

На правах рукописи

Ганелин Александр Викторович

**ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ
(СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, СОСТАВ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ
ФОРМИРОВАНИЯ)**

Специальность: 25.00.01 – общая и региональная геология

Автореферат

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Москва - 2015

Работа выполнена в лаборатории Тектоники океанов и приокеанических зон Федерального государственного бюджетного учреждения науки Геологического института Российской академии наук (ГИН РАН)

Научные руководители:

Доктор геолого-минералогических наук, профессор
Соколов Сергей Дмитриевич (ФГБУН ГИН РАН, г. Москва)

Доктор геолого-минералогических наук
Силантьев Сергей Александрович (ФГБУН ГЕОХИ РАН, г. Москва)

Официальные оппоненты:

Доктор геолого-минералогических наук, профессор
Шарков Евгений Витальевич (ФГБУН ИГЕМ РАН, г. Москва)

Кандидат геолого-минералогических наук
Кораго Евгений Александрович (ВНИИ Океангеология, г. Санкт-Петербург)

Ведущая организация:

ФГБУН Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

Защита состоится 9 апреля 2015 года в 14.30 на заседании диссертационного совета Д.002.215.01 в ФГБУН Геологическом институте РАН по адресу:
119017, Москва, Пыжевский пер., 7. Актовый зал Геологического института РАН

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке геологической литературы Секции Наук о Земле РАН по адресу: Москва, Старомонетный пер., д. 35, ИГЕМ РАН и на сайте ГИН РАН:

<http://www.ginras.ru/struct/21/20/dis.php>

Автореферат разослан « » февраля 2015 г.

Отзывы на автореферат просьба высылать в двух экземплярах, заверенных печатью, по адресу: 119017, Москва, Пыжевский пер. д. 7. Геологический институт РАН, Ученому секретарю Спецсовета.

Ученый секретарь
диссертационного совета
доктор геолого-минералогических наук

М.В. Лучицкая

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Офиолиты являются одним из важнейших объектов современной геологии. Представляя собой ассоциацию магматических пород ультраосновного и основного состава, они несут информацию о процессах зарождения и эволюции мантийных магм. С другой стороны, они входят в состав литосферы современных складчатых областей и рассматриваются как реликты коры палеоокеанических бассейнов, или комплексов древних зон конвергенции (Пейве, 1974; Колман, 1979; Савельева, 1987 и др.). В этом качестве офиолиты имеют важное значение для понимания и реконструкции палеогеодинамики и тектонической эволюции палеобассейнов и формирования складчатых сооружений.

Офиолиты широко распространены на северо-востоке Азии в пределах Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей. При этом офиолитовые комплексы Корякско-Камчатской складчатой области изучены достаточно хорошо. Различные детали их строения и геодинамики освещены в многочисленных публикациях (Александров, 1980; Очерки тектоники...1982; Пейве, 1984; Паланджан, 1992; Соколов, 1992; Ганелин, Пейве, 2001; Ханчук и др.,1990; Ханчук и др.,1992; Sokolov et al., 2003). В противоположность этому офиолитовые комплексы Верхояно-Чукотской складчатой системы изучены значительно хуже, что приводит к появлению целого ряда палеогеодинамических и тектонических проблем.

Одной из таких проблем является тектоническая природа Южно-Аннуйской сутуры (ЮАС), которая имеет очень разнообразные и зачастую противоречивые трактовки. Большинство исследователей ЮАС рассматривается в качестве коллизионной структуры, образовавшейся в результате закрытия позднемезозойского океанического бассейна (Сеславинский, 1979; Натальин, 1984; Парфенов, 1984, и др.). В тесной пространственной ассоциации с мезозойскими комплексами ЮАС находятся офиолиты представленные крупными Алучинским и Громадненско-Вургувеевским массивами. Данные об их возрасте, особенностях внутреннего строения и состава, долгое время отсутствовали, что, в свою очередь, не позволяло установить геодинамические обстановки формирования офиолитов, производить корреляцию пространственно разобщенных массивов между собой, и с ассоциирующими с ними вулканитами.

Остаются дискуссионными вопросы о положение южной границы ЮАС, а также вопросы о времени заложения, длительности существования и природе конвергентных

границ океанического бассейна, в котором были сформированы офиолиты. Некоторые исследователи (Гедько и др., 1991; Лычагин и др., 1991) включают Алучинские и Громадненско-Вургувеевские офиолиты в состав комплексов ЮАС. При этом, если возраст офиолитов окажется палеозойским, то и время формирования всей структуры ЮАС окажется более ранним, чем это принято считать

Из вышесказанного вытекают **цель и задачи работы**. Цель работы состояла в выяснение возраста и особенностей эволюции океанического бассейна, в котором могли сформироваться Алучинский и Громадненско-Вургувеевский офиолитовые комплексы.

Задачи работы включали:

1. Выяснение тектонической позиции офиолитов и особенностей внутреннего строения.
2. Определение возраста плутонических и вулканогенных составляющих офиолитов.
3. Определение петрографического и вещественного состава пород реститового, нижне- и верхнекорового комплексов офиолитов.
4. Определение геодинамических обстановок и построение тектоно-магматической схемы формирования офиолитов.

Научная новизна

1. Впервые установлено, что внутренняя структура Алучинского массива представляет собой систему тектонических пластин, сложенных серпентинитовыми меланжами с блоками пород офиолитовой ассоциации.
2. Изотопными методами определен возраст нижне- и верхнекоровых комплексов Алучинских и Громадненско-Вургувеевских офиолитов.
3. Получены детальные комплексные данные по вещественному составу всех членов офиолитовых ассоциаций. На основании этого для Алучинского массива выделено три типа реститовых ультрабазитов, две серии кумулятивных пород в составе нижнекорового комплекса, две дайковые серии в составе верхнекорового комплекса.
4. Впервые установлены и обоснованы геодинамические обстановки формирования офиолитов.

Фактический материал и методы исследований.

В основу работы положен фактический материал собранный автором в процессе полевых работ в период с 1999 по 2004 г. на территории западной Чукотки в бассейнах рек Большой и Малый Анюй. Полевые исследования включали геологическое картирование, отбор проб для петрографических, геохронологических и геохимических исследований. Было описано 360 петрографических шлифов. Обработано 108 силикатных анализов и 50

анализов на содержание элементов-примесей в валовых пробах. Проведено 189 микрозондовых анализов для определения концентраций главных элементов в минеральных фазах. В валовых пробах определение главных элементов производилось методом рентгенофлуоресцентного анализа в лаборатории ГЕОХИ РАН (аналитик И.А. Рощина), а также классическим методом мокрой химии в лаборатории ГИН РАН (зав. лаб. С.М. Ляпунов). Определение элементов-примесей в валовых пробах производилось методом ионно-связанной плазмы (ISP-MS) в лаборатории ИМГРЭ РАН (аналитик Д. З. Журавлев). Микрозондовые анализы проводились в ГЕОХИ РАН на микрозонде фирмы SAMEBAХ в ГЕОХИ РАН (аналитик Н.Н. Кононкова).

Изотопные геохронологические исследования производились методом Ar-Ar датирования в университете г. Фэрбенкс (Аляска, США) и в университете г. Стэнфорд (США) на масс-спектрометре VG-3600, а также в ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск на масс-спектрометре МИ-1201. Датирование методом U-Pb SHRIMP было проведено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на масс-спектрометре SHRIMP-II.

Защищаемые положения

1. Установлено что плутонические и гиабиссальные комплексы Алучинских и Громадненско-Вургувеевских офиолитов были сформированы в позднепалеозойское и раннемезозойское время и являются элементами структуры Яракваамского террейна.
2. Плутонический комплекс Алучинского массива включающий в себя реститовые перидотиты и нижнекоровые (расслоенные) ультраосновные и основные породы был сформирован в надсубдукционной геодинамической обстановке.
3. Верхнекоровый комплекс Алучинского массива включающий две дайковые серии, сформирован в обстановке задугового бассейна.
4. Плутонический комплекс Громадненско-Вургувеевского массива, включающий в себя лейкократовые габбро-нориты и оливинсодержащие кумулятивные породы, сформирован из расплавов надсубдукционного генезиса на ранней стадии развития энсиматической островной дуги.
5. Алучинские и Громадненско-Вургувеевские офиолиты обнаруживают тесную пространственную и временную связь с палеозойскими и раннемезозойскими островодужными комплексами Яракваамского террейна, вместе с которыми формировались в обстановке конвергентной границы между Сибирским континентом и Протоарктическим океаном. В тектонической эволюции

конвергентной границы выявлены важные рубежи: ранний карбон, поздний триас и поздняя юра.

Практическая значимость

Полученные фактические данные имеют большое значение для региональных геодинамических реконструкций. Они могут быть использованы при средне- и крупномасштабном геологическом картировании и поисковых работах на хромиты и благороднометальное оруденение, связанное с офиолитами. Кроме этого полученные результаты могут быть использованы при исследовании малоизученного Уямкандинского базит-ультрабазитового массива в связи с его потенциальной платиноносностью.

Апробация работы

Основные положения диссертационной работы докладывались на VII международной конференции по тектонике плит им. П.Л. Зоненшайна (Москва, 2001), на Всероссийском тектоническом совещании (Москва, 2003, 2004, 2006, 2009, 2010), на XII собрании Северо-Восточного отделения ВМО (Магадан, 2003), на XVII научных чтениях памяти проф. И.Ф. Трусовой (Москва, 2008), на III международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения» (Екатеринбург, 2009), на международных конференциях Geoscience (2000) и AGU (2000), на российско-японском симпозиуме «Japanese – Russian Ophiolite Symposium, 4 Mar 2006. ORI-UT. Tokyo», и «Northern Pacific-Rim Ophiolites and their Ocean-Floor Analogues» (Centre for Northeast Asian Studies, Tohoku University, 2011), на тектоническом коллоквиуме ГИН РАН.

Публикации

По теме диссертации опубликовано более 30 работ. Из них 12 статей, остальные тезисы и материалы конференций.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, четырех глав и заключения, изложенных на 172 страницах текста. Она содержит 79 рисунков и 15 таблиц. Список литературы включает 114 наименований.

Благодарности

Автор считает своим долгом выразить глубокую признательность научному руководителю, заведующему лабораторией Тектоники океанов и приокеанических зон Сергею Дмитриевичу Соколову за постоянную поддержку, подпитку идеями и титаническое терпение, без которых работа над диссертацией, возможно, никогда бы не была завершена.

Под руководством Сергея Александровича Силантьева автор осваивал геохимические методы исследований. Также под его руководством был написан ряд статей, которые легли в основу настоящей работы. Автор выражает глубокую благодарность Сергею Александровичу за методичность, основательность и постоянную готовность помочь.

Автор искренне признателен Галине Николаевне Савельевой за труд прочтения всего текста работы, обсуждение, конструктивную критику и замечания, которые позволили значительно улучшить диссертацию.

На долю автора выпало большое профессиональное счастье работать в одном институте с корифеями геологии северо-востока Азии Ганелиным В.Г., Некрасовым Г.Е., Паланджаном С.А., которым хочется выразить благодарность за постоянные беседы и консультации по теме диссертации и не только.

Неоценимую помощь во время написания работы оказали Г.В. Леднева и Б.А. Базылев. Хочу выразить им глубокую благодарность за систематические консультации и дружескую поддержку.

Яркий след в жизни автора оставило общение с геологами Анюйского Горно-Геологического предприятия (г. Билибино) В.А. Шеховцовым, С.П. Готовым, О.А. Фурман, В.В. Мартинсом совместно с которыми проходили полевые работы на западной Чукотке.

Работа над диссертацией длилась долгое время в течение, которого автору посчастливилось общаться и испытать теплое сердечное отношение коллег многие, из которых стали друзьями. Многие, к несчастью, безвременно ушли. Пользуясь, случаем хочу выразить глубокую благодарность Аристову В.А., Бондаренко Г.Е., Ватрушкиной Е.В., Дегтяреву К.Е., Диденко А.Н., Ишиватару А., Каткову С.М., Кравченко-Бережному Р.А., Кудрявцеву Д. И., Кузмичеву А.Б., Кузнецову Н.Б., Кулешову В.Н., Куренкову С.А., Леонову М.Г., Лучицкой М.В., Моисееву А.В., Морозову О.Л., Оксману В.С., Осипенко А.Б., Пейве А.А., Подгорному И.И., Разницыну Ю.Н., Руженцеву С.В., Рыбораку М.В., Рязанцеву А.В., Сабельниковой А.А., Савельеву А.А., Симонову В.А., Сколотневу С.Г., Тучковой М.И., Федорчуку А.В., Федотовой А.А., Хаину Е.В., Хисамутдиновой А.Э. и многим другим.

Особую благодарность хочу выразить своим родным за терпение и поддержку.

Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ.

1.1. Региональный геологический очерк

Структуры Верхояно-Чукотской складчатой области традиционно выделяются под общим названием – мезозоиды Северо-Востока Азии и включают в себя две складчатые системы: Верхояно-Колымскую и Анюйско-Чукотскую, которые последовательно сменяют друг друга в северо-восточном направлении от края Сибирского континента и разделяются Южно-Ануйской сутурой (ЮАС). Крайним западным элементом *Верхояно-Колымской складчатой системы* является Верхоянская складчато-надвиговая зона. С северо-востока к Верхоянской зоне примыкает структура образованная коллажем террейнов и получившая название – Колымская петля или Колымо-Омолонский супертеррейн (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1993; Парфенов, 2001; Соколов и др., 1997, Соколов, 2010). В восточной части Колымской петли располагается Алазейско-Олойская, складчатая зона (АОЗ), в составе которой выделяется несколько островодужных террейнов. АОЗ граничит с Южно-Ануйской сутурой, которая, далее на северо-восток, сменяется комплексами пород Анюйско-Чукотской складчатой системы. Рассматриваемые в работе офиолиты обычно включались в состав ЮАС.

1.2. Геологическое строение района

1.2.1. Алазейско-Олойская складчатая зона

В составе Алазейско-Олойской складчатой зоны выделяются Алазейский, Олойский и Яракваамский террейны, сложенные островодужными вулканогенно-осадочными и терригенными толщами с прослоями карбонатных отложений .

Алазейский террейн расположен в центральной части Колымской петли. Он сложен преимущественно вулканогенно-обломочными породами каменноугольно-раннепермского возраста, которые с несогласием перекрываются поздне триасовыми-раннеюрскими вулканогенно-терригенными образованиями, на которых с несогласием залегают средне-верхнеюрские отложения, представленные мелководными морскими фациями. Согласно данным (Оксман, 2001) в девоне-ранней юре Алазейская энсиматическая островная дуга отделялась от Омuleвского кратонного террейна задуговым океаническим бассейном. В средней юре произошло причленение дуги к Омuleвскому террейну.

Олойский террейн сменяет Алазейский в восточном направлении. В его составе выделяются несколько толщ. Нижняя толща, средне-позднедевонского возраста, сложена риолитами, кислыми туфами, потоками зеленокаменных базальтов с прослоями терригенно-карбонатных пород. Согласно данным (Натапов, Шульгина. 1991; Парфенов и

др. 2001) породы были образованы в условиях энсиалической островной дуги. Выше с размывом залегает толща терригенных пород среднекаменноугольного возраста, которые с размывом перекрываются пермскими терригенными отложениями – продуктами размыва островодужных построек (Парфенов и др., 2001).

Яракваамский террейн расположен к востоку от Олойского террейна и к югу от Южно-Ануйской сутуры. Его границу с соседними структурами маркируют два крупных офиолитовых комплекса. Один из них - Громадненско-Вургувеевский перидотит-габбровый массив, расположен в северо-восточной части на границе с ЮАС. Другой - Алучинский габбро-перидотитовый комплекс, расположен в западной части в зоне сочленения Олойского и Яракваамского террейнов и ЮАС. Основная часть Яракваамского террейна сложена многокилометровым разрезом мелководно-морских и субконтинентальных вулканогенно-осадочных образований позднепалеозойско-мезозойского возраста. Отложения среднекаменноугольного комплекса представлены переслаивающимися лавами, лавобрекчиями, туфами базальтов, андезибазальтов, реже андезитов. В верхней части присутствуют туфы и лавы кислого состава (Шеховцов, Глотов, 2000). Они несогласно перекрываются позднекаменноугольно-пермскими терригенными отложениями с подчиненным количеством туфов кислых пород и реже андезитов, которые содержат силы и дайки андезитов, андезибазальтов, плагиориодацитов. Общая мощность позднепалеозойских отложений составляет 1800-2400 м. Вулканиды характеризуются сходными особенностями вещественного состава, который свидетельствует об их формировании в островодужной обстановке (Шеховцов, Глотов, 2000).

Отложения мезозоя с несогласием залегают на палеозойских образованиях. В основании наблюдается прослой туфоконгломератов с галькой пород типичных для нижележащих палеозойских образований, а также с галькой ультрабазитов (Шеховцов, Глотов, 2000). На верхнетриасовых отложениях с постепенным переходом залегает раннеюрская подтолща. Она представлена граувакками, алевролитами с прослоями полимиктовых песчаников, туфопесчаников и конгломератов (звонкинская свита, 210 - 530 м.) (Шеховцов, Глотов, 2000).

Триасово-раннеюрские отложения со стратиграфическим несогласием перекрываются ранне-среднеюрским комплексом, существенно терригенного (грауваккового) состава (Шеховцов, Глотов, 2000; Бондаренко, 2004).

В позднеюрский комплекс (шеховская толща – 400 м) выделены локально распространенные в восточной части Яракваамского террейна терригенные отложения

(конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты) несогласно залегающие на отложениях ранне-среднеюрского комплекса и содержащие фаунистические остатки *Buchia*. Другой позднеюрско-раннемеловой комплекс (Вукваамская впадина) представлен субаэральными эффузивами кислого, среднего и основного состава с прослоями туфотерригенных отложений. Вулканиды имеют известково-щелочной характер, и рассматриваются, как отложения, сформированные в обстановке энсиалической островной дуги (Шеховцов, Глотов, 2000).

Раннемеловой комплекс представлен несколькими толщами. Валуническая толща с постепенным переходом надстраивает разрез титона. Состав терригенный с прослоями туфогенных разностей, накопившихся в мелководно – морских условиях. Органические остатки представлены находками *Buchia*.

Отложениями апт-альбского возраста сложена Айнахкургенская наложенная впадина в центральной части Яракваамского террейна. Нижняя часть представлена лагунно-континентальными и прибрежно-морскими терригенными отложениями (1500-2750 м) несогласно залегающими на нижележащих отложениях. Позднеальбские отложения представлены комплексом континентальных эффузивов, которые сопоставляются с эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Шеховцов, Глотов, 2000). Также присутствует комплекс континентальных эффузивов позднемелового возраста (лавы, туфы риолитов, базальтов, андезитов).

Таким образом, в террейнах, выделяемых в составе Алазейско-Олойской складчатой зоны, вскрываются островодужные комплексы позднепалеозойского-раннемелового возраста. Островодужная природа террейнов Алазейско-Олойской складчатой зоны свидетельствует, о существовании в позднем палеозое – раннем мелу конвергентной границы между Азиатским континентом и океаническим бассейном.

1.2.2. Южно-Аньюйская сутура

Впервые в качестве коллизионного шва ЮАС была выделена К.Б. Сеславинским (Сеславинский, 1970) и продолжает рассматриваться в этом качестве большинством исследователей. ЮАС расположена на границе Аньюйско-Чукотской и Верхояно-Колымской складчатых систем. Геодинамическая природа ЮАС имела различные трактовки. Она рассматривалась как позднемезозойская эвгеосинклиналь (Натальин, 1984). В других работах ЮАС трактовалась как шовная зона, маркирующая собой след позднемезозойского океанического бассейна (Южно-Аньюйский океан), который разделял либо Северо-Азиатский и Североамериканский континенты и представлял собой залив Мезопацифики (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов, 1984), либо Северо-Азиатский и

гипотетический Гиперборейский континенты (Сеславинский, 1979). В наиболее ранних работах предполагалось, что Южно-Аньюйский океан имел рифтогенную природу (Радзивил, 1975, Тектоника континентальных окраин, 1980), о чем свидетельствовали локальные выходы пород позднего палеозоя - раннего мезозоя, которые рассматривались как выступы фундамента среди позднемезозойских комплексов ЮАС.

В юго-восточной части ЮАС в междуречье Большой и Малый Анюй общая последовательность комплексов пород региональных структур выглядит следующим образом. Комплексы Яракваамского террейна сменяются в северном направлении вулканогенно-терригенными комплексами ЮАС. Граница между ними маркируется офиолитами: Алучинскими – в западной части границы, и Громадненско-Вургувеевскими – в северо-восточной части границы. Слагающие Южно-Аньюйскую сутуру вулканогенно-терригенные комплексы образуют сложную систему аллохтонных пластин преимущественно северной вергентности, которые на севере тектонически перекрывают террейн Западной Чукотки, выделяемый в составе Аньюйско-Чукотской складчатой системы (Соколов и др., 2001; Бондаренко, 2004; Геодинамика..., 2006; Sokolov et al., 2003, 2009). К северу и структурно ниже комплексов Громадненско-Вургувеевского массива, падающие на юг пластины выполнены вулканогенными породами состава СОХ с прослоями кремней и известняков (быстрянский комплекс). Выделенный комплекс радиолярий имеет байос-киммериджский возраст (Бондаренко, 2004; Соколов и др., 2010, Sokolov et al., 2002). Далее к северу расположены пластины сложенные терригенным аккреционным меланжем (южно-гремученский комплекс). Матрикс представлен терригенно-туфогенными в различной степени тектонизированными породами. Глыбы в матриксе представлены базальтами, андезитами, кремнистыми и терригенными породами, а также габброидами и плагиогранитами похожими на породы Громадненско-Вургувеевского массива. Среди вулканитов присутствуют как островодужные, так и базальты типа СОХ схожие с породами быстрянского комплекса. Фаунистические остатки свидетельствуют об оксфорд-титонском и берриас-валанжинском возрастах терригенных пород. Следующий к северу комплекс, вскрывается в прерывистых по простиранию пластинах. Он представлен чередованием пачек терригенного флиша и глинистых сланцев, с прослоями известковистых песчаников и карбонатно-сульфидных конкреций (Устиевский комплекс). Предполагается, что эти образования представляют собой параавтохтон – выходы осадочного чехла Чукотского микроконтинента (Соколов и др., 2001). На основании фаунистических данных и литологического сходства с триасовыми отложениями Аньюйско-Чукотской складчатой системы возраст комплекса

рассматривается как норийский (Шеховцов, Глотов, 2001; Sokolov, et al, 2002). Еще севернее крутозалегающие пластины сложены терригенным флишем с пачками высокотитанистых субщелочных пиллоу-базальтов и пикрито-базальтов (Теньвельский комплекс). Состав пикритов имеет надсубдукционные характеристики. Севернее в разрезе комплекса появляются фрагменты турбидитового типа. Фаунистические остатки в терригенных породах имеют волжский возраст (Глотов и др., 1995). Далее к северу обнажается Кульполнейский комплекс представленный различными вулканитами. Его основание сложено островодужными вулканитами, дифференцированными от базальтов до андезитов с прослоями пирокластики. Эти породы стратиграфически наращивают турбидиты ЮАС. Предполагается возможность фациальных переходов между вулканитами и турбидитами, что позволяет рассматривать возраст вулканитов как раннемеловой (Sokolov et al, 2002). Выше расположен комплекс субконтинентальных эффузивов.

Таким образом, анализ распространения породных комплексов в пределах Стадухинского сегмента ЮАС, позволяет установить в южной части наличие комплексов океанического бассейна. А в северной – латеральный ряд структур позднемезозойской энсиматической островной дуги.

Глава 2. АЛУЧИНСКИЙ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС.

2.1. Геологическое строение

Геологическое строение Алучинского комплекса

Алучинский офиолитовый комплекс локализован на границе Южно-Анжуйской сутуры и Яракваамского террейна Алозейско-Олойской зоны. В составе Алучинского комплекса выделяются два крупных массива – собственно **Алучинский массив** и **Атамановский массив**.

Алучинский массив. В составе массива выделяется ряд секторов, из которых наиболее детально были изучены правобережный сектор и сектор р. Антипиha.

Правобережный сектор представляет собой узкую (около 2 км шириной и 10 км по протяженности) полосу серпентинитового меланжа, в матриксе которого заключены небольшие глыбы ультраосновных пород: дунитов, гарцбургитов, пироксенитов, верлитов. Плагноклазовые разности практически не встречаются. Количество глыб по отношению к матриксу составляет 20-30 %, линейные размеры глыб не превышают 0,5 м.

Сектор р. Антипиha является самым крупным (протяженность около 20 км, ширина – 10 км) и наиболее сложно построенным фрагментом Алучинского массива. В строение сектора участвуют несколько пластин надвинутых друг на друга с востока на запад.

Пластины представляют собой серпентинитовый мономиктовый меланж, внутри которого находятся крупные блоки (1-1,5 км) пород дунит-гарцбургитового состава, которые чередуются с сопоставимыми по размеру промежутками развития сплошного серпентинитового матрикса. Породы, слагающие блоки, представлены крупнозернистыми дунит-гарцбургитами и их серпентинизированными разновидностями. Гарцбургиты преобладают, дуниты (иногда содержащие ортопироксен) играют резко подчиненную роль (20 – 30 %), встречаются в виде полос или шлиров в гарцбургитовой матрице. В западном направлении усиливается степень деформаций, размеры блоков становятся меньше. В районе границы с диабазами Атамановского массива дунит-гарцбургитовые породы сменяются мелкими блоками и высыпками кумулятивных ультраосновных и основных пород. Практически на всем протяжении ультрабазиты Алучинского массива прорываются базальт-диабазовыми дайками. Дайки представляют собой разрозненные тела, иногда группирующиеся в рои. Для них характерны меридиональные простирания и небольшая мощность от 0,5 до 3 м. В дальнейшем эти породы описываются как дайковый комплекс Алучинского массива.

Атамановский массив рассматривается как дайковый комплекс Алучинских офиолитов (Лычагин, 1985). Небольшая часть массива обнажается на левом берегу р. Бол. Анжуй, где она имеет тектонический контакт с ультрабазитами Алучинского массива. Большая часть массива локализована между среднепалеозойскими вулканогенными отложениями Яракваамского террейна на востоке и среднеюрско-раннемеловыми терригенными отложениями на западе. Со всеми вмещающими отложениями массив имеет тектонические контакты. Большая часть пород массива представлена различными базальтоидами, преимущественно средне и крупнозернистыми диабазами, с подчиненным количеством габбро, микрогаббро и базальтовых даек. Среди этих пород присутствует большое количество (около 30 %) скринов шпинеливых серпентинитов и перидотитов, которые свидетельствуют, также и об интрузивном контакте с Алучинским массивом. Предыдущими исследованиями установлено, что диабазы Атамановского массива были образованы в результате многократного внедрения базитового расплава в ультрабазиты. Алучинского массива (Лычагин, 1995). При этом была образованна серия примыкающих друг к другу дайковых тел мощностью 20-30 м и протяженностью до нескольких сот метров.

Изотопные датировки пород Алучинского комплекса

Ag-Ag методом были проанализированы образцы из нижнекорового (расслоенного) и дайкового комплексов. Данные приведены в табл. 2.1. Помимо фракции плагиоклаза из

образца габбро 4044 было выделено 12 зерен циркона. В результате измерений определено, что среди выделенных цирконов присутствуют три популяции, характеризующиеся различными возрастами табл. 2.2. Возраст цирконов второй популяции составляет 280 млн. лет (ранняя пермь). Это значение хорошо согласуется с результатами Ar-Ar датирования. Таким образом, время формирования кумулятов Алучинского массива соответствует промежутку поздний карбон – конец ранней перми. Время формирования диабазовых даек Атамановского массива – поздний триас.

Табл. 2.1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования образцов из массивов Алучинского офиолитового комплекса.

Образец	Измеренные минеральные фазы	Интегральный возраст (млн. лет)	Возраст плато (млн. лет)	Изохронный возраст (млн. лет)	Комментарий
Дайковый комплекс (Атамановский массив)					
C-2546 кр.з. диабаз	Магматический амфибол	194.4 ± 11.5	226.6 ± 10.5	198.8 ± 34.7	Университет г. Фербенкс (Аляска, США)
		Не рассчитан	220 ± 3.9	Не рассчитан	Стенфордский университет (США)
4011-7t Дайка базальта	Валовый состав	246.3 ± 2.2	228.8 ± 2.1	220.4 ± 5.3	Университет г. Фербенкс (Аляска)
Нижнекоровый комплекс (Алучинский массив)					
4012-3 габбро	Валовый состав	258.5 ± 1.8	272.3 ± 1.7	191.6 ± 12.9	Университет г. Фербенкс (Аляска)
4044 габбро	Плагиоклаз	266 ± 8	233 ± 11 - 306 ± 11	Не рассчитан	ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск

2.2. Вещественный состав пород и минералов

2.2.1. Реситовые ультрабазиты и нижнекоровый (расслоенный) комплекс (Алучинский массив).

Петрографическое описание

Породы *реситового комплекса* представлены лерцолитами, клинопироксеновыми гарцбургитами, гарцбургитами, дунитами с характерными деформационными

микроструктурами (волнистое погасание, образование агрегатов необластов в оливинах, полосы излома в ортопироксенах). Породы в различной степени серпентинизированны (30-90 %).

Табл.2.2 Результаты изотопного анализа цирконов образца кумулятивного габбро 4044 из верхнекорового комплекса Алучинского массива.

№ точки	% ^{206}Pb с	г/г U	г/г Th	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ млн. лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ млн. лет	% Dis- cord ant	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$ ±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ±%	коэффи- циент коррел- ляции
4044.5.2	1,50	1073	445	89 ±1.1			0,0435 12	0,084 12	0,01397 1,2	0,098
4044.4.2	3,96	202	98	90 ±2.6			0,06 33	0,117 33	0,01411 2,9	0,089
4044.5.1	0,93	1089	708	91 ±0.99			0,0473 7,7	0,093 7,8	0,01422 1,1	0,140
4044.4.1	2,58	336	189	91 ±2.0			0,058 22	0,113 22	0,01427 2,2	0,102
4044.7.2	1,48	377	764	273 ±3.3			0,052 11	0,310 11	0,04321 1,2	0,115
4044.7.1	0,99	196	285	278 ±4.0			0,0534 11	0,325 11	0,04413 1,5	0,138
4044.2.1	0,78	367	384	280 ±2.7			0,0522 5,8	0,319 5,8	0,04437 0,98	0,167
4044.2.2	0,34	571	743	283 ±2.3			0,0519 3,9	0,321 4	0,0448 0,83	0,210
4044.6.1	1,11	1120	566	283 ±2.4			0,0536 4,5	0,332 4,6	0,04485 0,87	0,187
4044.1.2	0,15	443	114	1794 ±10	1833±13	2	0,11202 0,7	4,957 1	0,3209 0,67	0,679
4044.1.1	0,04	402	129	1838 ±10	1824±23	-1	0,1115 1,3	5,070 1,4	0,3299 0,65	0,449
4044.3.1	0,02	471	252	2698 ±16	2712,5±8,4	1	0,18661 0,5	13,380 0,9	0,5198 0,74	0,823

Примечание. Все ошибки даны на уровне 1-σ. Pbс - обыкновенный свинец, Pb* - радиогенный свинец
Общий свинец рассчитан на основании измеренного количества ^{206}Pb

Нижнекоровый комплекс представлен породами с кумулятивными структурами, среди которых выделяются ультраосновные кумуляты (верлиты, вебстериты, оливиновые вебстериты, клинопироксениты), а также плагиоклазовые ультраосновные породы и габброиды (плагиоклазовые верлиты и троктолиты, оливиновые габбро и габбро).

Химический состав минералов

Оливин. Составы оливинов в реститовых дунитах и перидотитах очень близки. Они характеризуются высокой магнезиальностью ($\text{Mg}^\# = 90,2 - 91,8$), высокими содержаниями магния ($\text{MgO} = 49,4 - 50,4$ мас. %) и никеля ($\text{NiO} = 0,32 - 0,49$ мас. %), низкой концентрацией железа ($\text{FeO} = 8,2 - 9,8$ мас. %), марганца ($\text{MnO} = 0,11 - 0,18$ мас. %) и очень низкой концентрацией кальция ($\text{CaO} = 0,02 - 0,05$ мас. %). На диаграмме зависимости концентраций никеля от магнезиальности большинство фигуративных точек располагаются внутри области составов мантийных оливинов. Оливины из пород нижнекорового комплекса характеризуются более низкой величиной магнезиальности ($\text{Mg}^\# = 82,6 - 86,8$), более низкими концентрациями магния ($\text{MgO} = 43,9 - 45,9$ мас %) и никеля ($\text{NiO} = 0,12 - 0,29$ мас %). На диаграмме зависимости концентраций никеля от

магнезиальности все фигуративные точки располагаются за пределами области составов мантийных оливинов.

Хрошпинелид. В реститовых перидотитах шпинелиды характеризуются широким интервалом вариаций хромистости. Наиболее низкая хромистость наблюдается в лерцолите ($Cr^\# = 0,26 - 0,30$). В клинопироксеновых гарцбургитах и в гарцбургитах варьирует в пределах ($Cr^\# = 0,30 - 0,65$), а в дунитах составляет ($Cr^\# = 0,45 - 0,49$). На диаграмме зависимости величины хромистости от величины железистости наблюдается увеличение хромистости с увеличением железистости, что характерно для мантийных реститовых перидотитов (Dick, Bullen. 1984; Ishii T. et al. 1992). Все фигуративные точки располагаются в пределах областей надсубдукционных офиолитов, однако наименее хромистые составы располагаются на границе океанических и надсубдукционных областей. Наиболее хромистые шпинелиды наблюдаются в гарцбургитах правобережного сектора. Шпинелиды из всех типов перидотитов характеризуются низкими содержаниями титана ($TiO_2 = 0,02-0,05$ мас %), широкими вариациями глинозема которые меняются в соответствии с изменением хромистости шпинелида ($Al_2O_3 = 17,7 - 41,9$ мас. %). Для шпинелидов из пород нижнекорового комплекса также характерны широкие вариации хромистости и повышенные значения железистости.

Ортопироксен. В реститовых ультрабазитах минерал представлен энстатитом с высоким значением магнезиальности ($Mg^\# = 90,8 - 92,9$) сопоставимой с магнезиальностью сосуществующих оливинов, высокой концентрацией хрома ($Cr_2O_3 = 0,4 - 0,8$ мас %) и низкой концентрацией титана ($TiO_2 = 0,01 - 0,02$ мас %). Наблюдается характерная для мантийных перидотитов обратная корреляция глиноземистости ортопироксена с хромистостью сосуществующего шпинелида. При этом большинство фигуративных точек попадает в поле составов надсубдукционных перидотитов. В породах нижнекорового комплекса ортопироксен присутствует только в вебстиритах правобережного сектора. По сравнению с ортопироксенами из реститовых пород в нем наблюдается пониженная магнезиальность ($Mg^\# = 83,3 - 86,2$), пониженные концентрации хрома ($Cr_2O_3 = 0,23 - 0,39$ мас %), и повышенные концентрации титана ($TiO_2 = 0,07-0,09$ мас %). Концентрация глинозема сопоставима с концентрацией этого элемента в реститовых ультрабазитах.

Клинопироксен. В шпинеливых клинопироксеновых гарцбургитах и образце лерцолита клинопироксен представлены диопсидом ($En_{48-53} Wo_{38-44} Fs_{3-9}$). Для минерала характерны низкие концентрации с незначительными вариациями титана ($TiO_2 = 0,02 - 0,08$ мас. %), хрома ($Cr_2O_3 = 0,66 - 1,03$ мас. %) и натрия ($Na_2O = 0,10 - 0,20$ мас. %).

Наибольшие вариации наблюдаются в содержании глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,47 - 2,76$ мас. %) и кальция ($\text{CaO} = 21,43 - 24,12$ мас. %). Низкие содержания натрия соответствуют содержанию этого элемента в клинопироксенах из шпинеливых перидотитов океанической литосферы (Базылев, 1993б; Kornprobst, et al. 1981). В целом, для изученных клинопироксенов характерно уменьшение концентраций титана и глинозема с увеличением хромистости шпинелида, что соответствует поведению этих компонентов в процессе плавления мантийного вещества. Клинопироксены из пород нижнекорового комплекса также относятся к диопсиду. Наибольшая магнезиальность наблюдается в пироксенах из ультраосновных кумулятов ($\text{Mg}^\# = 87,3 - 89,5$). Более низкая магнезиальность наблюдается в клинопироксенах из габброидов ($\text{Mg}^\# = 82,4 - 84,10$). Концентрации титана сопоставимы для клинопироксенов из всех рассмотренных типов пород и составляют в среднем ($\text{TiO}_2 = 0,23 - 0,26$ мас.%). В целом для изученных клинопироксенов кумулятивных пород наблюдается снижение концентрации титана с увеличением магнезиальности, что является характеристикой процесса кристаллизационной дифференциации.

Плаггиоклаз. Все изученные зерна характеризуются высоким содержанием кальция. Наиболее основные плаггиоклазы присутствуют в образцах оливинового габбро и плаггиоклазового верлита и представлены преимущественно анортитом (An_{88-100}). Плаггиоклазы из образцов габбро представлены битовнитом (An_{81-90}). Для всех плаггиоклазов характерна зональность выраженная увеличением величины анортитового минала от центра к краю.

Петрохимическая характеристика

Реститовые ультрабазиты. Мантийные породы характеризуются значительными вариациями ппп от 4,39 мас. % до 14,20 мас. % (в среднем – 10,48 мас.%), что соответствует средней и высокой степени серпентинизации. В целом составы реститовых ультрабазитов варьируют в узком диапазоне. Для них характерны высокие концентрации магния ($\text{MgO} = 37,8 - 41,56$ мас.%). По величине магнезиальности ($\text{Mg}^\# = 88,98 - 91,55$) ультрабазиты соответствуют реститогенным породам офиолитовых комплексов. Для всех главных элементов (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , Na_2O) наблюдается обратная корреляция с содержанием магния, что является характерной чертой мантийных перидотитов и отражает их реститовую природу.

Породы нижнекорового комплекса образуют две группы (серии), одна из которых не обнаруживает обогащения глиноземом и на диаграмме ($\text{MgO/SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) располагается вдоль оси MgO/SiO_2 (кумулятивные перидотиты, пироксениты). Вторая

группа образует протяженный ряд составов, характеризующийся сильным увеличением концентраций глинозема. Эта группа представлена плагиоклазовыми перидотитами, троктолитами, оливиновыми габбро и габбро.

Кумулятивные перидотиты и пироксениты отличаются от мантийных пород пониженным содержанием магния ($\text{MgO} = 21,07 - 35,40$ мас.%), повышенными содержаниями титана ($\text{TiO}_2 = 0,06 - 0,17$ мас.%), натрия ($\text{Na}_2\text{O} = 0,02 - 0,5$ мас.%), сильно варьирующими содержаниями кальция ($\text{CaO} = 2,75 - 17,79$ мас.%). Содержания глинозема сопоставимы с мантийными ультрабазиитами ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,6 - 1,87$ мас.%). На вариационных диаграммах зависимости петрогенных окислов от величины MgO ультраосновные кумуляты образуют тренды характеризующиеся ростом концентраций кремния, титана, кальция и натрия с падением величины MgO , что является показателем процесса фракционной кристаллизации. Плагиоклазовые перидотиты и габброиды характеризуются очень низкими концентрациями титана ($\text{TiO}_2 = 0,08 - 0,21$ мас. %), широкими вариациями глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 4,46 - 23,94$ мас.%) и кальция ($\text{CaO} = 2,80 - 33,86$ мас.%). В группе плагиоклазовых перидотитов содержания магния составляют ($\text{MgO} = 3,36 - 33,28$ мас.%), в габбро ($\text{MgO} = 6,83 - 22,62$ мас.%). Вариации величины магнезиальности умеренные ($\text{Mg\#} = 62,63 - 73,38$).

На вариационных диаграммах наблюдается обратная корреляция концентраций кальция, глинозема, титана, кремния и натрия с магнезиальностью, что является показателем процесса кристаллизационной дифференциации.

Геохимическая характеристика пород

Реститовые ультрабазииты характеризуются различным типом распределения редкоземельных элементов (REE). Наибольшие суммарные концентрации наблюдаются в образце лерцолита ($(\text{La} + \text{Sm} + \text{Yb}) = 0,59$ г/т; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}} = 0,67$; $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}} = 1$). Спектры для всех видов гарцбургитов имеют U - , или V-образные формы с различной степенью обогащения легкими, средними и тяжелыми REE: $(\text{La} + \text{Sm} + \text{Yb}) = 0,1 - 0,54$ г/т; $\text{La}_{\text{cn}}/\text{Sm}_{\text{cn}} = 3,68 - 15,57$; $\text{La}_{\text{cn}}/\text{Yb}_{\text{cn}} = 2,39 - 3,59$; $\text{La}_{\text{cn}}/\text{Sm}_{\text{cn}} = 1,23 - 13,91$). При этом U-образные спектры характерны преимущественно для гарцбургитов правобережного сектора. По особенностям распределения средних и легких REE все гарцбургиты Алучинского массива сопоставимы с гарцбургитами из преддугового бассейна Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (Parkinson, Pearce, 1998). Все исследуемые ультрабазииты значительно обеднены элементами-примесями относительно примитивной мантии. При этом наиболее обогащенным высокочередными элементами (HFSE) является лерцолит, а также два образца гарцбургитов из правобережного сектора. Спектры

распределения гарцбургитов из сектора р. Антипи́ха отличаются значительным обеднением средними REE и некоторыми высокозарядными элементами (HFSE) – Sm, Eu, Zr, Hf, Gd, Dy, Y в силу чего их мультиэлементные спектры имеют U-образную форму смещенную вправо. Наблюдаются отрицательные аномалии Th и Ti.

Породы нижнекорового комплекса. По характеру распределения несовместимых элементов кумулятивные перидотиты резко отличаются от мантийных. Суммарные концентрации REE в этих породах близки к хондритовому уровню ($La+Sm+Yb = 0,73 - 1,36$ г/т). Наблюдается обеднение легкими REE относительно средних и тяжелых REE варьирующее в пределах ($La_{cn}/Sm_{cn} = 0,20 - 0,75$ г/т; $La_{cn}/Yb_{cn} = 0,23 - 0,54$). Линии спектров имеют субпараллельный характер и некоторую изломанность, что характерно для кумулятов и отражает различные количественные соотношения оливина и пироксенов. Ультраосновные кумуляты обеднены практически всеми рассеянными элементами относительно базальта N-MORB примерно в 10 раз. Наблюдается обогащение крупноионными литофильными элементами (LILE) (Ba, Th), что вероятно связано с вторичными изменениями, а также отрицательные аномалии Zr и Ti.

Спектры распределения REE в плагиоперидотитах и габброидах субпараллельны. Наибольшие суммарные концентрации наблюдаются в образце габбро, а наименьшие в образце плагиоклазового верлита ($La+Sm+Yb = 1,27 - 0,17$ г/т). Во всех образцах наблюдается обеднение LREE относительно средних и тяжелых ($(La/Sm)_n = 0,59 - 0,98$; $(La/Yb)_n = 0,53 - 0,87$), а также положительные европиевые максимумы. Линии спектров распределения REE ложатся в поля кумулятивных габброидов из офиолитовых комплексов сформированных в обстановке над зоной субдукции. Описываемые породы обогащены крупноионными литфильными элементами (LILE) и значительно обеднены остальными рассеянными несовместимыми элементами относительно базальта типа N-MORB. Отмечаются отрицательные аномалии Nb, Zr, а также значительная положительная аномалия Sr, отражающая присутствие кумулятивного плагиоклаза. В целом характер распределения рассеянных элементов близок к характеру распределения в образце бонинита из Индзу-Бонинской дуги

2.2.2. Верхнекоровый комплекс (дайковые серии Алучинского и Атамановского массивов)

Дайки **Атамановского** массива представлены средне-, крупнозернистыми диабазами, габбро-диабазами с типичными офитовыми или пойкилоофитовыми структурами. Реже встречаются базальты с массивными или миндалекаменными текстурами и порфировыми структурами. Вкрапленники (10-20%) представлены клинопироксеном.

Диабазы и базальты являются низкокалиевыми ($K_2O = 0,1-0,4$ мас. %). На классификационной диаграмме SiO_2-K_2O большинство из них располагается в поле толеитовой серии, при этом несколько точек попадает в поле пород известково-щелочной серии, располагаясь возле линии раздела толеитовой и известково-щелочной серий.

Породы являются низко-, средне (до 1,5 мас.%) титанистыми разновидностями. По распределению РЗЭ они соответствуют базальтам N-MORB. В то же время, данные по содержанию рассеянных элементов свидетельствуют, что среди них есть образцы, обогащенные субдукционной компонентой (Ba, Th), а так же в различной степени, обедненные Ta, Nb и другими ВЗЭ. На дискриминантных диаграммах ($V-Ti/1000$, Cr-Y, $Ti/Cr-Ni$, $Th-Hf/3-Ta$) большая часть диабазов Атамановского массива попадает в поля COX, отдельные образцы этой группы попадают в поля островных дуг или группируются возле граничных линий разделяющих поля COX и островодужные, что позволяет сделать вывод о формировании этих пород в задуговом бассейне из расплавов типа BABB (базальты задуговых бассейнов) на достаточно зрелой стадии раскрытия.

Дайки **Алучинского** массива представлены мелкозернистыми диабазами. Для химизма пород характерны ярко выраженные черты островодужных расплавов (за исключением одного образца который имеет состав N-MORB). В то же время некоторые особенности вещественного состава позволяют рассматривать их как крайний член (Arc-like member) группы BABB. В первую очередь это повышенные содержания никеля. На диаграмме $Ni-Ti/Cr$ часть образцов попадает в поле COX, либо располагается вплотную к линии раздела полей COX и островодужных. Содержания Al_2O_3 не превышает 16,5 мас. %, что несколько ниже, чем это характерно в целом для островодужных составов (17-19 мас. %). Отношения $LREE/HREE$ в описываемых породах не велики и не превышают $La/Yb = 1,6$, что соответствуют среднему значению этого отношения в базальтах Марианской дуги, однако диапазон колебаний La/Yb в базальтах Марианской дуги значительно больше и составляет (0,9 -2,8) (Elliot et al., 1997). Так же следует учитывать, что в ассоциации с диабазами, имеющими островодужные характеристики, находится образец состав, которого соответствует N-MORB, что может свидетельствовать о том, что в области генерации островодужных расплавов, оставались локальные участки первичной мантии, не подвергшиеся флюидной обработке, либо этот образец отражает более позднюю стадию внедрения, которая привела к формированию дайкового комплекса Атамановского массива. Совокупность этих данных позволяет рассматривать диабазы Алучинского массива как разновидность BABB с ярко выраженными островодужными свойствами.

Расплавы такого состава в зарубежной литературе получили название arc-like member (Pearce, Stern, 2006).

2.3. Интерпретация геохимических данных

2.3.1. Реститовые ультрабазиты и нижнекоровый комплекс (Алучинский массив)

В минералах из **реститовых ультрабазитов** Алучинского массива наблюдается непрерывное изменение составов от более обогащенных базальтовым компонентом к более обедненным. Хорошо выражена обратная корреляция концентраций тяжелых REE и глинозема с хромистостью шпинелида, а также корреляция между глиноземом и тяжелыми REE в породах. Подобные закономерности могли бы рассматриваться в качестве свидетельства того, что описываемые породы формировались в широком интервале степеней частичного плавления мантийного субстрата. Однако ряд особенностей свидетельствует о том, что помимо частичного плавления ультрабазиты испытали влияние более поздних наложенных процессов. Среди таких особенностей отсутствие корреляции между хромистостью первичного шпинелида и магнезиальностью оливина, которые должны закономерно увеличиваться при увеличении степени плавления. Кроме этого большинство гарцбургитов существенно обогащены LREE, при этом отсутствует обратная корреляция между LREE и хромистостью шпинелида. Подобные закономерности могут быть объяснены моделью плавления в открытой системе, в которой осуществляется не только вынос, но и привнос базальтового вещества, которое может обогатить рестит (Савельева, Перцев, 1995; Соболев, Батанова, 1995; Базылев и др. 2001; Kelemen et al., 1992; Ozawa, Shimizu, 1995). При этом привносимый расплав, как правило, имеет состав островодужного толеита или бонинитовый состав, а сам процесс происходит в надсубдукционной обстановке.

Надсубдукционная обстановка формирования мантийных ультрабазитов Алучинского массива подтверждается при рассмотрении диаграммы зависимости величины фугитивности кислорода от хромистости шпинелида (Parkinson, Pearce, 1998). Для описываемых ультрабазитов наблюдается рост значений фугитивности кислорода с ростом величины хромистости шпинелида. Составы всех исследуемых образцов ультрабазитов Алучинского массива ложатся на тренд эволюции детально изученных мантийных перидотитов района подводной горы «Коникэл» из преддугового бассейна Идзу-Бонин-Марианской системы (Parkinson, Pearce, 1998). В основании этого тренда лежат абиссальные гарцбургиты, сформированные в обстановке срединно-океанического хребта. В конце тренда располагаются дуниты, сформированные в результате повторного плавления океанических гарцбургитов в надсубдукционной обстановке. В середине тренда

расположены составы гарцбургитов, которые сформировались в результате реакции океанических гарцбургитов с надсубдукционными расплавами и занимают промежуточное положение между полями абиссальных и надсубдукционных перидотитов. Состав лерцолита и части гарцбургитов из сектора реки Антипиhi располагаются в пределах поля абиссальных перидотитов. Большая часть гарцбургитов из сектора реки Антипиhi занимает положение между полем абиссальных перидотитов и полем надсубдукционных перидотитов. При этом в поле надсубдукционных перидотитов попадают только точки составов гарцбургитов из правобережного сектора. По всей видимости, после своего формирования в обстановке спредингового хребта гарцбургиты сектора реки Антипиhi оказались в надсубдукционной области, где вступили в реакцию с расплавами, образовавшимися в результате плавления мантии правобережного сектора в зоне субдукции.

Породы нижнекорового комплекса. По данным геохимии REE и элементов-примесей породы обеих серий (ультраосновные и основные кумуляты) кристаллизовались из надсубдукционных родительских расплавов. Спектры распределения REE ложатся в поля кумулятивных пород эталонных офиолитов сформированных в надсубдукционной обстановке. О надсубдукционном генезисе нижнекоровых кумулятов также свидетельствует состав минералов. На диаграмме Al – Ti (форм. ед.) клинопироксены из обеих серий попадают в поля клинопироксенов из бонинитовых или островодужных толеитовых расплавов. На диаграмме Mg(Cpx) – An(Pl) точки составов минералов из основных кумулятов попадают в поля офиолитов надсубдукционных зон.

2.3.2. Верхнекоровый комплекс (дайковые серии Алучинского и Атамановского массивов)

В рамках проведенного исследования важной задачей представляется установление взаимосвязи между двумя изученными комплексами диабазов. Ряд данных свидетельствует о том, что оба комплекса дайковых серий могли быть сформированы в единой структуре задугового палеобассейна. К таким данным относятся, во-первых, структурная позиция обоих комплексов - и тот и другой прорывают мантийные ультрабазиты Алучинского массива. Во-вторых, исходя из опубликованных данных по региону Марианской дуги, вещественные составы обоих изученных комплексов соотносятся между собой так же как соотносятся составы пород из разных структур Марианского Трога, отражающие его последовательную эволюцию (Gribble et al., 1996). При этом составы диабазов Алучинского массива соответствуют составам островодужных вулканитов рифтинговой стадии северной части Марианского Трога (arc-like member), а диабазы Атамановского массива – вулканитам более южных частей Марианского Трога

приближающихся по составу к N –MORB и свидетельствующих о более зрелой стадии раскрытия бассейна. Исходя из этого, можно предположить, что в средне (?) – поздне триасовое время в данном регионе существовал надсубдукционный бассейн тектоническое развитие, которого проходило по схеме подобной современной тектонической эволюции Марианского Трога.

Глава 3. ГРОМАДНЕНСКО - ВУРГУВЕЕМСКИЙ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЙ МАССИВ.

3.1. Геологическое строение

Выходы пород Громадненско-Вургувеемского массива расположены в верхнем течении реки Б. Анюй на ее правом и левом берегах. Площадь массива составляет около 500 км². В плане он имеет форму сигмоидально изогнутой линзы протяженностью около 100 км и шириной 15 км в центральной части и 2-5 км на флангах. Массив приурочен к юго-восточной оконечности ЮАС, к ее границе с Алазейско-Олойской зоной. С юга породы массива граничат с каменноугольно-пермской вулканогенно-осадочной толщей Яракваамского террейна, вместе с которой составляют ряд покровных пластин северной вергентности, надвинутых на среднеюрско-раннемеловые вулканогенно-терригенные комплексы ЮАС (Соколов и др., 2001).

Громадненско-Вургувеемский массив включает в себя несколько комплексов. *Габбровый комплекс* составляет около 90-95% площади массива. В его составе выделяются различные габброиды полосчатого облика. Преобладающим типом среди них являются средне-крупнозернистые мезо-лейкократовые габбро-нориты. Менее распространены нормальные габбро и нориты, редко встречаются анортозиты.

Комплекс меланократовых пород. Породы этого комплекса распространены крайне незначительно и составляют около 3-5 % массива. Они образуют тела линзовидной или изометричной формы протяженностью от 30 до 500 м при ширине не более 10-15 м. В составе этих тел выделяются различные породы, сложенные оливином, плагиоклазом, клинопироксеном в разных соотношениях: плагиоклазовые дуниты, амфиболизированные верлиты, плагиоверлиты, троктолиты, оливковые габбро.

В структуре массива наблюдаются два пространственно разобщенных дайковых комплекса. Первый комплекс вскрывается на левом борту реки Коральвеем (Коральвеемский комплекс), вблизи устья реки Яковеем.. Его обнаженная часть протягивается вниз по течению р.Коральвеем более чем на 2 км. Здесь плутонические породы Вургувеемских офиолитов прорваны многочисленными дайками диабазов, андезитов и дацитов. В верхней части разреза дайкового комплекса встречаются тела

вулканокластических пород. Среди даек наблюдаются скрины габбро. Коральвеевские дайки занимают пограничное положение между габброидами массива и расположенным южнее и структурно выше островодужным вулканогенным комплексом, позднепалеозойского комплекса Яракваамского субтеррейна.

Возраст позднепалеозойского комплекса определен на основании фаунистических данных и соответствует раннему карбону - перми (Шеховцов и др. 2002). Слагающие его эффузивы близки по составу к описанным дайкам (Бондаренко, 2004), что позволяет рассматривать их как единый комплекс. Второй дайковый комплекс расположен в центральной части массива и был изучен в бассейне руч. Крутой. Дайки представляют собой отдельные маломощные (от нескольких см до полуметра), протяженностью не более 10 м тела, которые прорывают габброиды Громадненско-Вургувеевского массива

Изотопные датировки пород Громадненско-Вургувеевского массива

Ранее в литературе были опубликованы данные о возрасте вторичных изменений в образце плагиогранитизированного габбро (332 млн. лет, Ar-Ar метод) (Кораго, 2000). В защищаемой работе Ar-Ar методом датирования были проанализированы образцы габбро-норита, амфиболизированного верлита и мелкозернистого диабаз. Результаты приведены в табл. 3.1.

Табл. 3.1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования образцов из Громадненско-Вургувеевского офиолитового комплекса.

Образец	Измеренные минеральные фазы	Интегральный возраст (млн. лет)	Возраст плато (млн. лет)	Изохронный возраст (млн.лет)	Комментарий
периодит - габбровый (Громадненский) комплекс					
GK-983-4 Амфиболизированный габбро-норит	Вторичный амфибол	312.8 ± 15.6	312.2 ± 11.6	320.3 ± 11.1	Университет г. Фербенкс (Аляска)
GK 11-2 амфиболизированный верлит	Валовый состав	$292.7 \pm 7.8 - 201 \pm 4.7$	Не рассчитан	Не рассчитан	Университет г. Фербенкс (Аляска)
Дайковый комплекс					
GK 982-15 м.з. диабаз (р.Крутой)	Валовый состав	$244.5 \pm 2.5 - 259.6 \pm 1.5$	$264.8 \pm 3.3 - 266.9 \pm 1.6$	Не рассчитан	Университет г. Фербенкс (Аляска)

3.2. Вещественный состав пород и минералов

3.2.1. Плутонический (ультрабазит-габбровый) комплекс

Общими свойствами всех изученных пород являются высокое содержание Al_2O_3 и низкие содержания TiO_2 , MnO , P_2O_5 , а также низкая щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,01\text{--}2,5$ мас.%). На петрохимических диаграммах в координатах $\text{Mg}^\# - \text{SiO}_2$, $\text{Mg}^\# - \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Mg}^\# - \text{CaO}$ и $\text{Mg}^\# - \text{TiO}_2$ ($\text{Mg}^\# = 100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^*)$) исследуемые породы обнаруживают систематическое различие и распадаются на две группы, соответствующие выделенным петрографическим типам. При этом величина магнезиальности для пород первой группы составляет $\text{Mg}^\# = 42 - 22,79$, а для пород второй группы - $\text{Mg}^\# = 70,43 - 52,75$. Наиболее яркой петрохимической чертой габброидов Громадненско-Вургувеевского массива является их низкая титанистость, что позволяет уверенно отличить их от габброидов СОХ и относить к надсубдукционной магматической ассоциации.

Изученные габброиды характеризуются низким суммарным содержанием РЗЭ и слабой степенью фракционирования в области средних и тяжелых элементов, что сближает эти породы с интрузивными комплексами офиолитов, сформированными в надсубдукционной обстановке. Напротив, океанические габброиды отличаются более высоким уровнем накопления РЗЭ.

Примечательно, что в габброидах Громадненско-Вургувеевского массива наблюдаются определенные закономерности в распределении ЛРЗЭ. Во-первых, габбро-нориты первой группы в координатах $\text{TiO}_2 - (\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}$ занимают промежуточное положение между полями бонинитового и островодужного толеитового габбро дуги Тонга, при этом частично попадают в поле толеитовых габбро и отличаются от них меньшей титанистостью.

Породам этой группы свойственны как повышенные значения $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}} = 1,74$ (близкие к наименьшим значениям этого параметра в оливинсодержащих породах второй группы $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}} = 2,12$), так и пониженные - $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}} = 0,74$ (соответствующие таковым в плутонических частях офиолитов, в формировании которых принимали участие надсубдукционные толеитовые расплавы, обедненные ЛРЗЭ).

Во-вторых, оливинсодержащие породы второй группы обнаруживают существенно более высокие отношения $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}} = 2,12 - 6,83$, по сравнению с габбро-норитами первой группы $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}} = 0,7 - 1,74$, и по этому параметру сопоставимы с бонинитовыми габбро желоба Тонга. При этом самое высокое значение отношения $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}} = 6,83$ установлено для образца амфиболизированного верлита. Точка состава этого образца находится за

пределами бонинитового поля, но лежит на его продолжении в области малых концентраций титана. Установленные вариации в содержаниях ЛРЗЭ при общем низком уровне накопления РЗЭ характерны для надсубдукционных комплексов, в частности для бонинитовых серий (Кепижинскас, 1991; Злобин, Закариадзе, 1993).

3.2.2. Дайковый комплекс

Дайки р. Коральвеем характеризуются низкими и умеренными содержаниями TiO_2 (0,4 – 1,4 мас. %), низкими содержаниями Cr (40-60 г/т) и Ni (30-40 г/т). Суммарное содержание РЗЭ в диабазах и базальтах составляет около 10 хондритовых норм. Наблюдается преобладание ЛРЗЭ ($\text{La} + \text{Sm} + \text{Yb} = 9,6 - 11,6$ г/т, $\text{La/Yb} = 1,9 - 2,3$), а в образце дацита $\text{La} + \text{Sm} + \text{Yb} = 17,8$ г/т и $\text{La/Yb} = 2,6$. На многоэлементном графике спектры всех изученных образцов из даек Громадненско-Вургувеемского массива демонстрируют островодужную природу с соответствующим повышенным содержанием легких литофильных элементов и пониженным содержанием высокочarged элементов. Наблюдаются характерные для пород островодужного генезиса отрицательные аномалии Ta, Nb, Ti, Zr. Таким образом, дайковый комплекс Громадненско-Вургувеемского массива был сформирован в островодужной геодинамической обстановке.

Петрохимические составы образцов из даек руч. Крутой разделяются на две группы, одна из которых близка к составам Коральвеемских даек. Другая группа характеризуется повышенными концентрациями глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,07 - 17,6$ мас %) и кальция ($\text{CaO} = 10,1 - 12,67$ мас %). По характеру распределения РЗЭ диабазы из даек руч. Крутой образуют две группы. Одна из них имеет характер распределения РЗЭ близкий к Каральвеемским диабазам с общим уровнем содержаний ($\text{La} + \text{Sm} + \text{Yb} = 8,8 - 10,1$ г/т), и повышенными концентрациями ЛРЗЭ по отношению к средним и тяжелым: $(\text{La/Sm})_{\text{cn}} = 0,9 - 1,2$ и $(\text{La/Yb})_{\text{cn}} = 1,22 - 1,66$. Вторая группа образцов характеризуется низкими суммарными концентрациями РЗЭ ($\text{La} + \text{Sm} + \text{Yb} = 4,4 - 6,5$ г/т) и обеднением ЛРЗЭ и равномерным распределением средних и тяжелых РЗЭ ($(\text{La/Sm})_{\text{cn}} = 0,55-0,73$, $(\text{La/Yb})_{\text{cn}} = 0,5 - 0,92$). Подобный характер распределения РЗЭ сближает форму спектров для этих образцов со спектром расплавов типа N-MORB.

3.3. Интерпретация геохимических данных и геодинамические следствия

Полученные данные позволяют сделать вывод об участии в строении интрузивного комплекса Громадненско-Вургувеемского массива двух групп пород, обладающих геохимическими чертами как островодужного толеитового, так и бонинитового магматизма. Первой группе, представленной габбро-норитами, свойственны геохимические признаки, характерные как для бонинитов, так и для островодужных

толеитов. Среди этих пород, возможно, присутствуют гибридные разновидности, образованные за счет взаимодействия различных по степени обогащения продуктов плавления единого магматического источника. Во второй группе оливинсодержащих пород бонинитовые признаки выражены наиболее ярко: повышенная магнезиальность, крайне низкие содержания титана и РЗЭ, U-образная форма распределения спектров РЗЭ и других элементов-примесей. Параметры состава клинопироксенов подтверждают выводы, сделанные на основании геохимических данных о составе пород. На дискриминантных диаграммах (Вессалува et al., 1989) все изученные клинопироксены попадают в поле островодужных составов: преимущественно в поле бонинитов и частично в поле островодужных толеитов.

Сопоставление данных по содержанию главных и редких элементов в плутонических породах Громадненско-Вургувеевского массива позволяет высказать предположение о генетической связи между двумя выделенными группами пород. Это подтверждается конформностью спектров распределения элементов-примесей в габброидах обеих групп и их, U-образной формой, типичной для продуктов плавления в очагах бонинитового магматизма. Таким образом, есть основания считать, что все петрографические типы выделенные в составе плутонического комплекса Громаднинско-Вургувеевского массива были сформированы в ходе эволюции магматических расплавов, отделившихся от общего магматического источника.

Коральвеевские диабазовые дайки представляют собой типичные островодужные толеиты. Эти породы были сформированы на фундаменте надсубдукционного плутонического перидотит-габбрового комплекса Громадненско-Вургувеевского массива и, вероятнее всего, вместе с вышележащей вулканогенной толщей представляют собой раннекаменноугольный – пермский островодужный комплекс Яракваамского террейна. В составе диабазовых даек руч. Крутой наблюдаются черты как островодужных, так и океанических характеристик. Они образуют отдельные мелкие тела (рои, трещинные излияния) имеют позднепермский возраст и, вероятнее всего, свидетельствуют о начале процессов раскола (рифтинга) островной дуги ведущего к образованию задугового бассейна.

Глава 4. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОФИОЛИТОВ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ

Новые геохронологические данные, свидетельствующие о позднепалеозойском и раннемезозойском возрасте надсубдукционных офиолитов Алучинского и Громадненско-Вургувеевского массивов позволяют рассматривать их в едином ряду островодужных

террейнов Алазейско-Олойской зоны. К этому надо добавить отсутствие, предполагавшейся ранее (Натальин, 1984; Парфенов, 1984 и др.) генетической и временной связи с базальт-кремнистой ассоциацией ЮАС (Быстрянский комплекс), которая имеет байос-киммериджский возраст (Sokolov et al, 2002, 2009). Отнесение офиолитов к Яракваамскому террейну диктуется также их структурным положением. Алучинские офиолиты простираются перпендикулярно структурам ЮАС и находятся в ассоциации с палеозойскими островодужными комплексами Яракваамского террейна. Громадненско-Вургувеемский массив надвинут на структуры ЮАС, сложенные Южно-Гремучинским (аккреционная призма) и Быстрянским (океаническая кора) комплексами. Принадлежность офиолитов Яракваамскому террейну по-иному раскрывает его геологическую историю и тектоническую эволюцию конвергентной границы Северо-Азиатского континента и Прото-Арктического океана.

Не позднее среднего карбона в океаническом бассейне (Прото-Арктический океан) закладывается энсиматическая островная дуга. Ее первая фаза представлена островодужными габброидами Громадненско-Вургувеемского массива, метаморфизм которых произошел на рубеже башкирского и московского ярусов карбона.

В позднем карбоне-ранней перми в фундаменте формируются интрузивные тела бонинитового генезиса, появляются дайковые островодужные серии, прорывающие габброиды, и собственно островодужные вулканиты Яракваамского террейна.

Единственными датированными интрузивными породами Алучинского массива являются кумулятивные габбро, возраст которых согласно приведенным выше данным составляет 280-265 млн. лет (нижняя – верхняя пермь). Мантийные ультрабазиты Алучинского массива имеют гетерогенную природу. Наличие в составе Алучинского массива океанических, переходных и островодужных реститовых ультрабазитов позволяет рассмотреть их тектоническую эволюцию в рамках модели предложенной для детально изученных современных надсубдукционных систем: Идзу-Бонин-Марианской и Южно-Сандвичевой (Pearce et al. 2000). В допермское время существует океанический бассейн в котором в обстановке СОХ формируются абиссальные перидотиты (первый тип), представленные в секторе реки Антипиha. В раннем карбоне в бассейне начинаются субдукционные процессы. В островодужной обстановке происходит повторное плавление абиссальных перидотитов с образованием расплавов типа островодужных толеитов или бонинитов. В результате этого процесса формируются истощенные реститы второго типа, представленные гарцбургитами правобережного сектора. В этой же обстановке в результате взаимодействия новообразованных расплавов с абиссальными перидотитами

первого типа формируются переходные гарцбургиты третьего типа представленные в секторе реки Антипи́ха. Кристаллизация островодужных расплавов в коровых камерах приводит к формированию нижнекорового расслоенного комплекса, породы которого присутствуют как в правобережном секторе, так и в секторе реки Антипи́ха. Дальнейшая тектоническая эволюция Алучинского комплекса связана с продолжением надсубдукционных процессов в мезозое. В поздне триасовое время продолжают генерироваться островодужные расплавы, которые интродуцируют ультрабазиты и образуют дайковую серию Алучинского массива. В поздне триасовое время происходит структурная перестройка, которая приводит к раскрытию задугового бассейна и формированию дайковых серий обладающих преимущественно геохимическими чертами N-MORB, которыми в настоящее время сложен Атамановский массив. Обобщая данные, изложенные выше нужно отметить, что Алучинские и Громадненско-Вургувеевские офиолиты формировались практически синхронно и вероятно представляют собой фрагменты единой позднепалеозойской надсубдукционной системы. Они находятся в тесной пространственной, временной и генетической связи (обоснованной для пород Громадненско-Вургувеевского массива) с позднепалеозойскими вулканитами Яракваамского террейна и вероятно являются частью его фундамента. Таким образом, эволюция описываемых офиолитовых комплексов связана с развитием Алазейско-Олойской островодужной системы. В свете новых данных тектоническая эволюция этой системы может быть представлена следующим образом.

В позднем палеозое (ранний?-средний карбон) в Прото-Арктическом океане закладывается конвергентная граница, которая вплоть до начала позднего триаса развивается по типу современных западно-тихоокеанских окраин. В предпоздне триасовое время, образовавшиеся комплексы объединяются в общую структуру и образуют фундамент, на котором в позднем триасе-средней юре формируются вулканогенно-терригенные комплексы Алазейско-Олойской островной дуги. В средней юре в результате процессов амальгамации Алазейско - Олойская дуга входит в состав Колымо-Омолонского супертеррейна. В поздней юре-раннем мелу в результате коллизионных процессов происходит закрытие Прото-Арктического океана. Вулканогенно-терригенные комплексы этого возраста образуются в остаточном Южно-Ануйском бассейне (Соколов, 2010).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования получены новые данные, о строении, возрасте и составе офиолитовых комплексов западной Чукотки, которые позволили

ответить на ряд дискуссионных вопросов о тектонической истории региона. Изучение офиолитов позволило получить данные о широком распространении в южном обрамлении ЮАС различных геодинамических комплексов позднепалеозойско-мезозойской конвергентной границы, что в свою очередь свидетельствует о зрелости океанического бассейна, в котором они были сформированы. Конвергентная граница, частью которой являются изученные офиолиты Яракваамского террейна в позднем палеозое - позднем триасе отделяла Сибирский континент и структуры его обрамления от расположенного к северу (в современных координатах) Прото-Арктического океана.

Список основных публикаций по теме диссертации:

Статьи:

1. Ганелин А.В., Пейве А.А. Геодинамическая обстановка формирования офиолитов Ганычаланского террейна (Корякское нагорье). Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный Мир, 2001. С. 215-230.
2. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Анхойской сuture (Западная Чукотка). //Докл. РАН. 2001. Т.376. №1. С. 80-84
3. Sokolov S.D., Bondarenko G.E., Morozov O.L., Shekhovtsov V.A., Glotov S.P., Ganelin A.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R. South Anyui suture, northeast Arctic Russia: Facts and problems // Geological Society of America. Special Paper 360. 2002. P. 209-224.
4. Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Лейер П., Хоуреген Дж. Дайковые серии в офиолитах Южно-Анхойской сuture (палеогеодинамические аспекты формирования) //Докл. РАН. Т. 388, № 4. 2003 С.521-525.
5. Оксман В.С., Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Силантьев С.А. Офиолитовые пояса арктических регионов верхояно-чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 62-75.
6. Ганелин А.В., Силантьев С.А. Габброиды Громадненско-Вургувеевского перидотит – габбрового массива (Западная Чукотка) и их геодинамическая интерпретация // Докл. РАН, Т.394. N 2. 2004. С. 225-228.
7. Ганелин А.В., Силантьев С.А. Вещественный состав и геодинамические условия формирования интрузивных пород Громадненско – Вургувеевского перидотит-габбрового массива. Западная Чукотка // Петрология. 2008. Т. 16. №6. С. 606-626.
8. Ганелин А.В. Геохимия и геодинамическое значение дайковых серий Алучинского офиолитового комплекса (Верхояно-Чукотская складчатая область, северо-восток России) // Геохимия. 2011. № 7. 690-712
9. Ганелин А.В., Соколов С. Д., Лэйер П., Симонов В.А. Новые геохронологические данные о возрастах офиолитовых комплексов Западной Чукотки. // Доклады РАН. 2013. № 1. с. 60-64.
10. Sokolov S.D., Ganelin A.V., and Layer P. Ophiolites of the South Anyui suture: tectonic position, age, and geodynamic setting. The Island Arc (in press).
11. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Тучкова М.И., Ганелин А. В., Лэйер П. Тектоника Южно-Анхойской сuture. // Геотектоника (в печати).
12. Sokolov S.D., Ledneva G.V., Tuchkova M.I., Luchitskaya M.V., Ganelin A.V., and Verzhbitsky V.E. // ICAM VI: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI. Fairbanks,

Тезисы и материалы совещаний

13. **Ганелин А.В., Силантьев С.А., Базылев Б.А.** Состав и палеогеодинамические аспекты формирования офиолитов Южно-Анжуйской сутуры (Северо – Восток России). Материалы VII Междунар. конф. по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. М. 2001.
14. **Ганелин А.В., Силантьев С.А.** Геохимические типы базитовых комплексов в офиолитах Южно-Анжуйской сутуры. Материалы XII годовичного собрания Северо-Восточного отделения ВМО. Магадан, 2003. 125-126.
15. **Ганелин А.В.** Состав и геодинамическая обстановка формирования Атамановского перидотит-габбрового массива (Западная Чукотка). Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы молодежной школы-конференции XXXVII Тектонического совещания. М. 2004. С. 15-19
16. **Ганелин А.В., Силантьев С.А.** Геохимические особенности и геодинамические аспекты формирования офиолитов Южно-Анжуйской сутуры (Западная Чукотка). Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX тектонического совещания. М. 2006. ГЕОС. С.122-125.
17. **Ganelin A.V., Silantsev S.A.** Geochemistry and geodynamic setting of the Gromadnensk-Vurguveem peridotite – gabbro massif (South Anyui suture, western Chukotka). Japanese – Russian Ophiolite Symposium, 4 Mar 2006. ORI-UT. Tokyo. (Abstract).
18. **Ganelin A.V.** Ophiolites of west Chukotka: fragments of a Paleozoic – early Mesozoic convergent margin. Abstracts of the Russian – Japanese workshop symposium “Ophiolites and related complexes: significance for geodynamic interpretations”. June 15-16, Moscow. 2010. P.10.
19. **Ганелин А.В.** Дайковые серии Алучинского офиолитового комплекса (Верхояно-Чукотская складчатая область) и их геодинамическая интерпретация. Материалы XLIII тектонического совещания. М. ГЕОС. 2010. С.143-147.
20. **Ganelin A.V.** Two types of the daikes suites of the Aluchin ophiolates complex (Western Chukotka). Geochemistry and geodynamical position. Japanese-Russian workshop symposium “Northern Pacific-Rim Ophiolites and their Ocean-Floor Analogues”. Centre for Northeast Asian Studies, Tohoku University, February 7-10, 2011.