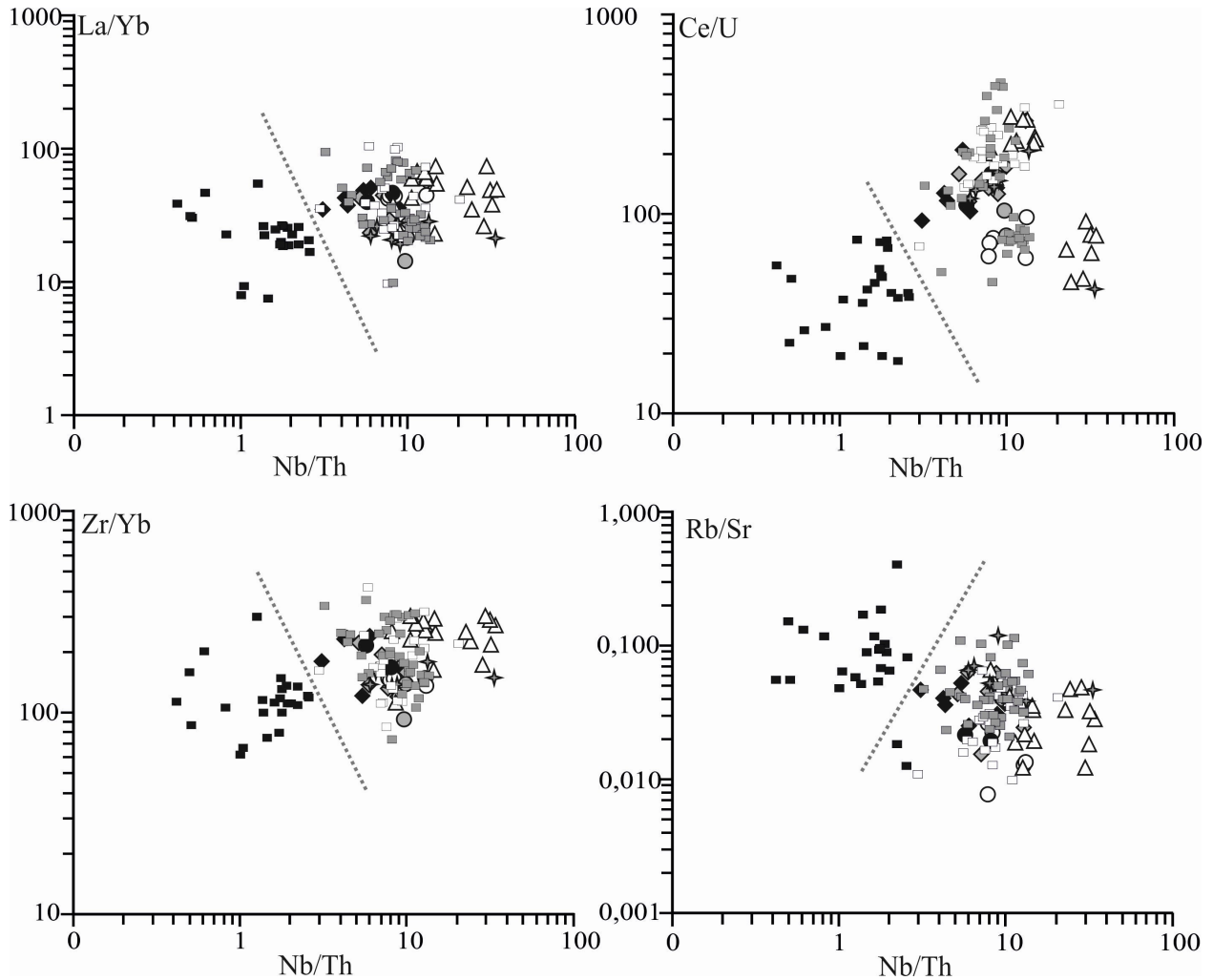


Рис. 7.2.3. Положение составов базальтоидов Удино-Еравнинской зоны, позднемезозойских-раннекайнозойских вулканических ассоциаций Западно-Забайкальской вулканической области, рифтовых впадин Восточного Забайкалья и Приамурья на диаграммах парных отношений элементов. Условные обозначения соответствуют рис. 7.2.2.

Выполненный сравнительный анализ указывает на отличие составов рифтогенных магматических ассоциаций от таковых для АКО МОП, что обусловлено различиями их геодинамической природы. Очевидно, что процессы конвергенции, действовавшие в регионе вплоть до начала позднего мезозоя, не оказали прямого влияния на составы магматических продуктов рифтовых областей Центральной Азии. Немаловажно отметить, что вулканические породы Западно-Забайкальской вулканической области и Восточно-Монгольской рифтовой области близки по своим петро-геохимическим характеристикам и времени формирования. Становление этих областей началось в средне-поздней юре и протекало на фоне процессов грабенообразования. Одновременно здесь произошли первые излияния вулканитов, представленных дифференцированными сериями пород повышенной щелочности.

Формирование средне-позднеюрских вулканических пород удинской свиты и

вулканических пород мела протекало в различных обстановках, на что указывают геологические, минералогические, химические и изотопные характеристики пород. Прежде всего, необходимо обратить внимание на распространенность пород средней-поздней юры. Видно, что основные объёмы вулканитов сосредотачиваются в юго-западных районах Западно-Забайкальской вулканической области (рис. 7.2.4). Также, согласно данным [Геологическая карта 1: 000 000, лист М-48, N – 48, 2009, Геологическая карта 1: 1 000 000, лист М – 50, N – 50, 2010; Геологическая карта 1: 1 000 000, лист N – 49, 2011; Геологическая карта 1: 1 000 000, лист М-49, 2012], излияния магматических пород не были связаны с масштабными процессами грабенообразования, протекавшими в раннем мелу. Основная масса базальтоидов юры сложена плагиоклазом и щелочным полевым шпатом, тогда как основная масса вулканитов раннего мела представлена плагиоклазом и стеклом. Вулканиты отличаются наибольшими концентрациями магния и меньшими титана, железа в сравнении с последующим этапом. Также они характеризуются наименьшими концентрациями некогерентных и легких редкоземельных элементов и высокими значениями тория. Несмотря на высокие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , необходимо отметить, что состав кислорода отвечает мантийным значениям. Всё это предполагает привлекать разные геодинамические модели для объяснения механизмов формирования юрских и меловых магматических ассоциаций.

Формирование средне-позднеюрских грабенов и впадин Западно-Забайкальской вулканической области было обусловлено не столь конвергентными процессами, связанными с формированием Монголо-Охотского орогенного пояса, сколько с движениями океанических плит в пределах смежной северной части Палео-Тихого океана, направленными в сторону окраины Северной Азии. В результате этих движений на восточной окраине Сибирского континента произошло формирование систем, связанных с субдукцией магматических дуг (Большехинганский вулканический пояс). В средней-поздней юре это перемещение компенсировалось растяжением земной коры на территории Забайкалья, что способствовало формированию ряда впадин и грабенов, сопровождавшееся интенсивной магматической деятельностью [Парфенов и др., 2003].

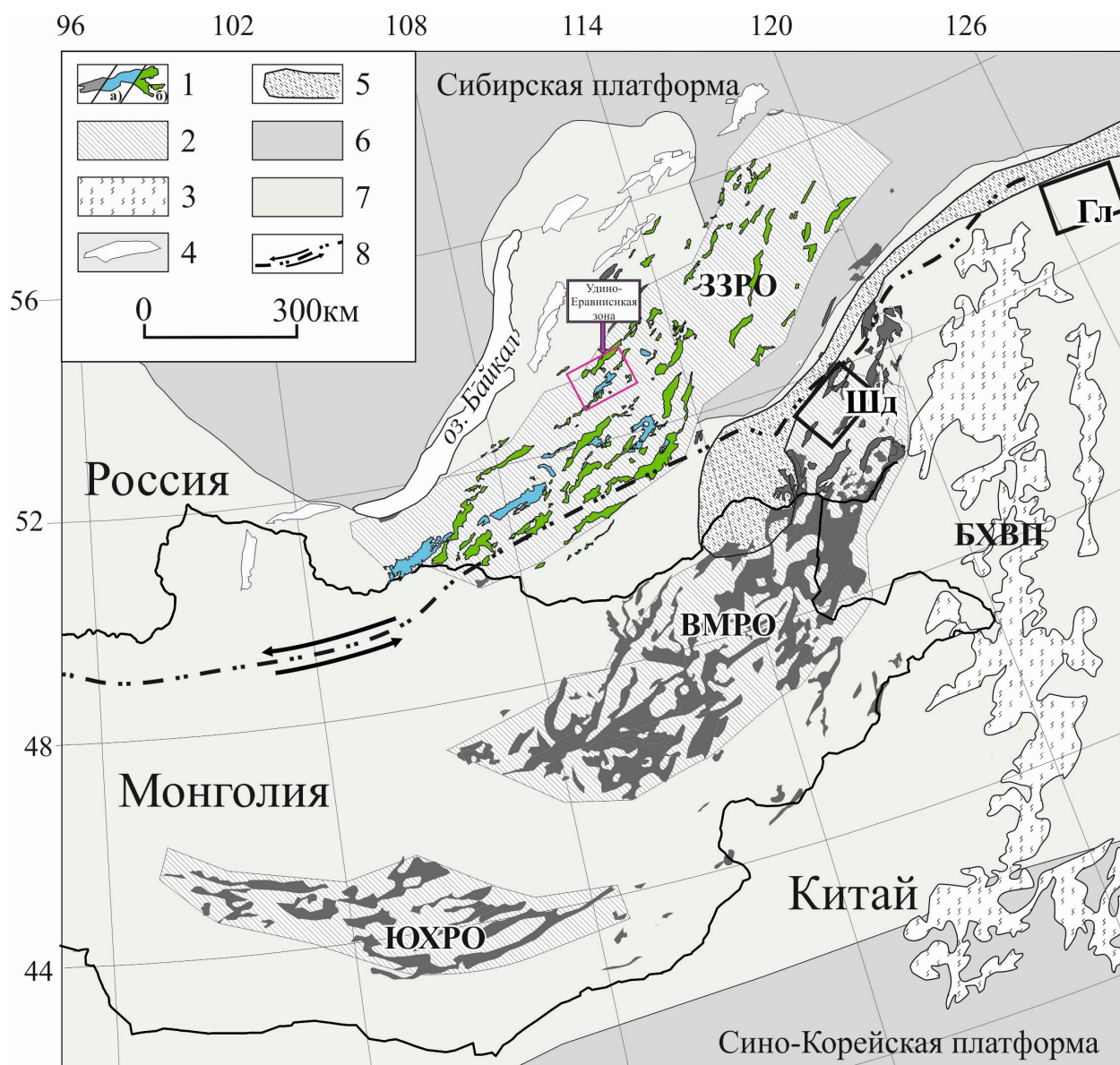


Рис. 7.2.4. Схема размещения позднемезозойских вулканических областей в пределах Центральной Азии. При составлении карты были использованы материалы [Ярмолюк и др., 1995; Парфенов и др., 2003; Геологическая карта 1: 000 000, лист М-48, N – 48, 2009, Геологическая карта 1: 1 000 000, лист М – 50, N – 50, 2010; Геологическая карта 1: 1 000 000, лист N – 49, 2011; Геологическая карта 1: 1 000 000, лист М-49, 2012, Воронцов и др., 2016]

Условные обозначения: 1 – грабены вулканических областей: а) средней-поздней юры ЗЗВО, б) раннего-, позднего мела ЗЗВО; 2 – позднемезозойские рифтовые области; 3 – вулканические поля Большехинганского пояса; 4 – позднекайнозойские впадины Байкальской рифтовой системы; 5 – Монголо-Охотский пояс; 6 – платформы; 7 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 8 - сдвиг

Период раннего мела стал самым активным в развитии Западно-Забайкальской вулканической области. Здесь протекали интенсивные процессы грабенообразования. В это время происходили крупномасштабные излияния высокотитанистых базальтов субщелочных и щелочных серий. Возрастные границы этого периода определяются интервалом 140 – 120 млн лет назад, который совпал с периодом глобальной внутриплитной активности [Larson, Olson, 1991, Воронцов, 2016]. Это совпадение позволяет рассматривать образование вулканической

области в рамках соответствующего процесса. Важной её особенностью стало длительное развитие магматических процессов во времени, которое продолжалось в некоторых участках вплоть до кайнозоя, при сохранении вещественных характеристик продуктов извержений.

Вопрос схожести химического состава пород ЗЗВО с породами активных континентальных окраин решается путем объяснения процесса плюм-литосферного взаимодействия. Следы конвергентных процессов предшествующих этапов развития территории отразились на составе рифтогенных базальтоидов. Так процессы субдукции, связанные с последовательным закрытием Монголо-Охотского бассейна, протекали на протяжении палеозоя и раннего мезозоя [Ярмолюк, Коваленко, 1991, Гордиенко, 1987; Донская и др., 2012] и способствовали появлению в составах вулканитов достаточно высоких концентраций Ва и относительно пониженных Та и Nb. Фрагменты субдуцированной литосферы, зафиксированные сейсмотомографическими методами в мантии Сибирского кратона [Van der Voo et al., 1999], также могли вовлекаться в плавление. Возможно, что мантийный плюм воздействовал на подобную мантию и вовлекал ее в процессы плавления. Относительная водонасыщенность такой мантии обеспечивала более высокий потенциал кислорода в источнике плавления, что должно было способствовать появлению в рестите фаз, концентрирующих Ti, Nb и Ta. Возникновение мантийных плюмов в основании литосферы Центральной Азии, по-видимому, было связано с раннемеловой глобальной внутриплитной активизацией и произошло после завершения в регионе конвергентных процессов. Воздействие плюмов на литосферу привело к ее расколам и формированию рифтовых областей, в том числе Западно-Забайкальской вулканической области.

### ***Выводы***

Вулканические процессы среднего-позднего мезозоя протекали на территории Удино-Еравнинской зоны с середины юры и до конца позднего мела в три крупных этапа: средней-поздней юры (174 – 154 млн лет), раннего мела (143 – 111 млн лет) и позднего мела (83 – 71 млн лет) и связаны со сменой геодинамических обстановок. Каждый этап имеет свои отличительные особенности. Породы первого этапа средней-поздней юры представлены бимодальной вулканической серией с широким участием щелочно-салических разновидностей. Вулканиты распространены на территории Эгитинского грабена Удино-Еравнинской зоны, формирование которого происходило в условиях орогенных процессов, протекавших на территории Западного Забайкалья в средней-поздней юре. За средне-позднемеловым этапом последовал этап интенсивной магматической и тектонической активности, который привел к формированию Удинского, Зазинского и Еравнинского грабенов. Продукты этапа представлены субщелочной и

щелочной серией пород основного состава. Завершающим этапом стал позднемеловой период, здесь происходят незначительные вспышки вулканизма на территории Еравнинского грабена представленные трахибазальтами и базанитами.

Особенности редкоэлементного состава вулканических пород средней-поздней юры и раннего мела, повышенные концентрации некогерентных и легких редкоземельных элементов, при ярко выраженных Nb, Ta, Ti минимумах, связаны с процессами взаимодействия плюма с метасоматически переработанной, в результате предшествующих процессов субдукции, мантией Центральной Азии.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За период 2014-2019 гг. были получены новые геологические сведения для позднемезозойских вулканических пород Удино-Еравнинской зоны Западного Забайкалья. Их изучение позволило внести ряд изменений в общую схему магматизма Западного Забайкалья, созданную предшествующими исследователями. Так, благодаря изучению взаимоотношений вулканических пород средней-поздней юры и мела было установлено, что рифтогенез на территории Удино-Еравнинской зоны начался только в начале раннего мела. Юрская вулканическая активность была связана с конвергентными процессами, происходившими в восточной окраине Сибирского континента.

Новые данные по изотопному составу неодима, стронция и кислорода в сочетании с геохимическими особенностями вулканитов позволили оценить эволюцию составов пород и материнских расплавов во времени, а также процессы мантийно-корового взаимодействия.

Возникающие в результате проведенной работы вопросы предполагают продолжение исследований рифтогенного магматизма не только на территории Удино-Еравнинской зоны и других районов Западно-Забайкальской вулканической области, но и на территории разновозрастных внутриплитных областей Центральной Азии.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А. И. Триасовый вулканогенный комплекс Западной Сибири / А.И. Альмухамедов, А.Я. Медведев, Н.П. Кирда, Т.П. Батурина // Докл. РАН. – 1998. – Т. 362. – № 3. – С. 372-377.
2. Амосова А.А. Рентгенофлуоресцентное определение основных породообразующих элементов из образцов массой 50 и 110 мг / А. А. Амосова, С. В. Пантеева // Аналитика и контроль. – 2015. – № 2. – С. 130-138.
3. Андриященко С.В. Эволюция юрско-мелового магматизма Хамбинской вулканотектонической структуры (Западное Забайкалье) / С.В. Андриященко, А.А. Воронцов, В.В. Ярмолюк, И.В. Сандимиров // Геология и Геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 7. – С. 944-962.
4. Арсентьев А.А. Краткий очерк вулканизма Удино-Хилокского междуречья (Западное Забайкалье) / А.А. Арсентьев, Е.А. Нечаева // Труды ИГН АН СССР. – 1951. – Вып. 128.
5. Афанасьева М.А. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород: Учебник / М.А. Афанасьева, Н.Ю. Бородина, О.А. Богатилов, И.И. Вишневская, В.Н. Гаврилова, С.П. Гаврилова, М.Н. Гурова, В.И. Коваленко, Н.Н. Кононкова, Л.Н. Липчанская, В.Б. Наумов, В.С. Попов, В.И. Чернов, Е.В. Шарков, Б. П. Юргенсон, В.В. Ярмолюк.; под ред. В.С. Попова и О.А. Богатикова. – М.: Логос, 2001. – 768 с.
6. Багдасарян Г.П. Возраст и химический состав мезозойско-кайнозойских базальтов Прибайкалья / Г.П. Багдасарян, А.И. Поляков, И.А. Рощина // Геохимия. – 1983. – №1. – С. 102-108.
7. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю.А. Балашов. – М.: Наука, 1976. – 268 с.
8. Богатилов О.А. Магматические ассоциации, формации, серии / О.А. Богатилов, В.И. Коваленко, А.А. Цветков, В.В. Ярмолюк, А.М. Борсук, С.Н. Бубнов. – Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. Глава 1. М.: Наука. – 1987. – С. 7-18.
9. Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири / К.В. Боголепов. – АН СССР Сибирское отделение Институт геологии и геофизики. – М.: Наука. – 1967г. – 326 с.
10. Булгатов А.Н. Тектонические разломы Забайкалья / А.Н. Булгатов, К.Б. Булнаев, Ц.О. Очиров, В.И. Турунхаев. – Новосибирск: Наука. – 1978. – 110 с.
11. Булнаев КБ. Мезозойская тектоника Забайкалья / К.Б. Булнаев, В.С. Доржиев, Ц.О. Очиров, В.И. Турунхаев, Ц.Ц. Цырендоржиев – Новосибирск: Наука. – 1975. – 207 с.
12. Воронцов А.А. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники / А.А. Воронцов, В.В. Ярмолюк, В.Г. Иванов, А.В. Никифоров // Петрология. – 2002. – Т.10. – № 5. –

С. 510-531.

13. Воронцов А.А. Строение и состав раннемезозойской вулканической серии Цаган-Хуртейского грабена (Западное Забайкалье): геологические, геохимические и изотопные данные / А.А. Воронцов, В.В. Ярмолук, Д.Н. Байкин // Геохимия. – 2004. – № 11, С. 1186-1202.
14. Воронцов А.А. Эволюция магматизма Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое / А.А. Воронцов, В.В. Ярмолук // Вулканология и сейсмология. – 2007. – № 4. – С. 3-28.
15. Воронцов А.А. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской-Западно-Забайкальской рифтовой зоны / А.А. Воронцов, В.В. Ярмолук, Д.А. Лыхин, С.И. Дриль, С.А. Татарников, Г.П. Сандиминова // Петрология. – 2007. – Т. 15. – № 1. – С. 37-60
16. Воронцов А.А. Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) / А.А. Воронцов, В.В. Ярмолук, Г.С. Федосеев, О.Ю. Перфилова, В.Ф. Посохов, А.В. Травин, Т.Ф. Газизова // Петрология. – 2015. –Т. 23. – № 4. – С. 386 – 409
17. Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Комарицына Т.Ю. Позднемезозойский-кайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (ЗападноеЗабайкалье) / А.А. Воронцов, В.В. Ярмолук, Т.Ю. Комарицына // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 5. – С. 920-946.
18. Геологическая карта СССР. Серия Западно-Забайкальская. Масштаб 1:200 000, лист N-49-XXVIII. –Всесоюзный геологический трест Министерства геологии СССР. – Москва. – 1970.
19. Геологическая карта СССР. Серия Западно-Забайкальская. Масштаб 1:200 000, листы N-49-XXXII, N-49-XXXIII, N-49-XXXIV. Всесоюзный геологический трест Министерства геологии СССР. – Москва. – 1971.
20. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса / Москва: Наука. – 1987. – 238 с.
21. Гордиенко И.В. Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса / И.В. Гордиенко // Литосфера. – 2004. – №3. – С. 4 - 16
22. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. М-б 1:1000000. Лист М-49 — Улан-Удэ. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2009.
23. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. М-б 1:1000000. Лист N-48 — Иркутск. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2009.
24. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. М-б 1:1000000. Лист М-50 — Борзя. СПб.: Картографическая фабрика

ВСЕГЕИ. – 2010.

25. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. М-б 1:1000000, Лист N-49 — Сретенск. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2010.
26. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. М-б 1:1000000, Лист N-50 — Чита. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2011.
27. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. М-б 1:1000000, Лист М-49 — Петровск-Забайкальский. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2012.
28. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и геодинамика / А.Ф. грачев // Вестник ОГГГГН РАН. – 1998. – Т 3. - №5. С. 139-158.
29. Дир У.А. Породообразующие минералы / У. А. Дир, Р.А. Хауи, Дж. Зусман – М.: Мир, 1965 - 1966. / пер. с англ. Ю. К. Андреева [и др.], под ред. и с предисл. В. П. Петрова. - 1965. - 406 с.
30. Добрецов Н.Л. Глубинная геодинамика / Н.Л. Добрецов, А.Г. Кирдяшкин – Ран, Сиб. Отд-ние, Объед. Ин-т геологии, геофизики и минералогии. Новосибирск: ИНЦ ОИГГМ СО РАН. — 1994. — 299 с.
31. Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов / Н.Л. Добрецов // Геология и геофизика. — 2008. — Т. 49. — №7. С. 587 – 604
32. Донская Т.В. Позднетриасовая катаевская вулканоплутоническая ассоциация Западного Забайкалья – фрагмент активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана / Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Б де Ваэле, С.Л. Пресняков // Геология и Геофизика. — 2012.— Т. 53. —№ 1. — С. 30-49.
33. Зозеншайн Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР. / Л.П. Зозеншайн, М.И. Кузьмин, Л.М. Натапов. – Т. I. Москва: Недра. — 1983. — 328 с.
34. Зоненшайн Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР. / Л.П. Зозеншайн, М.И. Кузьмин, Л.М. Натапов. – Т. II. Москва: Недра. — 1990. — 334 с.
35. Казимировский М.Э. Геохимия и петрология позднемезозойских рифтогенных магматических пород Забайкалья (Нерча-Ингодинская рифтогенная зона): дисс. ... канд. геол-мин. наук. Иркутск. — 1996. — 251 с.
36. Коваленко В.И. Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол базальтов / В.И. Коваленко, В.Б. Наумов, А.В. Гирнис, В.А. Дорофеева, В.В. Ярмолук // Петрология. — 2007. — Т. 15. — № 5. — С. 361-396.

37. Коваленко В.И. Канонические отношения элементов-примесей в базитовых магмах различных геодинамических обстановок (оценка по составам расплавных включений и стекол пород) / В.И. Коваленко, В.Б. Наумов, А.В. Гринис, В.А. Дорофеева, В.В. Ярмолук // ДАН. 2009. — Т. 426. — № 2. — С. 222-225
38. Козловский А.М. Источники базальтоидного магматизма в условиях рифтогенеза на активной континентальной окраине (на примере бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, Южная Монголия) / А.М. Козловский, В.В. Ярмолук, В.М. Саватенков, В.П. Ковач. // Петрология. 2006. — Т. 14. — № 4. — С. 358–383.
39. Козловский А.М. Трахиты, комендиты и пантелериты позднепалеозойской рифтогенной бимодальной ассоциации хребтов Ноен и Тост Южной Монголии: особенности дифференциации и контаминации щелочно-салических расплавов / А.М. Козловский, В.В. Ярмолук, В.И. Коваленко, В.М. Саватенков, Т.А. Веливецкая // Петрология. — 2007. — Т. 15. — № 3. — С. 257 - 282
40. Кокс К.Г. Интерпретация изверженных горных пород / К.Г. Кокс, Дж.Д. Белл, Р.Дж. Панхерст. — М.: Недра. — 1982. — 414 с.
41. Комарицына Т.Ю. Роль коровой контаминации в раннемеловом магматизме Западно-Забайкальской рифтовой области / Т.Ю. Комарицына, В.В. Ярмолук, А.А. Воронцов // ДАН. — 2018. — Т. 481. — №3. С. 305 – 309.
42. Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклиальный магматизм Западного Забайкалья / Ю.В. Комаров. — Новосибирск: Наука. — 1972. — 336 с.
43. Костровицкий С.И. Изотопный состав кислорода в минералах мантийных парагенезисов из кимберлитов Якутии / С.И. Костровицкий, Л.В. Соловьева, М.А. Горнова, Н.В. Алымова, Д.А. Яковлев, А.В. Игнатъев, Т.А. Веливецкая, Л.Ф. Суворова // ДАН. — 2012. — Т. 444. — № 1. — с. 61–66
44. Кузьмин М.И. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений / М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолук // Геология и геофизика. — 2014. — Т. 55. — №2. — С. 153-184.
45. Литвиновский Б.А. Роль процессов фракционной кристаллизации при формировании трахибазальт-трахитовой бимодальной серии: Мало-Хамардабанская вулканотектоническая структура, Забайкалье / Б.А. Литвиновский, А.Н. Занвилевич, М.А. Шадаев, С.М. Ляпунов // Петрология. — 1996. — Т. 4. — № 1. — С. 26 – 45
46. Литвиновский Б.А. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции: Данные изотопно-геохимических исследований / Б.А. Литвиновский, В.В. Ярмолук, А.А. Воронцов // Геология и геофизика. — 2001. — Т. 42. — №

3. — С. 445-455
47. Литвиновский Б.А. Источники и условия формирования гранитных пегматитов Ошурковского щелочно-монзонитового массива, Забайкалье / Б.А. Литвиновский, В.В. Ярмолук, А.Н. Занвилевич, М.Г. Шадаев, А.В. Никифоров, В.Ф. Посохов // Геохимия. — 2005. — № 12. — С. 1251– 1270
48. Мартынов Ю.А. Основы магматической геохимии / Ю.А. Мартынов. – Владивосток: Дальнаука. — 2010. – 228 с.
49. Медведев А.Я. Метавулканыты Кыранского блока (Восточное Забайкалье) / А.Я. Медведев, А.Н. Булгатов, М.А. Горнова, И.В. Гордиенко, А.И. Альмухамедов // Литосфера. — 2007. — № 1. — С. 138-146.
50. Медведев А.Я. Щелочные породы мезозойско-кайнозойского вулканогенно-осадочного комплекса Западно-Сибирской плиты, вещественный состав / А.Я. Медведев // Геология и геофизика. — 2014. — Т.55. — № 10. — С. 1457 – 1465.
51. Меньшиков В.И. Определение элементов платиновой группы в горных породах методом ИСП-МС с внешней градуировкой после отделения матричных элементов на катионите КУ-2-8 / В.И. Меньшиков, В.Н. Власова, В.И. Ложкин, Ю.В. Сокольникова // Аналитика и контроль. – 2016. – Т. 20, № 3. – С. 190-201.
52. Мысовская И.Н. Новые данные по определению редких и рассеянных элементов в геологических стандартных образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой / И.Н. Мысовская, Е.В. Смирнова, В.И. Ложкин, Н.Н. Пахомова // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. – 2009. – Т.75. – № 10. – С. 60-66.
53. Нагибина М.С. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья, их состав и условия образования / М.С. Нагибина // Труды Института геологических наук. Вып. 128. Геол. сер. № 49. М.: Изд-во АН СССР. — 1951. — С. 1-47.
54. Наумов В.Б. Среднее содержание летучих компонентов, петрогенных и редких элементов в магматических расплавах главных геодинамических обстановок Земли. I Расплавы основного состава / В.Б. Наумов, В.А. Дорофеева, А.В. Гирнис, В.В. Ярмолук // Геохимия. — 2017. — № 7. С. 618–643
55. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Лист N-49 — Чита. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. — 2011. – 604 с.
56. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Лист М-49 – Петровск Забайкальский. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. — 2012. – 438 с.
57. Павлова Л.А. Использование электронно-зондового рентгеноспектрального

- микроанализа для исследования вещества стандартных образцов горных пород / Л.А. Павлова, Е.А. Анчутина // Стандартные образцы. – 2012. – № 2. – С. 45-51.
58. Парначёв В.П. Основы геодинамического анализа. / В.П. Парначёв. – Томск: Издательство НТЛ. — 2011. — 308 с.
59. Парфенов Л.М. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии / Л.М. Парфенов, Н.А. Берзин, А.И. Ханчук, Г. Бадарч, В.Г. Беличенко, А.Н. Булгатов, С.И. Дриль, Г.Л. Кириллова, М.И. Кузьмин, У. Ноклеберг, А.В. Прокопьев, В.Ф. Тимофеев, О. Томуртоого, Х. Янь // Тихоокеанская геология. — 2003. — Т. 22. — №6. С. 7-41
60. Первов В. А. Петрология позднемезозойских субщелочных вулканических пород Юго-Восточного Забайкалья и Монголии: автореф. дис. ... канд. / В. А. Первов. – М., 1988. – 24 с.
61. Перепелов А.Б. Геохимия позднекайнозойских высококалийных вулканических серий островодужной системы Камчатки: дис. ... канд. г.-м. наук: 04.00.02 / А.Б. Перепелов. – Иркутск, 1989. – 394 с.
62. Перчук А.Л. Основы петрологии магматических и метаморфических процессов./ А.Л. Перчук, О.Г. Сафонов, Л.В. Сазонова, П.Л. Тихомиров, П.Ю. Плечов, М.Ю. Шур. — М.: КДУ, 2015. - 472 с.
63. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. — 2009. – 200 с.
64. Посохов В.Ф. Rb-Sr возраст и последовательность формирования гранитоидов Хоринской вулcano-плутонической структуры Монголо-Забайкальского пояса / В.Ф. Посохов, М.Г. Шадаев, Б.А. Литвиновский, А.Н. Занвилевич, В.Б. Хубанов В.Б // Геология и геофизика. — 2005. — Т. 46. — № 6. — С. 625-632.
65. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли / Рингвуд А.Е./ Пер. с англ. М., Недра. — 1981. — 584 с.
66. Сасим С.А. Шошонит-латитовая и трахибазальтовая серии Восточного Забайкалья: изотопно-геохимические особенности и генезис магматических пород Александрово-Заводской впадины: автореф. дисс. ... канд. геол-мин. наук. Иркутск. — 2014. 191 с.
67. Скобло В.М. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья / В.М. Скобло, Н.А. Лямина, А.Ф. Руднев, И.В. Лузина. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. — 2001. — 332 с.
68. Сорокин А.А. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна / А.А. Сорокин, В.А. Пономарчук, А.П. Сорокин, С.К. Козырев // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2004. — Т. 12. — № 6. — С. 36-52.
69. Сорокин А.А. Позднемезозойский вулканизм восточной части Аргунского супертеррейна (Дальний Восток):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронологические и геохимические данные / А.А.



- Сорокин, А.П. Сорокин, В.А. Пономарчук, А.В. Травин, О.В. Мельникова // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2009. — Т. 17. № 6. — С. 90-104.
70. Сорокин А.А. Возраст и геохимические особенности вулканических пород восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса (Приамурье) / А.А. Сорокин, А.П. Сорокин, В.А. Пономарчук, А.В. Травин // Геология и геофизика. — 2010. — Т. 51. — № 4. — С. 473-485.
71. Сорокин А.А. Аптские бимодальные вулканические ассоциации и гранитоиды северной окраины Амурского микроконтинента: возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования / А.А. Сорокин, А.Б. Котов, В.А. Пономарчук, А.П. Сорокин, В.П. Ковач, В.М. Саватенков // Петрология. — 2013. — Т. 21. — № 1. — С. 74-93.
72. Тейлор С.Р. Континентальная кора: её состав и эволюция / С.Р. Тейлор, С.М. Мак-Леннан. — М.: Мир. — 1988. — 384 с.
73. Туркина О.М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов \ О.М. Туркина. — Новосибирск: РИЦ НГУ. — 2014. — 118 с.
74. Флоренсов Н.А. Некоторые вопросы тектоники Забайкалья / Н.А. Флоренсов // Тр. Вост.-Сиб. ф-ла АН СССР. — 1954. — № 1. — С. 3-17.
75. Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья / Н.А. Флоренсов. — М.; Л.: Изд-во АН СССР. — 1960. — 260 с.
76. Фор Г. Основы изотопной геологии / Г. Фор. — М.: Мир. — 1989. — 590 с.
77. Фролова Т.И. Магматические формации современных геотектонических обстановок / Т.И. Фролова, И.А. Бурикова. — Уч. пособие. — М.: Изд-во МГУ. — 1997. — 320 с.
78. Хубанов В.Б. Бимодальный дайковый пояс центральной части Западного Забайкалья: геологическое строение, возраст, состав и петрогенезис. Автореф. дис. канд. геол.-мин.наук. Улан-Удэ: ГИН СО РАН. — 2009. — 23 с.
79. Хубанов В.Б. Процессы фракционной кристаллизации и смешения магм в формировании трахибазальт-трахитовой бимодальной серии Мало-Хамардабанской вулканотектонической структуры, Юго-Западное Забайкалье / В.Б. Хубанов, Т.Т. Врублевская, Б.Ц. Цыренов, А.А. Цыганков // Петрология. — 2015. — Т. 23. — № 5. — С. 490-520.
80. Цыганков А.А. Бимодальные вулканогенные и субвулканические ассоциации Западного Забайкалья (PZ3-MZ): источники магм, эволюция, геодинамика / А.А. Цыганков, В.Б. Хубанов, А.В. Филимонов // Литосфера. — 2010. — № 3. — С. 78-86.
81. Чернышева Е.А. Два типа щелочных вулканитов в районе юго-западной окраины Иберии: причины разнообразия / Е.А. Чернышева, В.В. Матвеев, А.Я. Медведев // Океанология. — 2012. — Т. 52. — № 5. — С. 733 – 743
82. Ярмолюк В.В. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и

- рудноносность. / В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко В.И. – Москва: Наука. — 1991. — 263 с.
83. Ярмолюк В.В. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной-Восточной-Азии – проекция горячего поля мантии / В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко, В.Г. Иванов // Геотектоника. — 1995. — № 5. — С. 41-67
84. Ярмолюк В.В. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) / В.В. Ярмолюк, В.Г. Иванов, В.И. Коваленко // Петрология. — 1998. — Т. 6. — № 2. — С. 115-138.
85. Ярмолюк В.В. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое / В.В. Ярмолюк, В.Г. Иванов // Геотектоника. — 2000. — № 2. — С. 43-64.
86. Ярмолюк В.В. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса / В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко // Петрология. — 2003. — Т. 11. — № 6. — С. 556-586.
87. Ярмолюк В.В. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика / В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин // Геотектоника. — 2000. — №5. — С. 3-29
88. Anderson, D.L., The eclogite engine: Chemical geodynamics as a Galileo thermometer / D.L. Anderson. – Plates, Plumes and Planetary Processes. — 2007
89. Ayalewa D. Petrogenesis and origin of modern Ethiopian rift basalts: Constraints from isotope and trace element geochemistry / D. Ayalewa, S. Jungb, R.L. Romer, F. Kerstend, J.A. Pfände, D. Garbe-Schönberg // Lithos. —2016. — V. 258–259 — P. 1–14
90. Baier J. The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas / J. Baier, A. Andreas, K. Hans // Earth and Planetary Science Letters. – 2008. – V. – 267. – p. 290–300.
91. Beard, A. D. Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: Implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites / A.D. Beard, A. D. Downes, E. Hegner, S. N. Sablukov, V. R. Vetrin, and K. Balogh // Contrib. Mineral. Petrol. — 1988. — V. 130, P. 288–303
92. Bowen N.L. The Evolution of the Igneous Rocks. / N.L. Bowen – Princeton: Princeton University Press, New Jersey. —1928. — 334 p.
93. Brenan, J.M. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U, and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts / J.M. Brenan, H.F. Shaw, D.L. Phinney, F.J. Ryerson. – Earth Planet. Sci. Lett. – 1994. – 128, 327–339.
94. De Paolo, D.J. Trace Element and Isotopic Effects of Combined Wallrock Assimilation and Fractional Crystallization / D.J. De Paolo // Earth and Planetary Science Letters. — 1981. — V 53, — P. 189-202.
95. Ewart A. Trace element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island,

- New Zealand. Phenocryst data. / A. Ewart, S.R. Taylor // *Contr. Mineral. Petrol.* — 1969. — V. 22. — P. 127-146.
96. Falloon T. Solidus of carbonated fertile peridotite under fluid-saturated conditions / T. Falloon, D. Green // *Geology.* — 1990. — V.18. — P. 195–199
97. Foley S. High-pressure stability of the fluor- and hydroxy-endmembers of pargasite and K-rich richterite / S. Foley // *Geochim. Cosmochim.* — 1991. — V 55. — P. 2689–2694.
98. Fun J.E. Geochemical constraints on Cenozoic intraplate magmatism and their relation to Jurassic dolerites in Tasmania, using Sr-Nd-Pb isotopes / J.E. Fun, John D. Fodena, P. Simon, M. Holfordb, A. Forste // *Chemical Geology.* — 2019. — V. 506. — P. 225-273
99. Furman T. East African Rift System (EARS) plume structure: insights from Quaternary mafic lavas of Turkana, Kenya / T. Furman, J.G. Bryce, J. Karson, A. Iotti // *Journal of Petrology.* — 2004. — V. 45 — P. 1069-1088
100. Gill, J. *Orogenic Andesite and Plate Tectonics* / SpringerVerlag, New York. — 1981. — 390 p.
101. Harmon R.S. Stable isotope (O, H, S) relationships in Tertiary basalts and their mantle xenoliths from the Northern Hessian Depression, W.Germany / R.S. Harmon, J. Hoefs, K.H. Wedepohl // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* — 1984. — V. 95. — № 3. — P. 350–369
102. Hastie A.R. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram / A.R. Hastie, A.C. Kerr, J.A. Pearce, S.F. Mitchell // *Journal of Petrology.* — 2007. — Vol. 48. — № 12. — P. 2341-2357.
103. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism / A.W. Hofmann // *Nature.* 1977. — V. 385. — P. 219–229.
104. Jung, S. Petrogenesis of tertiary alkaline magmas in the siebengebirge, Germany / S. Jung, K. Vieten, R.L. Romer, K. Mezger, S. Hoernes, M. Satir // *Journal of Petrology.* — 2012. — V. — 53. — P. 2381–2409.
105. Kelemen P. B. One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust / P. B. Kelemen, K. Hanghøj, A. R. Greene // *Treatise on Geochemistry.* — 2003. — V. 3.18. — P. 594-649.
106. Larson R.L. Mantle plumes control magnetic reversal frequency / R.L. Larson, P. Olson // *Earth and Planetary Science Letters.* — 1991. — V. 107. — P. 437-447
107. Le Bas M.J. The IUGS systematics of igneous rocks / M.J. Le Bas, A.L. Streckeisen // *J. Geol. Soc. London.* 1991. V. 148. P. 825–833
108. Le Roex A.P. Ferrobasalts from the Spiess ridge segment of the southwest Indian ridge / A.P. Le Roex, H.J. Dick, A.M. Reid, A.J. Erlank // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1982. — V. 60. — P. 437-451.
109. Lee Cin-Ty A. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on

- Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas / A. Lee Cin-Ty, P. Luffi, T. Plank, H. Dalton, W.P. Leeman // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2009. — V. 279. — P. 20–33
110. Lin-Qi X. The geochemical criteria to distinguish continental basalts from arc related ones *Earth / X. Lin-Qi // Science Reviews*. — 2014. — V. 139. — P. 195–212
111. Macdonald R. Smith M. Plume-Lithosphere Interactions in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa / R. Macdonald, N.W. Rogers, J.G. Fitton, S. Black, M. Smith // *Journal of Petrology*. — 2001. — V. 42. — № 5. — P. 877-900.
112. Mckenzie D. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere / D. Mckenzie, M.J. Bickle // *Journal of Petrology*. — 1988. — V. 29. — P. 625–679.
113. Morgan, W. J. Trenches, Great Faults and Crustal Blocks / W. J. Morgan // *Tectonophysics*. 1968. V. 187. P. 6–22.
114. Morgan W. J. Convection plumes in the lower mantle / W. J. Morgan // *Nature*. — 1971. — V. 230 — № 5288. — P. 42–43.
115. Neavel D.A. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones / D.A. Neavel, K.D. Putirka // *American Mineralogist*. — 2017. — V. 102. — P. 777–794.
116. Nikogosian I. K. Mantle sources of recent Anatolian intraplate magmatism: A regional plume or local tectonic origin? / I. K. Nikogosian, A. J. J. Bracco Gartner, M. J. van Bergen, P. R. D. Mason & D. J. van Hinsbergen // *Tectonics*. — 2018. — V. 37. — P. 4535–4566.
117. Niu, Y. & M. J. O’Hara. Mantle plumes are not from ancient oceanic crust (Chapter 7), In *Oceanic Hotspots / R. Hékinian & P. Stoffers, Springer-Verlag, New York*. — 2004. — P. 239-252
118. Niu Y. A trace element perspective on the source of ocean island basalts (OIB) and fate of subducted ocean crust (SOC) and mantle lithosphere (SML) / Y. Niu, M. Wilson, E.R. Humphreys, E.R. O’Hara // *Episodes*. — 2012. — V. 35. — №2. — P. 310–327.
119. O’Nios R.K. The chemical evolution of the Earth's mantle / R.K. O’Nios, P. J. Hamilton, N.M. Evensen // *Sci. Amer.* — 1979. — V. 242. — P. 91-101.
120. Özdemir Y. Composition, pressure, and temperature of the mantle source region of Quaternary nepheline-basanitic lavas in Bitlis Massif, Eastern Anatolia, Turkey: A consequence of melts from Arabian lithospheric mantle / Y. Özdemir, Ç. Mercan, V. Oyan et al. // *Lithos*. — 2019. — V. 328–329. — P. 115-129
121. Peccerillo A. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey / A. Peccerillo, S.R. Taylor // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. — 1976. — V. 58. — P. 63-81.
122. Peccerillo A. Relationships between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift

settings: a petrological, geochemical and isotopy study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian rift / A. Peccerillo, M.R. Barberio, G. Yirgu, D. Ayalew, M. Barbieri, T.W. Wu // *Journal of petrology*. — 2003. — V. 44. — № 11. — P. 2003 – 2032.

123. Plank. T. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents / T. Plank // *Journal of Petrology*. — 2005. — V. 46. — №5. — P. 921–944

124. Poldervaart A. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma / A. Poldervaart, H.H. Hess // *Journ. Geol.* — 1951. — Vol. 59. — p. 472.

125. Puchtel I.S. Petrology and Geochemistry of Crustally Contaminated Komatiitic Basalts from the Vetryny Belt, Southeastern Baltic Shield – Evidence for an Early Proterozoic Mantle Plume Beneath Rifted Archean Continental Lithosphere / I.S. Puchtel, K.M. Haase, A.W. Hofmann // *Geochemical et Cosmochimica Acta*. — 1997. — V. 61. — P. 1205–1222.

126. Putirka K. D. Thermometers and barometers for volcanic system / K. D. Putirka // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. — 2008.—V. 69, — P. 61-120.

127. Rhodes J.M. Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22°N on the mid-Atlantic ridge / J.M. Rhodes, M.A. Dungan, D.P. Blanchard, P.E. Long // *Tectonophys.* — 1979. — V 55. — P. 35-61

128. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. / H.R. Rollinson. — Essex: London Group UK Ltd. — 1994. — 352 p.

129. Rudnick R. L. Composition of the Continental Crust / R. L. Rudnick, S. Gao // *Treatise on Geochemistry*, Executive Editors Holland H. D., Turekian K. K., Elsevier Ltd.. — 2003. — V. 3.1. — P. 1-56.

130. Schilling J.-K. Petrologic variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N / J.-K. Schilling, M. Zajac, R. Evans, T. Jonston, W. White, J.D. Devine, R. Kinsley // *Am. J. Sci.* — 1983. — V. 283. — P. 510-586.

131. Schilling J.-K. Nd-Sr-Pb isotopic variations along the Gulf of Aden: evidence for Afar mantle plume-continental lithosphere interaction / J.-K. Schilling, R.H. Kingsley, B.B. Hanan, B.L. McCully // *J. Geophys. Res.* — 1992. — V. 97. — P. 10927-10966.

132. Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides / Z.D. Sharp— *Geochimica et Cosmochimica Acta*. — 1990. — №. 54. — P. 1353–1357.

133. Sun S.-s. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.-s Sun, W.F. McDonough // Saunders A.D., Narry M.J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication. — 1989. — № 42. — P. 313-345.

134. Tsygankov A.A. Late Paleozoic granitoids in western Transbaikalia: Sequence of formation, sources of magmas, and geodynamics / A.A. Tsygankov // *Russian Geology and Geophysics*. — 2014. — V. 55. — № 2. P.153–176 .
135. Turner J.S. Convection and mixing in magma chambers / J.S. Turner, I.H. Campbell // *Earth-Science Reviews*. —1986. — V. 23. — №4. — P. 255 – 352.
136. Van der Voo. Mesozoic subducted slabs under Siberia / V. der Voo, W. Spakman, H. Bijwaard // *Nature*. 1999. — V. 397. — P. 246-249.
137. Wang F. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia / F. Wang, X.-H. Zhou, L.-Ch. Zhang, J.-F. Ying, Y.-T. Zhang, F.-Y. Wu, R.-X. Zhu // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2006. — V. 251. — P. 179–198
138. Willbold M. Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust / M. Willbold & A. Stracke // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. — V. 7. — № 4. — P. 1 - 30.
139. Wilson J.T. A possible origin of the Hawaiian Islands / J.T. Wilson // *Canadian Journal of Physics*. — 1963. — V. 41. — №. 6. — P. 863-870
140. Xun Y. Magma–magma interaction in the mantle recorded by megacrysts from Cenozoic basalts in eastern China / Y. Xun, Z. Gang, C. Li-Hui, H. Sen-Lin & Y. Zhi-Qiang // *International Geology Review*. — 2018. V. 61 — № 6. — P. 675-691
141. Zindler A. Chemical geodynamics / A. Zindler, S. Hart // *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* – 1986. – V. 14. – P. 493-571.