

На правах рукописи

КРАСНОВА Елизавета Андреевна

**Магматическая и метаморфическая эволюция мантийного
субстрата литосферы северо-западной части Тихого океана**

Специальность 25.00.09 – геохимия,
геохимические методы поисков полезных ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Москва - 2014

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Ордена Ленина и Ордена Октябрьской Революции Институт геохимии и аналитической
химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН)

Научные руководители:

Силантьев Сергей Александрович

доктор геолого-минералогических наук,
главный научный сотрудник ГЕОХИ РАН
(г. Москва)

Портнягин Максим Владимирович

кандидат геолого-минералогических наук,
доцент РАН, старший научный сотрудник
ГЕОХИ РАН (г. Москва)

Официальные оппоненты:

Перцев Алексей Николаевич

доктор геолого-минералогических наук,
заведующий лабораторией ИГЕМ РАН
(г. Москва)

Пейве Александр Александрович

доктор геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник ГИН РАН
(г. Москва)

Ведущая организация:

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова, геологический
факультет

Защита состоится « 5 » ноября 2014 г. в 11 часов 00 минут на заседании
Диссертационного совета Д 002.109.02 при Институте геохимии и аналитической химии им
В.И. Вернадского РАН по адресу: 119991, ГСП-1, Москва, ул. Косыгина 19.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ГЕОХИ РАН по адресу 119991, ГСП-1,
Москва, ул. Косыгина 19

Автореферат разослан « » октября 2014 г.

Отзывы на автореферат в двух экземплярах, заверенные гербовой печатью, просим
отправлять ученому секретарю диссертационного совета (dissovetal@geokhi.ru)

Ученый секретарь
диссертационного совета



Мигдисова Н.А.

Введение

Актуальность темы исследования

Изучение магматизма Мирового океана необходимо для реконструкции состава и эволюции мантии Земли, процессов образования океанической литосферы и рециклинга и баланса вещества между оболочками Земли. Природа и условия образования океанического фундамента северо-западной части Тихого океана и его геологическая история до сих пор остается практически неизученной. Современные представления о геологической эволюции литосферы этой части Мирового океана базируются на анализе существующих геофизических данных и описании керна осадков, полученного при глубоководном бурении (Erickson and Grim 1969; Grim and Erickson 1969; Fullam, Supko et al. 1973; Rea and Dixon 1983; Lonsdale 1988). Данные по составу и возрасту изверженных пород этой части Тихого океана были получены только для подводных гор Императорского хребта (Hauri, 1996, Keller et al., 2000, Duncan, Keller, 2004, Frey, et al., 2005, Portnyagin et al., 2008). Данная работа была направлена на получение первых данных о составе и условиях образования абиссальных перидотитов северо-западной части Тихого океана, получение данных о возрасте ассоциирующих вулканических пород и разработке вероятной геодинамической модели формирования литосферы.

Цель и задачи исследования

Главная цель работы состояла в реконструкции петролого-геохимических условий образования абиссальных перидотитов северо-западной части Тихого океана, входящих в состав хребта Стелмейт, и оценке вероятного возраста образования этих и ассоциирующих вулканических пород. Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Детальное петролого-геохимическое изучение пород, включающее определение содержания главных и рассеянных элементов в валовых составах пород, их изотопный состав, состав первичных минералов
2. Реконструкция первичных типов пород, условий их мантийного плавления и взаимодействия с просачивающимися расплавами и характеристика геодинамического режима образования мантийных перидотитов древней литосферы северо-западной части Тихого океана.
3. Характеристика постмагматического преобразования пород на основе оценки параметров океанического метаморфизма и низкотемпературного выветривания.
4. Определение возраста океанического фундамента северо-запада Тихого океана методами изотопной геохимии.

Фактический материал

В основу работы положены образцы, отобранные в 2009 году в ходе рейса SO201-1b НИС «Зонне» в рамках российско-германского проекта KALMAR. Изученная коллекция включала 14 образцов метаморфизованных мантийных перидотитов. Дополнительно был изучен один образец диорита, драгированный на юго-восточном фланге хребта Стелмейт.

Выводы диссертации базируются на данных петрографического, минералогического и геохимического исследований, а также на данных геохимического моделирования

процессов мантийного плавления, взаимодействия пород и расплавов и низкотемпературного преобразования пород.

Личный вклад

1. Подготовка каменного материала для изготовления прозрачно-полированных шлифов и проведения геохимических анализов;
2. Отбор мономинеральных фракций и изготовление препаратов для микрозондового анализа;
3. Проведение петрографического описания пород;
4. Проведение микрозондового анализа содержания главных элементов в минералах изученных образцов;
5. Проведение анализа содержаний элементов-примесей в минералах методом индукционной связанной плазмы с лазерной абляцией;
6. Моделирование процессов плавления мантийных перидотитов и процесса их низкотемпературного изменения;
7. Rb-Sr изотопное датирование пород хребта Стелмейт;
8. Систематизация и сравнение полученных результатов с литературными данными.

Структура работы

Диссертация состоит из 8 глав. Глава 1 включает введение, цели и задачи исследования. Глава 2 посвящена геологическому положению исследуемого объекта и обзору существующих сведений из предшествующих работ. В главе 3 рассматриваются методы исследования. В главе 4 описываются полученные петрологические и минералогические данные. Глава 5 посвящена петролого-геохимическому моделированию содержания первичных минералов изученных образцов. Глава 6 включает описание постмагматических процессов изменения перидотитов хребта Стелмейт и результаты термодинамического моделирования их низкотемпературного выветривания. Глава 7 содержит данные изотопной геохимии пород хребта Стелмейт. Заключительная глава 8 резюмирует полученные данные и включает предлагаемую геодинамическую модель образования ультраосновных пород хребта Стелмейт.

Приложения к работе включают фотографии шлифов, список сокращений, таблицы с составами пород и минералов. Материал работы изложен на 189 страницах, проиллюстрирован 45 рисунком и содержит 16 таблиц. Список литературы состоит из 164 наименований.

Научная новизна

1. Получены первые геохимические данные о составе мантийных пород океанической литосферы северо-западной части Тихого океана.
2. Установлено, что лерцолиты разломной зоны Стелмейт образовались в результате 17-20% околофракционного плавления деплетированной мантии в условиях гранатовой и шпинелевой фаций глубинности.
3. Предложен метод оценки степени плавления в гранатовой фации и общей степени плавления по составу сосуществующих шпинели и клинопироксена в мантийных перидотитах.
4. Показано, что дуниты разломной зоны Стелмейт имеют магматическое происхождение и образовались в результате взаимодействия лерцолитов и магматического расплава.

5. Реконструированы основные этапы постмагматической эволюции перидотитов разломной зоны Стелмейт, включавшие серпентинизацию в условиях океанического метаморфизма и низкотемпературное выветривание в субаэральной обстановке.
6. Получены первые данные по абсолютному возрасту пород хребта Стелмейт
7. На основе петролого-геохимических данных предложена геодинамическая модель эволюции мантийных перидотитов разломной зоны Стелмейт.

Практическое значение

Работа предлагает дальнейшее развитие и совершенствование методов изучения мантийных перидотитов. Результаты проведенного исследования могут быть использованы для реконструкции истории Тихого океана и тектонических событий, сопутствовавших его геологической эволюции, а также в создании детальной геодинамической модели развития северо-западной акватории Тихого океана.

Апробация работы

Основные результаты диссертации опубликованы в 6 статьях в ведущих рецензируемых российских журналах (Петрология, Геохимия, ДАН, InteRidge News) и 17 опубликованных тезисах докладов и докладывались на российских и международных конференциях, в том числе на Рабочем совещании Russian Ridge 2009, 2011, 2013 (Москва, Санкт-Петербург); на IXX научной конференции (школа) по морской геологии 2011, Москва, Россия; на 7-ом международном совещании по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг (JKASP-2011), Петропавловск-Камчатский, Россия; на международном семинаре Statusseminar „Meeresforschung mit FS SONNE“ 2011, Ганновере, Германия; на международной школе по наукам о Земле 2013, Одесса, Украина; на AGU Fall Meeting, Сан Франциско, США; Goldschmidt Conference, Прага, Чехия; на 2-ом рабочем совещании КАЛЬМАР 2011, Трир, Германия; на IXX симпозиуме по геохимии изотопов 2010, г. Москва, Россия.

Благодарности

Автор выражает благодарность научным руководителям М. В. Портнягину и С. А. Силантьеву за руководство работой, создание условий для ее проведения, постоянную поддержку и внимание. Особую благодарность автор выражает Б.А. Базылеву, Ю.А. Костицыну, А.А. Арискину за помощь и ценные комментарии к проведенному исследованию. Автор искренне признателен коллегам по лаборатории геохимии магматических и метаморфических пород за дружескую и творческую атмосферу.

Выражаю особую благодарность Е.О. Дубининой за анализ изотопного состава кислорода и Ф. Хауфу за высококачественные определения изотопных отношений Sr, Nd и Pb. Неоценимую помощь в проведении исследований оказали М. Тёнер, Д. Гарбе-Шёнберг, У. Вестернштроер и С. Хауфф, обеспечившие безотказную работу аналитического оборудования в ГЕОМАР и Университете г. Киль. Автор выражает признательность капитану, научному коллективу и команде рейса SO201-1b НИС «Зонне» за их участие в получении коллекции образцов, положенной в основу диссертации.

Работа была выполнена в рамках российско-германского проекта KALMAR и грантов РФФИ №09-05-00008а, №. 12-05-00002а, №. 12-05-31107. Рейс НИС «Зонне» SO201-1b

и аналитические работы в г. Киль были проведены при поддержке Министерства образования и науки ФРГ (BMBF).

2. Общая постановка задачи исследования. Результаты предыдущих исследований. Геологическое положение объекта исследования

2.1 Мантийные перидотиты Мирового океана

Океаническая литосфера занимает две трети поверхности Земли, и изучение процессов петрогенезиса, сопровождающих ее формирование, является важной задачей в науках о Земле. Канонический разрез океанической коры сложен осадочным слоем (1 слой), подушечными базальтами (слой 2А), базальтами и долеритовыми дайками (слой 2Б), габбро (слой 3) и ультраосновными породами (4 слой) (Penrose, 1972, Snow, 1995). Мантийные перидотиты являются единственным прямым источником информации о вещественном составе мантии Земли. Геохимические и петрологические особенности мантийных пород, слагающих гребневую зону СОХ, изучавшиеся в разное время различными авторами (Bonatti 1978; Cannat, Bideau et al. 1992; Cannat 1993; Cannat 1996; Dosso, Bougault et al. 1999), предоставили убедительные свидетельства неоднородности вещественного состава океанической мантии и условий магмогенерации. На всем протяжении медленно-спрединговых СОХ наблюдается чередование сегментов с мощным базальтовым слоем (Пенроузский тип) и сегментов, в которых базальтовый слой редуцирован и сложен преимущественно породами габбро-перидотитовой ассоциации (Хессовский тип) (Klein, Langmuir, 1987; Bougault et al., 1988; Dosso et al., 1999; Gracia et al., 1998; Silantyev et al., 2001). Наибольшей изученностью характеризуются мантийные перидотиты Срединно-Атлантического (САХ) и Юго-Западного Индийского хребтов (ЮЗИХ). Геохимические данные о составе и условиях образования мантийных перидотитов Тихого океана крайне малочисленные и основываются на изучении шпинелевых перидотитов, сформированных в быстро-спрединговой обстановке (Восточно-Тихоокеанское поднятие) (Dick, Natland, 1996, Niu, Hekinian 1997).

2.2 Существующие сведения о строении мел-палеогенового фундамента северо-западной части Тихого океана.

Природа океанического фундамента в северо-западной акватории Тихого океана до сих пор остается практически неизученной. Питман и Хэйс (Pitman and Hayes 1968) и Гроу и Атуотер (Grow and Atwater 1970) на основании изучения характера расположения магнитных аномалий к югу от Алеутского желоба предположили существование в истории Тихого океана литосферной плиты, которая была целиком поглощена зоной субдукции, и поэтому она получила название плиты Кула (на языке гавайцев - «полностью ушедшая»). Более поздние исследования Лонсдейла (Lonsdale 1988) показали, что небольшой фрагмент плиты Кула и 75 км отрезок палео-рифта Кула-Пацифик сохранились в северо-западной части Тихого океана, примыкающей к западной части Алеутской дуги к северу от подводных гор Императорского хребта. Палео-рифт Кула-Пацифик расположен перпендикулярно Алеутскому желобу и ограничен с юга разломной зоной Стелмейт, выраженной морфологически в виде поперечного хребта (рис. 1). Согласно палеомагнитным данным асимметричный

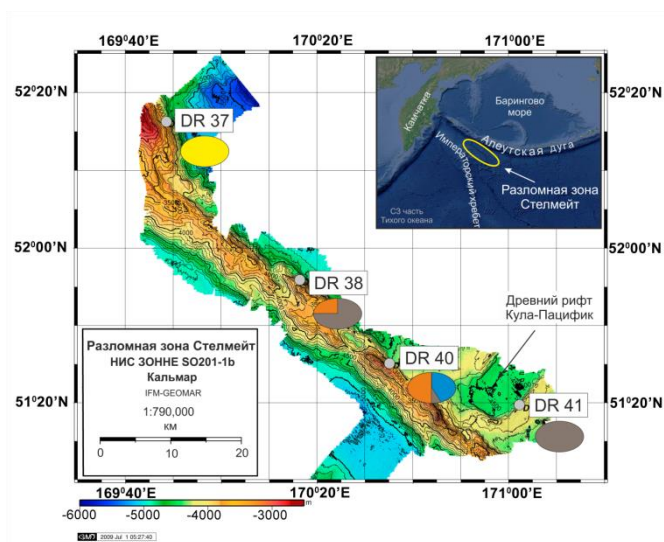


Рис. 1 Карта рельефа океанического дна и местоположения станций драгирования НИС «Зонне» в районе палео-трансформного разлома Стелмейт. Цветом обозначены типы драгированных пород: желтым – перидотиты, оранжевым – долериты, коричневым – базальты, синим – габбро. Изученные в этой работе перидотиты были драгированы на станции DR37 в северо-западной части хребта. По данным многолучевой батиметрической съемки НИС «ЗОННЕ» в ходе рейса SO201-1b (Sonne 2009).

проекта KALMAR. В результате проведенных работ вдоль простирания хребта Стелмейт на пяти станциях было проведено драгирование, в результате которого были подняты породы, представляющие полный разрез океанической литосферы канонического (Пенроузского) типа и включающие мантийные перидотиты (DR37), базальты, долериты (DR38), габбро, долериты, базальты (DR40), базальты (DR41) и габбро, долериты, базальты и диориты (DR7) (Sonpe 2009). Станция DR37, где были подняты перидотиты, изученные в данной работе, находится на северо-западном окончании хребта Стелмейт, имеющем сложное тектоническое строение и возможно включающем литосферный блок верхнемелового возраста согласно интерпретации сделанной в работе (Lonsdale 1988).

3. Методы исследования

3.1 Аналитические методы

3.1.1 Методы валового анализа пород

Содержания главных элементов были получены методом рентгенофлуоресцентного анализа в аналитической лаборатории ACME-Labs (Ванкувер, Канада). Для определения содержания рассеянных элементов в породах был проведен анализ методом масс-спектрометрии индукционно-связанной плазмы (Inductively coupled plasma mass-spectrometry, ICP-MS) в Институте Наук о Земле при Университете им. Христиана-Альбрехта (г. Киль, ФРГ).

3.1.2 Методы локального анализа минералов

спрединг в рифтовой зоне Кула-Пацифик прекратился около 43 млн. лет назад (Lonsdale 1988). По своей морфологии этот хребет аналогичен поперечным хребтам, простирающимся параллельно смежным трансформным разломам в современных океанических бассейнах (например, разломные зоны Вима и Романш, ассоциирующие с медленно-спрединговым Срединно-Атлантическим хребтом) и образованными в результате тектонического поднятия океанической литосферы вдоль трансформного разлома (Bonatti 1978; Bonatti et al. 2005).

2.3. Геологическое положение объекта исследования

Объектом исследования данной работы стали породы хребта Стелмейт. Драгирование на хребте Стелмейт проводилось в 2009 году в ходе рейса SO201-1b НИС «Зонне» в рамках российско-германского

Реликты первичных минералов анализировались в прозрачно-полированных шлифах и в односторонне полированных препаратах, приготовленных из отобранных под микроскопом мономинеральных фракций. Электронно-зондовый анализ проводился в Центре изучения океана им. Гельмгольца (GEOMAR, г. Киль, ФРГ) на электронном микроанализаторе JEOL JXA 8200. Измерение содержания рассеянных элементов в пироксенах проводился в Институте Наук о Земле при Университете им. Христиана-Альбрехта (г. Киль, ФРГ) методом индукционно-связанной плазмы с лазерной абляцией. Для анализа использовались 193nm эксимерный лазер COMPeXPro™ в системе GeolasPro фирмы Coherent, совмещенный с оптическим микроскопом Olympus, и квадрупольный спектрометр индукционно-связанной плазмы Agilent 7500с. Все образцы и стандарты анализировались по аналогичной процедуре, которая включала измерение фона в течение 20 сек и анализ образца в течение 60 сек. Диаметр лазерного пучка составлял 50 микрон, энергия 10 J/cm², частота импульсов 10 Hz. В качестве референсного изотопа использовался ³⁰Si.

3.1.3 Методы изотопной геохимии

Изотопный анализ кислорода проведен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН методом фторирования с применением лазерного нагрева (Sharp 1990). Анализ изотопного состава Sr, Nd и Pb (последний, с использованием метода двойного разбавления) в исследуемых образцах был проведен в научном центре ГЕОМАР в г. Киль (ФРГ). Анализ изотопного состава Rb и Sr в диоритах проводился в ГЕОХИ РАН в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии.

3.2 Моделирование

Использовалась модель критического немодального плавления исходной четырех фазовой ассоциации оливин-клинопироксен-ортопироксен-шпинель для низкобарных условий и оливин-клинопироксен-ортопироксен-гранат для высокобарных условий (Shaw 1970; Johnson et al. 1990; Sobolev and Shimizu 1993; Zou 1998). Химический состав модельного мантийного источника принимался соответствующим деплетированной мантии (DMM, Salters and Stracke 2004), а его минеральный состав и реакция плавления были взяты из работы (Zou 1998; Brunelli et al. 2006). Степень частичного плавления в шпинелевой фации рассчитывалась по величине хромистости шпинели (Hellebrand et al. 2002).

3.2.1 Оценка общей степени плавления мантийных перидотитов по составу сосуществующих шпинели и клинопироксена

Существующие модели оценки степени плавления мантийных перидотитов (F_{sp}) основаны на составе шпинели мантийных перидотитов (Hellebrand et al. 2002).

$$F_{sp} = 10 * \ln (Cr\#Sp) + 24 \quad \{1\},$$

Эта модель не учитывают возможность начала плавления перидотитов в условиях гранатовой фации (Johnson et al., 1992; Brunelli et al. 2006). В данной работе была предпринята попытка оценки эффекта плавления в гранатовой фации на хромистость ликвидусной шпинели после перехода из гранатовой в шпинелевую фации глубинности при адиабатическом подъеме мантийного вещества.

Для оценки изменения содержания Al₂O₃ в мантийных реститах при различных степенях плавления в гранатовой фации глубинности были использованы экспериментальные данные из работы К. Херцберга (Herzberg, 2004). В интервале степеней плавления 0-12% эти данные описываются уравнением:

$$\text{Al}_2\text{O}_3 = -24.341 \cdot F_{ga}^2 - 0.5475 \cdot F_{ga} + 4.205 \quad \{2\}$$

где F_{ga} - степень плавления перидотита в гранатовой фации, Al_2O_3 - содержания Al_2O_3 в рестите (в мас.%).

Для оценки хромистости шпинели ($\text{Cr}\#\text{Sp}$) от состава перидотита в шпинелевой фации были использованы данные по валовому составу шпинелевых перидотитов и составу шпинели в них (Niu and Hekinian 1997; Baker and Beckett 1999). Уравнение имеет вид:

$$\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.3193 \cdot \text{Cr}\#\text{Sp}^{-1.033} \quad \{3\}$$

Комбинируя уравнения {2} и {3} можно оценить хромистость шпинели в мантийном перидотите после различных степеней плавления в гранатовой фации в момент перехода из гранатовой в шпинелевую фации глубинности.

$$\text{Cr}\#\text{Sp} = (-76.234 \cdot F_{ga}^2 - 1.7147 \cdot F_{ga} + 13.1694)^{-0.968} \quad \{4\}$$

Дальнейшее изменение $\text{Cr}\#\text{Sp}$ при плавлении в шпинелевой фации описывается уравнением {1} (Hellebrand et al. 2002).

Согласно полученным данным плавление в гранатовой фации оказывает небольшое влияние на хромистость шпинели (0.6 мол% на 10% плавления). В связи с этим оценки степени плавления перидотитов по уравнениям из работы (Hellebrand et al. 2002) приводят к сильной недооценке общей степени плавления, если оно начиналось в гранатовой фации. В этой работе оценка общих степеней плавления проводилась на основе анализа систематики сосуществующих шпинели и клинопироксена, позволяющей получить информацию о ранних стадиях плавления в гранатовой фации.

3.2.3 Моделирование низкотемпературных изменений

Расчеты выполнялись с помощью комплекса GEOCHEQ (Мироненко и др., 2008) по методике термодинамического моделирования с учетом кинетики растворения минералов, описанной в (Zolotov and Mironenko 2007). В качестве исходного состава серпентинита в расчетах был принят состав образца DR 37-14.

4. Геохимия и минералогия пород

4.1 Петрохимия и геохимия перидотитов разломной зоны Стелмейт

Изученная коллекция включала 13 образцов, представленных сильно измененными перидотитами. По петрографическим признакам протолита изученные породы относятся к двум группам: лерцолиты и дуниты. Лерцолиты в значительной степени серпентинизированы, дуниты серпентинизированы и окварцованы.

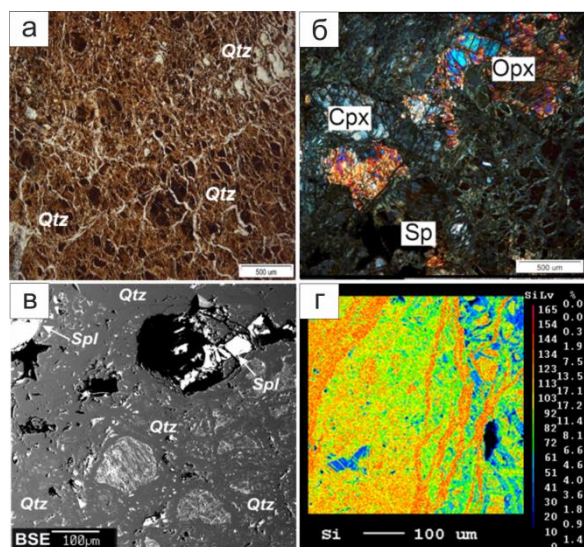


Рис. 2. Текстурные особенности перидотитов разломной зоны Стелмейт. (а) Фрагмент дунита DR37-2 (оптическое изображение в проходящем свете, параллельные николи). (б) Фрагмент лерцолита DR37-9 (оптическое изображение в проходящем свете, скрещенные николи), (в) и (г) Фрагмент дунита DR37-4 (в - изображение в отраженных электронах; г - распределение содержания Si.) В дунитах бывшие ядра оливина и жилы, секущие породу, представлены микро-кристаллическим или аморфным кварцем. Матрица представлена агрегатом кварца с примесью оксидов магния и железа.

Кварц, обнаруженный в дунитах, замещает серпентин с сохранением четко выраженной петельчатой структуры (рис. 2).

Составы главных элементов пород хребта Стелмейт приведены на рисунке 3. Окварцованные дуниты представляют отдельную группу, резко отличающуюся от типичных абиссальных перидотитов. Породы характеризуются существенно более

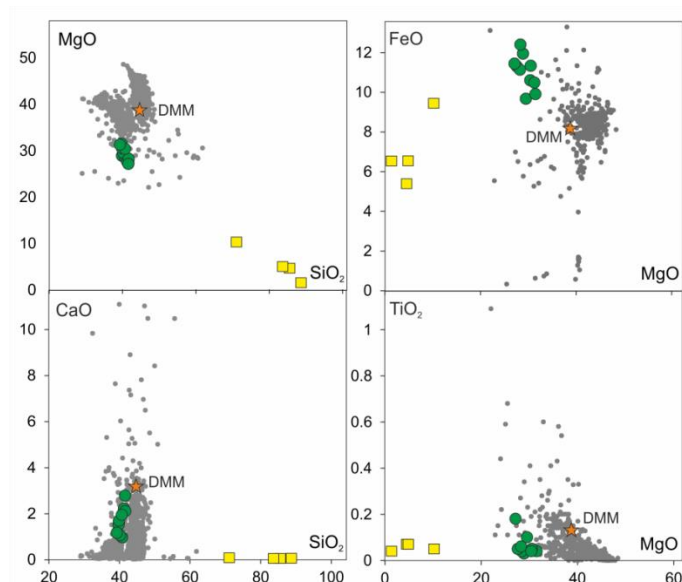


Рис. 3 Вариации содержания главных элементов в перидотитах хребта Стелмейт. Желтые кружки – окварцованные аподунитовые породы, зеленые кружки – аполерцолитовые серпентиниты, серые кружки – поле абиссальных перидотитов COX, DMM – состав деплетированной мантии.

что геохимические данные подтверждают первично дунитовую природу протолита

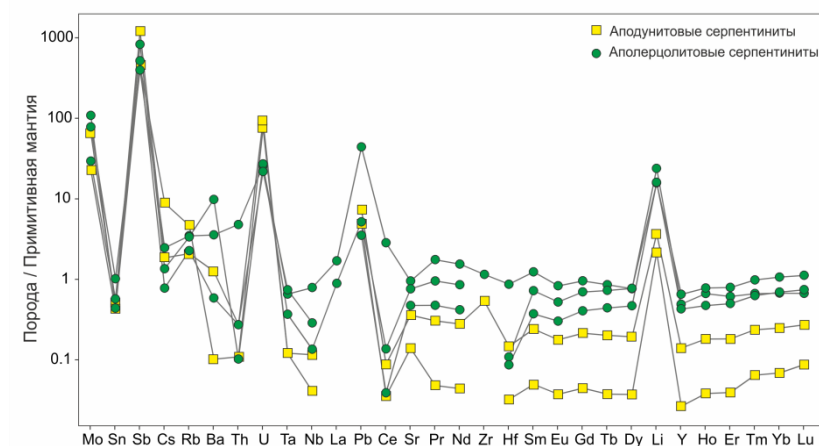


Рис. 4. Характер распределения микроэлементов в перидотитах хребта Стелмейт, нормированных на примитивную мантию (McDonough and Sun 1995).

содержаний MgO, по сравнению с перидотитами САХ (Силантьев и др., 2012). В аполерцолитовых серпентинитах наблюдаются пониженные содержания FeO (9.67-12.4

высоким содержанием SiO₂ (71.1 – 88.7 мас.%), низким MgO (1.39-10.24 мас.%), CaO (0.03-0.06 мас.%), чем серпентинизированные лерцолиты. В образце DR37-2 наблюдаются экстремально высокие содержания кремнезема и, в то же время, наиболее низкие содержания MgO (SiO₂ – 88.70 мас.%, MgO – 1.39 мас.%). Пониженные содержания MgO могли бы свидетельствовать о карбонатизации породы, но, в этом случае, было сложно объяснить столь высокие концентрации кремнезема. В работе

(Силантьев и др., 2012) была проведена оценка состава протолита окварцованных серпентинитов и было выявлено,

этих

пород. Геохимические признаки начальной стадии окварцевания проявлены также и в серпентинизированных лерцолитах, о чем свидетельствует отрицательная корреляция между содержаниями SiO₂ и MgO и отклонение составов аполерцолитовых серпентинитов в область несколько более низких

Спектры содержания микроэлементов в лерцолитах, нормированные на примитивную

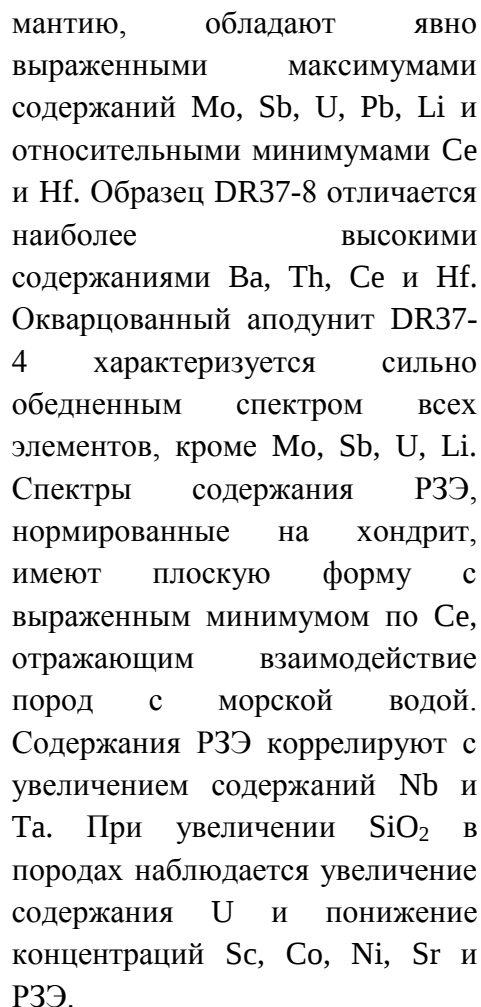
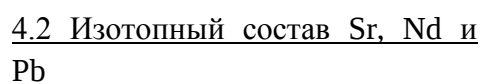


Рис. 5. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в перидотитах РЗ Стелмейт. Серое поле характеризует составы перидотитов, нормированных на возраст. Линиями показаны линии смещения деплетированной мантии ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70263$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51313$) и ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70923$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512504$), 100 млн. лет назад ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70750$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51241$) и 150 млн. лет назад ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70670$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51242$). На графике также нанесен тренд смещения серпентинизированного лерцолита DR37-14, нормированного на 100 млн. лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70784$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512529$) с не морской водой с изотопным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ выше 0.71200.



Две группы перидотитов разломной зоны Стелмейт были проанализированы на изотопный состав Sr, Nd и Pb. Лерцолиты (DR37-9, DR37-14) и дуниты (DR37-3, DR37-4) имеют близкие изотопные отношения Nd (рис. 5) в узком диапазоне значений ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512504\text{--}0.512554$; $\epsilon\text{Nd} = -2 \text{ -- } -3$). По изотопным отношениям Sr породы обеих групп имеют повышенные относительно мантийных

Рис. 6 Поведение изотопных отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в перидотитах Стелмейт. Серым цветом обозначено поле средних составов МОРБ, фиолетовым – поля районов Тихого океана, зеленым – поля районов Атлантического океана (Hart 1984; Vidal, Chauvel et al. 1984; Hamelin and Allegre 1985; Wilson 1989).

значения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708428-0.710365$) и близки к составу морской воды (современное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70923$) (рис. 5).

Измеренные изотопные отношения Pb близки для трех измеренных образцов (DR37-3, DR37-4 и DR37-9) и резко отличаются от аполерцолитового серпентинита (DR37-14). Основная группа пород имеет сильно радиогенные изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 21.02-22.33$ и умеренные значения изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.65-15.72$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.11-38.56$ (рис. 6). Образец DR37-14 имеет аномально высокие отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39.99$ и умеренные значения по $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.40$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.99$.

4.3 Изотопный состав кислорода

Изотопное отношение кислорода было померено для валового состава 4-х лерцолитов и 4-х дунитов. Аполерцолитовые серпентиниты характеризуются высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (9.0 – 10.0 ‰), сильно превышающими типичные мантийные значения (5 – 5.5 ‰). Наблюдается законо-мерное увеличение содержания SiO_2 и урана в породах с увеличением $\delta^{18}\text{O}$ вала породы. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах имеет умеренную положительную корреляцию с $\delta^{18}\text{O}$ вала породы, а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изученных образцах характеризуется строго отрицательной корреляцией с $\delta^{18}\text{O}$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в серпентинизированных абиссальных перидотитах варьируют от 0 до +10 ‰ (Agrinier, Cannat, 1997; Pore и др., 2012), в осадках - от +5 до +25 ‰, а в морских известняках наблюдаются более тяжелый кислород от +28 до +30 ‰ (Фор, 1989). Полученные изотопные характеристики кислорода в изученных серпентинитах превышают типичные значения $\delta^{18}\text{O}$ для океанических серпентинитов и близки по $\delta^{18}\text{O}$ к океаническим осадкам.

4.4 Минералогия

Первичные минералы. Главные элементы

Ассоциация первичных минералов в изученных породах представлена ортопироксеном, клинопироксеном, шпинелью, в различной степени замещенных вторичными минералами.

Клинопироксен из лерцолитов имеет умеренномагнетиальный ($\text{Mg}\# = 91.7-92.4$, где $\text{Mg}\# = 100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) и хромистый ($\text{Cr}\# = 0.12-0.16$, $\text{Cr}\# = \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$) состав, отвечающий клинопироксенам из умеренно деплетированных перидотитов COX ($\text{Na}_2\text{O} = 0.19-0.41$ мас. %, $\text{TiO}_2 = 0.06-0.15$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3.59-5.48$ мас. %, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.82-1.18$ мас. %, $\text{NiO} = 0.06-0.09$ мас. %) (рис. 7). Клинопироксен из окварцованного аподунита DR37-3 резко отличается по составу от пироксена в лерцолитах более высокой магнетиальностью ($\text{Mg}\# = 93.7$) и более высоким содержанием Na, Ti и Cr ($\text{Na}_2\text{O} = 0.85$ мас. %, $\text{TiO}_2 = 0.23$ мас. %, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1.32$ мас. %) и низким содержанием Al и Ni ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 4.65$ мас. %, $\text{NiO} = 0.06$ мас. %) (рис. 7).

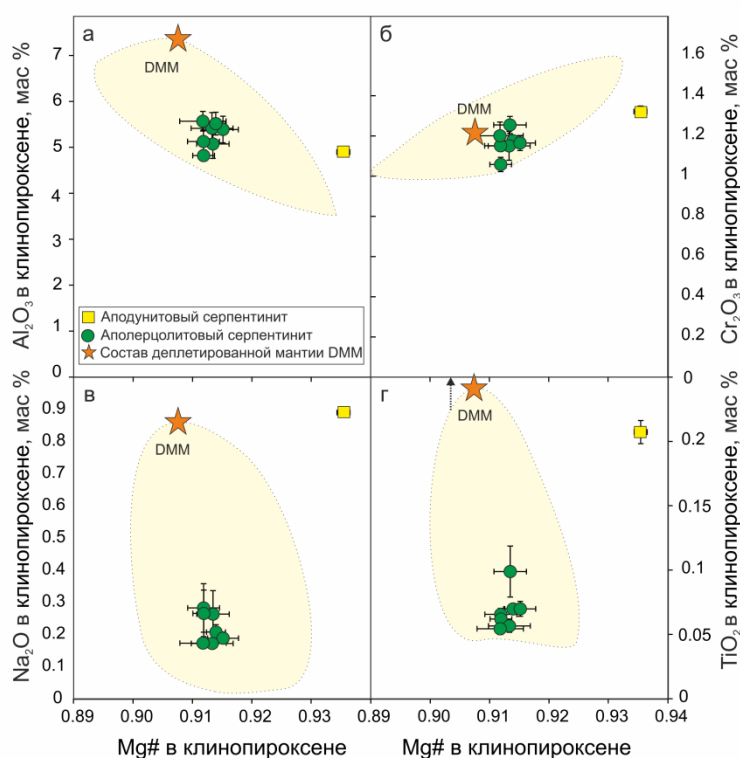


Рис. 7. Состав клинопироксена из перидотитов хребта Стелмейт. Показаны усредненные составы для каждого из изученных образцов. Поле показаны составы пироксена из абиссальных перидотитов по (Hellebrand, Snow et al. 2002, Brunelli, Seyer et al. 2006), DMM – состав деплетированной мантии (Workman and Hart 2005).

Шпинель из перидотитов разломной зоны Стелмейт характеризуется широкими вариациями состава (рис. 8). Для лерцолитов характерна умереннохромистая ($\text{Cr\#}=0.27 - 0.33$) и умеренномагнезиальная ($\text{Mg\#}=0.65 - 0.69$) шпинель с низкими содержаниями Ti ($\text{TiO}_2 = 0.04 - 0.09$ мас. %) и Fe^{3+} ($\text{Fe}^{3+\#} = 0.021 - 0.029$). Шпинель из аподунитов имеет более хромистый ($\text{Cr\#}=0.39 - 0.43$), титанистый ($\text{TiO}_2=0.19 - 0.28$ мас. %) и окисленный состав ($\text{Fe}^{3+\#} = 0.027 - 0.043$). Возрастание $\text{Cr\#}$ и содержания TiO_2 в шпинели в ряду от лерцолитов к дунитам сопровождается также повышением содержания TiO_2 и Na_2O в клинопироксене.

Первичные минералы. Элементы-примеси

Во всех лерцолитах и в одном образце дунита DR37-3 были проанализированы элементы-примеси в клинопироксенах и ортопироксенах (рис. 9). Спектры распределения элементов-примесей характеризуется относительным минимумом Zr и Y и относительным максимумом по Zn. Клинопироксен дунита DR37-3 отличается по составу от клинопироксенов лерцолитов более высоким содержанием несовместимых элементов (La – Lu) и относительными максимумами по Sr и Hf. Клинопироксены лерцолитов характеризуются широкой вариацией составов преимущественно в центральной части спектра. Спектры составов пироксенов лерцолитов закономерно изменяются от более деплетированных к обогащенным несовместимыми элементами.

Ортопироксен был проанализирован во всех образцах лерцолитов хребта Стелмейт. Полученные составы ортопироксенов варьируют в узком интервале ($\text{Mg\#}=90.3-90.9$, $\text{Cr\#}=0.10-0.12$, $\text{TiO}_2=0.02-0.05$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O}=0.01-0.025$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=3.86-4.85$ мас. %, $\text{Cr}_2\text{O}_3=0.61-0.81$ мас. %, $\text{NiO}=0.12-0.17$ мас. %). Концентрации Cr и Al в ортопироксене из лерцолитов хребта Стелмейт соответствуют составам ортопироксена из умеренно деплетированных перидотитов

Срединно-Атлантического хребта и отличаются от ортопироксена из перидотитов

Восточно-Тихоокеанского поднятия повышенным содержанием Al ($\text{Al}_2\text{O}_3=2.1-2.9$ мас. %). (Hellebrand, et al. 2002; Brunelli, et al. 2006).

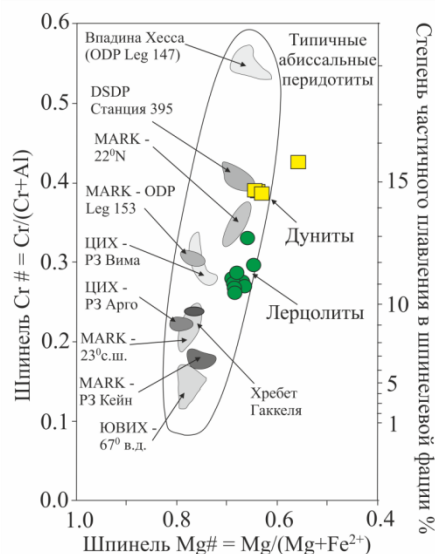


Рис. 22. Вариации содержания хромистости шпинели $Cr\# = Cr/(Cr+Al)$ и магнезиальности шпинели $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ в перидотитах разломной зоны Стелмейт. Поля составов перидотитов различных сегментов СОХ (Юго-Восточный Индийский хребет (ЮВИХ), Центральноеиндийский хребет (ЦИХ), Срединно-Атлантический хребет в районе разломной зоны Кейн (MARK)) взяты из работы (Hellebrand, et al. 2002).

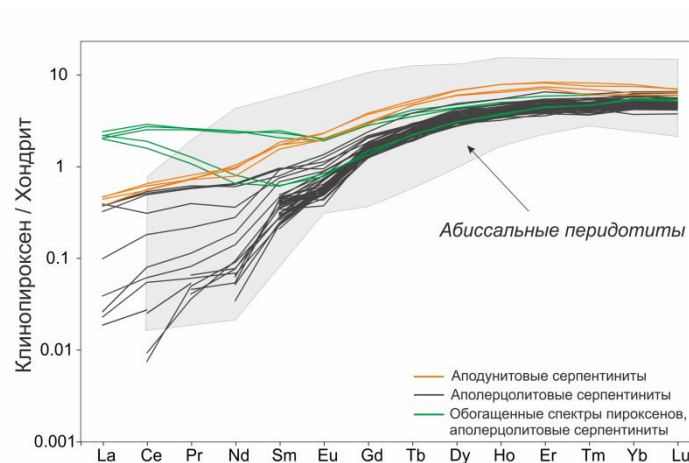


Рис. 9. Характер распределения редкоземельных элементов в клинопироксенах лерцолитов. Состав хондрита по (Anders, Grevesse, 1989).

В целом, можно выделить две группы клинопироксенов по степени обогащенности: деплетированную ($(Zr/Yb)_n = 0.001 - 0.039$, $Zr_n = 0.001 - 0.068$) и обогащенную ($(Zr/Yb)_n = 0.115 - 0.474$, $Zr_n = 0.168 - 0.893$). Проанализированные составы клинопироксенов лерцолитов сильно отличаются от клинопироксенов дунитов ($(Zr/Yb)_n = 0.207 - 0.221$, $Zr_n = 0.475 - 0.604$).

Титан хорошо коррелирует с $TP3Э$, Dy , Yb и в меньшей степени с Y . В целом, Zr характеризуется четкими корреляциями с Hf , Sm и $TP3Э$ и слабее проявленными – с $LP3Э$. Отчетливо выделяется группа составов клинопироксена с высокими содержаниями La , Ce , Nb на диаграммах с неявно выраженной корреляцией этих элементов среди других клинопироксенов. Примечательно, что наблюдаемые отклонения по составам характерны для пироксенов, проанализированных в образцах DR37-9, DR37-14, DR37-15, в которых были также обнаружены зерна пироксенов обедненного состава. Составы клинопироксенов в дунитах сильно отличаются от составов клинопироксенов в лерцолитах и преимущественно образуют узкий спектр вариаций на диаграммах.

Ортопироксен, представленный в лерцолитах, имеет преимущественно узкий спектр вариаций ($Yb_n = 0.34 - 0.89$, $Dy_n = 0.09 - 0.3$, $Zr/Y = 0.011 - 0.12$, нормированные на примитивную мантию). Среди

всех проанализированных составов ортопироксенов выделяются несколько образцов (DR37-5, DR37-6, DR37-14, DR37-15), в которых аналогично клинопироксенам были померены несколько составов зерен, отличающиеся от остальных. В перечисленных образцах были померены ортопироксены, обогащенные Zr и $P3Э$ ($Yb_n = 2.08 - 2.18$, $Dy_n = 1.41 - 1.43$, $Zr/Y = 0.37 - 0.93$).

Вторичные минералы

В исследуемых серпентинитах

хребта Стелмейт были обнаружены вторичные минералы, представленные тремолитом,

тальком, сфеном, клиноцоизитом, хлоритом, серпентинитом и кварцем. Серпентин в аполерцолитовых серпентинитах разлома Стелмейт, по параметрам состава соответствует серпентинам перидотитов внутренних океанических комплексов САХ (например, Силантьев и др., 2011) и характеризуется переменным содержанием Al_2O_3 (0.34 - 2.3 мас % и 0.95 - 3.3 мас. % в двух различных образцах) и положительной корреляцией между содержаниями железа и хлора.

Среди вторичных минералов в аполерцолитовых серпентинитах была обнаружена также смешаннослойная фаза, заместившая ортопироксен и представленная смесью талька и хлорита. В двух образцах окварцованных дунитов (DR37-3, DR37-4) было проанализировано изотопное отношение $\delta^{18}O$ в кварце (26.2 – 28.7 ‰). Результаты расчета температуры (программного комплекса GEOSCHEQ и термометров вода-кварц), равновесия изотопного состава метеорной воды и кварца показали диапазон 4 – 10° C. (Silantiev и др., 2012)

5. Магматическая эволюция шпинелевых перидотитов разломной зоны Стелмейт

5.1 Оценка скорости спрединга палеорифта Кула-Пацифик по геохимическим данным

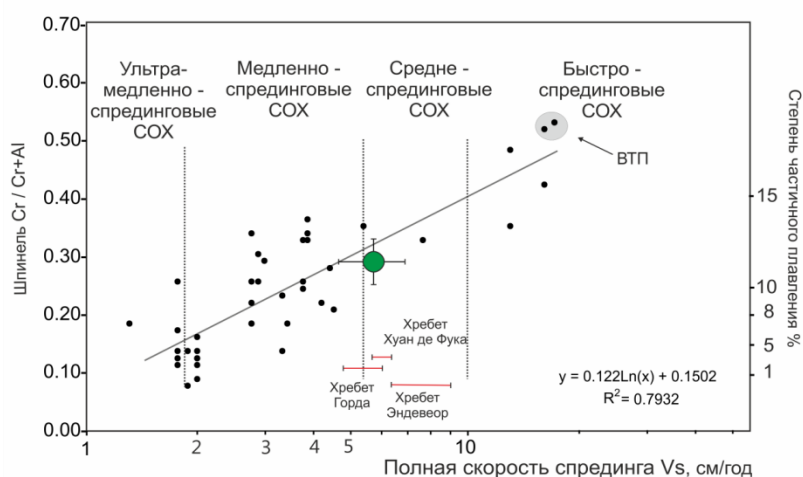


Рис. 10. Корреляция средней хромистости шпинели и полной скорости спрединга (V_s). Белым кружком отмечен средний состав шпинели из аполерцолитовых серпентинитов разломной зоны Стелмейт. Используются значения хромистости и степеней частичного плавления из (Базылев, Силантьев 2000, Klein, 2014).

по геохимическим данным хорошо соответствуют палеомагнитным данным (Lonsdale 1988), на основании которых полная скорость спрединга древнего хребта Кула-Пацифик была оценена в 6.5 см/год (около 2 см/год, в западном направлении, около 4.5 см/год в восточном).

Современные хребты Хуан де Фука, Горда и Эндевор (рис 10) располагаются в северо-восточной части Тихого океана. Они характеризуются вариациями полной скорости спрединга от 3.5 до 9 см/год и относятся к медленно и умеренно-скоростным СОХ. Полученные в работе геохимические данные по составу перидотитов и палеомагнитные данные (Lonsdale 1988) указывают на вероятное сходство в условиях спрединга при формирования перидотитов хребта Стелмейт и в спрединговых рифтах северо-восточной части Тихого океана в настоящее время.

В работе (Базылев, Силантьев 2000) были проведены оценки вариации хромистости шпинели и степени частичного плавления в зависимости от скорости спрединга. Шпинелевые лерцолиты разломной зоны Стелмейт характеризуются умеренной хромистостью шпинелида ($Cr\# = 0.26-0.33$) и соответствуют составам шпинели из перидотитов медленно/умеренно-спрединговых хребтов (рис. 10). Полученные оценки скорости спрединга по

В отличие от хребтов северо-восточной части Тихоокеанской Пацифики, Восточно-Тихоокеанское поднятие является высокоскоростным центром спрединга, что отражает асимметрию Тихого океана в отношении скоростей спрединга в настоящее время и вероятно в прошлом.

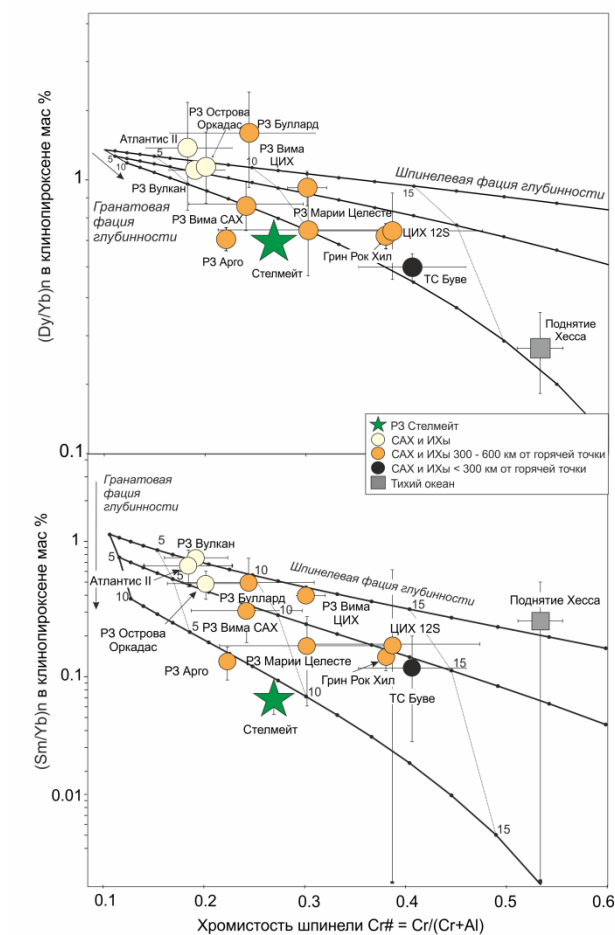


Рис. 11. Средние составы шпинели и клинопироксенов лерцолитов Стелмейт содержания титана и отношения $(Dy/Yb)_n$ относительно хромистости ($Cr\#$) сосуществующей шпинели. Средние поля составов перидотитов различных сегментов СОХ, цветом показана их близость к горячей точке. Черные – хребты, располагающиеся вблизи горячих точек, серые – хребты, располагающиеся на расстоянии 300 – 600 км и белые – хребты, на которые не оказывают влияния горячие точки. На рисунках нанесены модельные тренды рестита, образованного путем критического плавления: в шпинелевой фации глубинности и в гранатовой фации глубинности. Модельные тренды описывают многостадийное плавление: 5% и 10% плавления в гранатовой фации глубинности с последующим плавлением в шпинелевой фации глубинности.

образованы в результате существенно более высоких степеней мантийного плавления (Dick, Natland 1996; Edwards, Malpas 1996).

5.2 Петролого-геохимическое моделирование поведения петрогенных и редкоземельных элементов

С целью определения условий мантийного плавления и состава расплава, равновесного с мантийным реститом, было проведено геохимическое моделирование поведения петрогенных и редкоземельных элементов в шпинели и наиболее деплетированных клинопироксенах лерцолитов.

Как показано на рис. 11 и 12, ассоциация шпинели с $Cr\# = 0.26 - 0.30$ и клинопироксена с низкими содержаниями $TiO_2 = 0.05 - 0.07$ мас. % - не показано - и низкими $(Dy/Yb)_n = 0.62 - 0.77$ не могут быть объяснены плавлением в шпинелевой фации ни при каких степенях плавления или вариациях степени проницаемости (количества критического расплава) рестита. Эти составы могут быть объяснены моделью двухстадийного критического плавления (рис. 13), при котором 10% плавления происходит в гранатовой фации и последующие 7-10 % плавления - в шпинелевой фации. По оцененным параметрам образования лерцолиты хребта Стелмейт близки к реститогенным перидотитам

Срединно-Атлантического хребта и из разломных зон Арго и Баллард - Центрально-Индийский хребет (ЦИХ) (рис. 11), для которых предполагается значительное влияние горячих точек. Перидотиты Восточно-Тихоокеанского поднятия

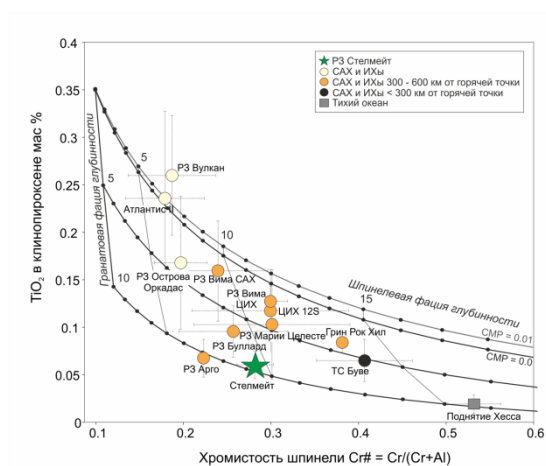


Рис. 12. Средние составы шпинели и клинопироксенов перidotитов Стелмейт содержания титана относительно хромистости ($Cr\#$) сосуществующей шпинели. Условные обозначения аналогичны рисунку 11.

перidotитов, испытывавших влияние горячих точек и имеющих признаки глубинного плавления в гранатовой фации (рис. 11). Разломная зона Стелмейт располагается в непосредственной близости (около 300 км к северо-востоку) от следа Гавайской горячей точки, подводной горы Детройт с возрастом около 100 млн. лет, относящейся к Гавайской-Императорской вулканической цепи. В связи с этим мы предполагаем, что близость Гавайского плюма могла оказывать влияние на условия мантийного плавления изученных перidotитов. Для проверки возможной генетической связи базальтов горы Детройт и перidotитов хребта Стелмейт было проведено сравнение

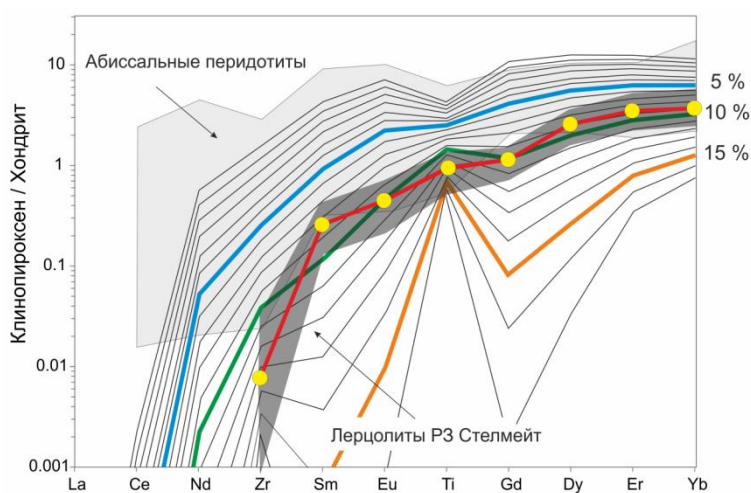


Рис. 13 Распределение содержаний РЗЭ в клинопироксенах лерцолитов (средние составы – красный спектр, общий спектр – темно-серое поле), нормализованных к хондриту (Anders, Grevesse, 1989). Модельные линии описывают фракционное плавление после 10% плавления в гранатовой фации и последующего плавления в шпинелевой фации. Цифрами обозначена степень плавления в шпинелевой фации.

5.3 Влияние Гавайского плюма на условия частичного плавления перidotитов разломной зоны Стелмейт

Изучение перidotитов и комплементарных им базальтов в работе (Dick, Bullen 1984; Dick, Fisher 1984; Michael, Bonatti 1985; Niu, Hekinian 1997) выявило четкую зависимость степени и вероятно глубины плавления рестита от расположения хребта относительно горячих точек. Повышение степени плавления рестита объясняется либо близостью к горячей точке, либо высокой скоростью спрединга (Niu, Hekinian 1997).

Составы шпинели и клинопироксена в перidotитах хребта Стелмейт располагаются в области составов

составов первичных магм базальтов Детройта и интегральных расплавов, полученных в результате плавления перidotитов Стелмейт. Полученные составы имеют большое сходство и отражают высокие степени плавления мантии, начинавшееся в условиях гранатовой фации глубинности. Это может служить дополнительным свидетельством в пользу возможной генетической связи Гавайского верхнемелового магматизма и перidotитов Стелмейт.

5.4 Реконструкция природы просачивавшихся через перидотиты расплавов

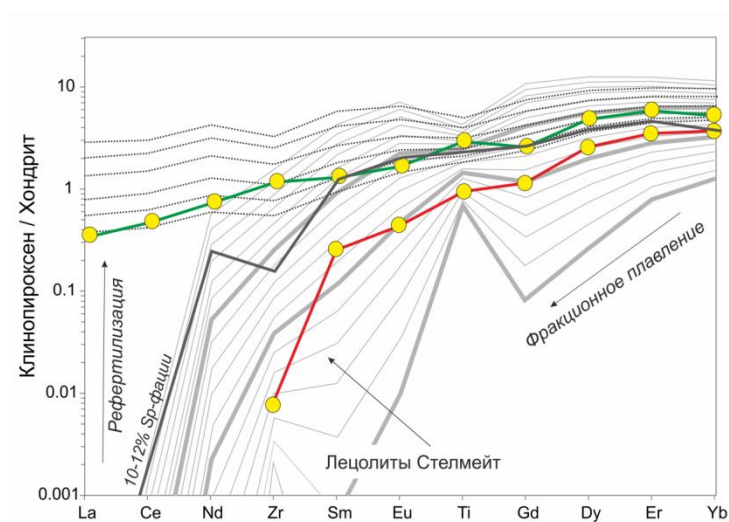


Рис. 14. Распределения содержания РЗЭ в клинопироксенах дунитах. Зеленый спектр — средние составы клинопироксенов в дунитах, красный — в лерцолитах. Пунктирные линии - модельные линии, обозначающие характер поведения РЗЭ при инфильтрации рестита расплавом. Серыми линиями показаны модельные спектры при фракционном плавлении (см. рис 13). Черный спектр обозначает состав просачивающегося расплава (после отделения от рестита в ходе 10-12% плавления в шпинелевой фации).

расплава. Были использованы формулы для расчета модельных трендов рефертилизации из работы (Hellebrand, Snow et al. 2002), состав лерцолита Стелмейт был принят за состав рестита. Составы клинопироксенов дунитов воспроизводятся модельным составом, полученным при взаимодействии лерцолита Стелмейт и малоглубинного расплава отделившегося от малоглубинный деплетированной мантии, после 10-12% плавления (рис. 14).

Таким образом, на этом этапе происходило низкобарическое взаимодействие лерцолитов с магматическим расплавом, обогащенными натрием, титаном и ЛРЗЭ, что привело к образованию реакционных дунитов. Этот процесс мог приводить к растворению пироксена в лерцолитах и к формированию сети дунитовых каналов, маркирующих пути транспорта расплава к поверхности. Таким образом, изученные дуниты следует рассматривать как магматические породы, имеющие реакционное происхождение и подвергшиеся магматической рефертилизации при инфильтрации через них расплава. Возможно, этот процесс отразился на образцах DR37-6 и DR37-14, в которых часть зерен клинопироксенов имеют U-образную форму спектров содержания РЗЭ (рис. 9), и обогащены ЛРЗЭ. Таким образом, ассоциация лерцолитов и дунитов, драгированная на хребте Стелмейт, может быть интерпретирована, как фрагмент литосферной океанической мантии, состоящей из реститогенных лерцолитов и расположенных в них дунитовых каналов, вдоль которых осуществлялся транспорт магматических расплавов.

Рассчитанные модельные тренды фракционного плавления для клинопироксенов лерцолитов не могут описать U-образные спектры клинопироксенов лерцолитов и вариации составов клинопироксенов дунитов (рис 14). Высокие содержания Na, Ti в пироксенах, Cr# шпинели и повышенные содержания ЛРЗЭ в пироксенах дунитов могут быть результатом магматического взаимодействия в ходе инфильтрации рестита расплавом (Elthon 1992; Kelemen, Braun et al. 2000; Hellebrand, Snow et al. 2002).

В этой модели учитывается состав первичного рестита и состав просачивающегося

6. Метаморфическая эволюция ультраосновных пород разломной зоны Стелмейт

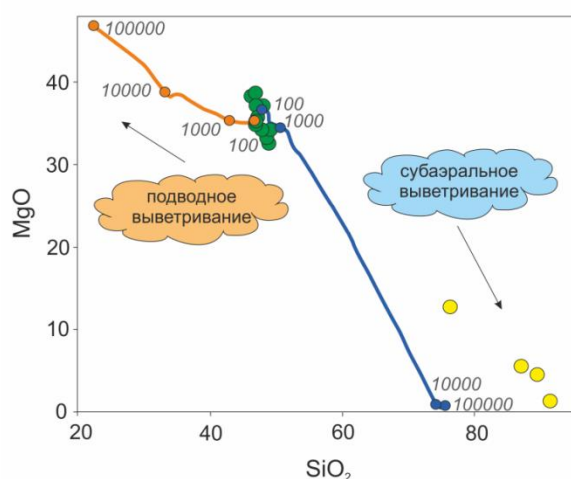
6.1 Океанический метаморфизм

Изученные абиссальные перидотиты разломной зоны Стелмейт несут явные геохимические и минералогические признаки средне и низкотемпературного метаморфизма, что проявлено в наличии в них таких метаморфических минералов как тальк, серпентин, хлорит и в характерном поведении валового состава пород рядом главных-, микроэлементов и изотопных отношениях элементов. Присутствующая в этих породах фаза тальк-хлоритового состава была описана в метаперидотитах разломной зоны Хэйс (Центральная Атлантика) (Базылев, 1997). В цитируемой работе температура образования в перидотитах ассоциации тремолит + хлорит + тальк оценена в 450° - 500°C. Таким образом, в аполерцолитовых серпентинитах разломной зоны Стелмейт сохранились признаки относительно высокотемпературного внутрикорового океанического метаморфизма.

Обнаруженные вторичные минералы в аполерцолитовых серпентинитах разлома Стелмейт (тремолит, тальк, сфен, клиноцоизит, хлорит и серпентин) соответствуют всему спектру минеральных типов гидротермально преобразованных перидотитов океанической коры и по условиям своего образования отвечают регрессивному тренду океанического метаморфизма (Силантьев и др., 2012). Среднетемпературный этап метаморфизма перидотитов хребта Стелмейт протекал в нижних горизонтах разреза океанической коры и предшествовал серпентинизации и низкотемпературному изменению изученных пород. Изученные образцы перидотитов коллекции практически нацело серпентинизированы на заключительном этапе метаморфизма. Эти породы довольно широко варьируют по структурным признакам: в них отмечаются разновидности как с петельчатой, так и с характерной баститовой структурами. Очевидно, структурное разнообразие этих серпентинитов определяется преимущественно минералогией исходных пород. Со средним и низкотемпературным метаморфизмом, вероятно, связано характерное, как для перидотитов Стелмейт, так и абиссальных перидотитов в целом изменение содержания Sr, U, Sb, Ce, MgO и SiO₂ в породе и свидетельствует о начальном этапе взаимодействия протолита пород с флюидами – производными морской воды. Результаты расчетного моделирования (Силантьев и др., 2009) показали, что валовый химический состав перидотитов испытывает наибольшее изменение в условиях 20 – 40°C, выражающееся главным образом, в привносе кальция и выносе магния. Для этого же уровня глубинности характерен слабый привнос в породу FeO и SiO₂. Расчетные данные в работе (Силантьев и др., 2009) показали также, что при более высоких температурах и давлениях валовый состав перидотита не обнаруживает значимых изменений. Среднетемпературный метаморфизм океанических перидотитов практически не влияет на составы пород, как было отмечено в работе (Базылев, 1997, Силантьев и др, 2009). Обогащение ураном, литием, сурьмой, ураном и барием скорее связано с низкотемпературным метаморфизмом, в ходе которого происходит развитие петельчатого серпентина по оливину и бастита по пироксенам. Высокие значения d¹⁸O в перидотитах связаны с низкотемпературным метаморфизмом и, преимущественно, с последующим процессом окварцевания. Одним из наиболее надежных индикаторов степени низкотемпературного изменения ультраосновных пород океанического фундамента служит величина изотопного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и уровень содержания в

этих породах стронция (Силантьев 2003). Характерный сдвиг точек изотопных составов перидотитов в сторону резкого возрастания $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отражают взаимодействие пород с просачивающимся морским флюидом. Как показано на рисунке 9, аномально высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, приближающиеся к типичным составам морских карбонатов и морской воды, могут быть связаны с низкотемпературным метаморфизмом при отношении морская вода/порода существенно выше 1.

6.2 Поздние низкотемпературные преобразования в субэральской обстановке.



Необычная особенность изученных пород, особенно пород группы дунитового протолита, является практически полное замещение силикатных минералов кварцем и повышение валового содержания SiO_2 до 88 %. Выветривание, способствовавшее окварцеванию пород могло проходить в одной из контрастных по физико-химическим

параметрам обстановках: подводной или субаэральной. Для того чтобы определить, какая из двух сред, способствовала окварцеванию перидотитов хребта Стеллмейт в настоящей работе был применен метод численного моделирования, подробно описанный в работе (Мироненко и др., 2008, Zolotov, Mironenko 2007).

минералогическими особенностями в силу различий в кислотности морской и дождевой воды (рис. 15).

Моделирование также показало, что индикаторным минералогическим признаком подводного выветривания серпентинитов может рассматриваться интенсивная карбонатизация этих пород, вызывающая уменьшение относительного валового содержания кремнезема в породе. Представленные эмпирические и расчетные данные свидетельствуют о том, что окварцевание серпентинитов хребта Стелмейт вряд ли могло происходить при условиях, соответствующих их современному глубоководному залеганию. Установленные следы окварцевания серпентинизированных перидотитов указывают на то, что эти породы, также подвергались выветриванию вне условий океанического дна.

Минералогическое и геохимическое изучение окварцованных перидотитов резко отличает изученные породы от известных продуктов гидротермального изменения и низкотемпературного выветривания перидотитов океанического дна. Результаты предпринятого расчетного моделирования и анализ опубликованных данных, позволяют предполагать, что геохимические и минералогические эффекты, наблюдаемые в окварцованных аподунитах разломной зоны Стелмейт, являются следствием низкотемпературной десерпентинизации перидотитов в субаэральных условиях. Следует подчеркнуть, что в некоторых образцах аполерцолитовых серпентинитов обнаружен кварц (или аморфный кремнезем), содержание которого сильно уступает установленному в аподунитовых породах.

Полученные данные по изотопному отношению кислорода в породах в целом и в кварце свидетельствуют об резком обогащении образцов относительно SMOW (стандартная средне океаническая вода) и равновесии с пресной водой. Наблюдаемые корреляции кислорода, кремнезема и урана свидетельствуют о четкой взаимосвязи кислорода со вторичными изменениями.

Тем самым, данные по изотопному составу кислорода подтверждают идею, что выветривание изученных перидотитов не могло происходить при условиях, соответствующих их современному подводному залеганию на глубинах около 4000 м.

Существующие геофизические и геологические данные указывают на то, что характерной чертой тектонической эволюции поперечных хребтов, связанных с крупными трансформными зонами Мирового океана, являются их разнонаправленные вертикальные движения, происходящие в широком диапазоне амплитуд. Из этого также следует, что субаэральное выветривание перидотитов поперечного хребта Стелмейт может быть следствием этих вертикальных движений. Возможно также, что в случае трансформного разлома Стелмейт эти вертикальные движения были инициированы тектоническим взбросом блока океанической литосферы мелового возраста вдоль трансформного разлома Кула-Пацифик (Lonsdale, 1988).

Возможность крупно-амплитудных вертикальных движений блоков океанической коры северо-западной части Тихого требует дальнейшего изучения геологического строения рассматриваемой акватории Тихого океана.

7.3 Оценки вероятного возраста изученных пород и хребта Стелмейт

По данным П. Лонсдэйла (Lonsdale, 1988) спрединг в рифтовой зоне Кула-Пацифик прекратился 43 млн. лет назад в результате общей реорганизации тектоники Тихого

океана в это время, коррелирующей с изменением простирания Гавайско-Императорского хребта (Clague, Dalrymple, 1987).

Этот возраст минимальный для пород слагающих хребет Стелмейт. Максимальный возраст хребта Стелмейт можно вероятно определить на границе нижнемелового и

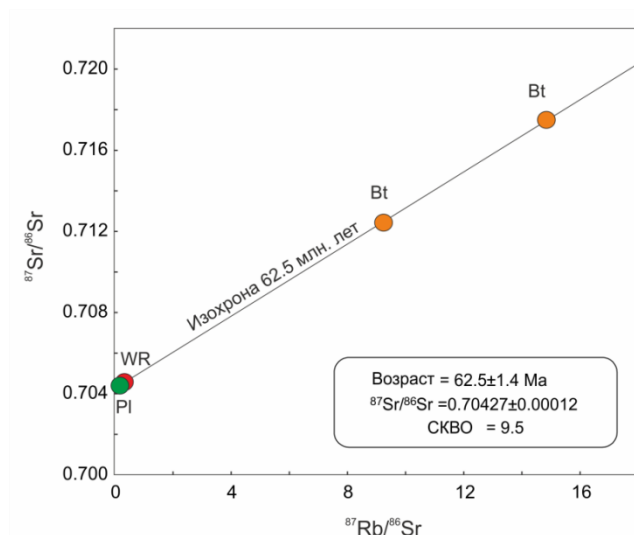


Рис. 16 Rb-Sr диаграмма для 4 проб диорита хребта Стелмейт DR7-12.

верхнемелового периода – 110 млн. лет. Поскольку на южном фланге хребта и примыкающей океанической плите отсутствуют магнитные аномалии, что указывает на ее вероятное формирование в период спокойного магнитного поля (85-110 млн. лет). Также интересно отметить, что согласно некоторым реконструкциям (Clague, Dalrymple, 1987) Гавайская горячая точка находилась и возможно зародилась под рифтом Кула-Пацифик около 100 млн. лет назад. Изученные в работе перидотиты находятся в тектоническом блоке, причлененном

к плите Кула вдоль протяженного разлома Кула-Пацифик, фрагмент которого ныне представлен хребтом Стелмейт (Lonsdale, 1988). Учитывая вероятное образование вблизи Гавайской горячей точки, возраст этих пород может составлять около 100 млн. Эта оценка согласуется с модельными возрастными метаморфизма, полученными по данным изотопного состава Sr и Pb в породах.

С целью получения информации о возрасте пород, слагающих восточную часть хребта Стелмейт, нами было проведено абсолютное Rb-Sr датирование диорита, драгированного на станции DR7. Для изотопного датирования был выбран образец DR7-12, состоящий из 75% плагиоклаза, 13% биотита, 6% амфибола, 4% пироксена, 1% эпидота и до 1 % рудного минерала. Изохрона, полученная по результатам изотопного анализа 4х проб (вал породы, плагиоклаз и две разноразмерные фракции биотита), отвечает возрасту 62.5 ± 1.4 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70427 \pm 0.00012$, средний квадрат взвешенных отклонений СКВО=9.5 (рис. 16). Полученные данные являются первым определением абсолютного возраста пород фундамента СЗ Пацифики и указывают на его образование на границе мел-палеогенового периода в районе станции DR7 на хребте Стелмейт. Эти данные находятся в соответствии с современной тектонической интерпретацией происхождения хребта Стелмейт (Lonsdale, 1988) и подтверждают вероятное омоложение пород этого хребта с запада на восток вдоль палео-границы плит Пацифик и Кула. В этом случае минимальная амплитуда левостороннего сдвига вдоль хребта Стелмейт составляет около 200 км.

8. Общая модель образования мантийных пород хребта Стелмейт в северо-западной части Тихого океана

Ассоциация перидотитов хребта Стелмейт, драгированных в 2009 году в ходе рейса SO201-1b KALMAR НИС «Зонне», представлена аполерцолитовыми серпентинитами и аподунитовыми окварцованными серпентинитами. Проведенное петролого-

геохимическое исследование перидотитов хребта Стелмейт, основанное на изучении составов первичных минералов и пород позволяет установить их генезис и предложить геодинамическую модель образования литосферы хребта Стелмейт северо-западной части Тихого океана (рис. 17).

Установленные вариации составов сосуществующих клинопироксена и шпинели в лерцолитах и дунитах могут быть обусловлены двухэтапным процессом образования изученных пород. На первом этапе были образованы лерцолиты. Представленные расчеты свидетельствуют о том, что изученные лерцолиты могут быть объяснены двухстадийным близфракционным плавлением деплетированного мантийного источника близкого к DMM с суммарной степенью плавления 17-20 %. . Плавление начиналось в гранатовой фации на глубинах более 100 км (около 10% плавления и продолжалось в

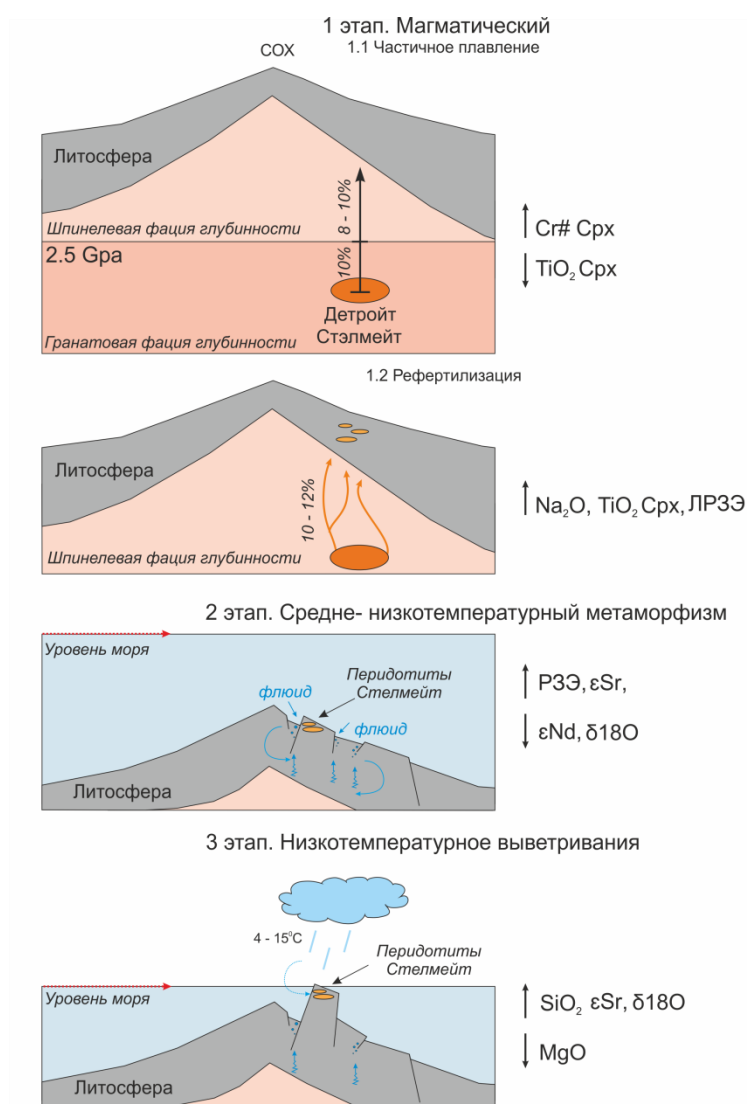


Рис. 17. Общая модель образования мантийных пород хребта Стелмейт в северо-западной части Тихого океана

шпинелевой фации (7-10%). Необычно высокие по сравнению с абиссальными перидотитами нормальных сегментов СОХ оцененные степени плавления в гранатовой фации свидетельствуют об аномально высокой потенциальной температуре мантийного источника. Учитывая расположение хребта Стелмейт вблизи северо-западного (средне-мелового) окончания

Гавайско-Императорской вулканической цепи, нельзя исключать, что плавление мантийного источника, родительского для перидотитов Стелмейта, произошло около 100 млн. лет назад под влиянием Гавайского плюма.

На позднем магматическом этапе происходило реакционное взаимодействие лерцолитов с просачивающимися более глубинными расплавами, что

приводило к образованию рефракторных дунитов, обедненных большинством несовместимых микроэлементов по сравнению с лерцолитами. Таким образом, ассоциация лерцолитов и дунитов, драгированная на хребте Стелмейт,

интерпретируется как фрагмент литосферной океанической мантии, состоящей из реститогенных лерцолитов и дунитов реакционного происхождения, вдоль которых осуществлялся транспорт магматических расплавов. В дальнейшем, изученные лерцолиты и дуниты, по мере их подъема во внутрикоровых условиях, подвергались метаморфизму, приведшему к практически полному замещению первичных минералов серпентином. На заключительном этапе вещественной эволюции серпентинитов, эти породы испытали низкотемпературное выветривание в субаэральной обстановке, проявившееся в их окварцевании (силификации), проявленном в различной степени в изученных аполерцолитовых и аподунитовых серпентинитах. Полученные возрастные данные (60 млн. лет) по диоритам юго-восточного фланга хребта Стелмейт подтверждают, что формирование пород фундамента в районе хребта Стелмейт происходило в мел-палеогеновое время.

Защищаемые положения:

- 1. Ассоциация лерцолитов и дунитов хребта Стелмейт представляет дезинтегрированный фрагмент метаморфизованной литосферной океанической мантии, состоящей из реститогенных лерцолитов и дунитов реакционного происхождения.**
- 2. Лерцолиты являются продуктами 17-20% околофракционного плавления в гранатовой и шпинелевой фациях глубинности под влиянием близрасположенной горячей точки, наиболее вероятно Гавайского мантийного плюма.**
- 3. Метаморфическое преобразование и выветривание перидотитов происходило в результате средне и низкотемпературного океанического метаморфизма при отношениях вода/порода существенно выше 1.**
- 4. Геохимические данные и результаты моделирования указывают на то, что окварцевание серпентинитов хребта Стелмейт происходило в субаэральной обстановке и свидетельствуют о крупно-амплитудном вертикальном перемещении блоков литосферы.**
- 5. Диориты восточной части хребта Стелмейт имеют возраст 62.5 ± 1.4 млн, что подтверждает формирование пород фундамента этого района Тихого океана в мел-палеогеновое время .**

Список работ по теме диссертации

Статьи

1. Силантьев С. А., Кепке Ю., Арискин А.А., Аносова М.О., Краснова Е.А., Дубинина Е.О., Зур Г. Геохимическая природа и возраст плагиогранит/габброноритовая ассоциации внутреннего океанического комплекса Срединно-Атлантического хребта на $5^{\circ}10'$ ю.ш. // Петрология, 2014, т. 22, № 2, с.1-21.

2. Силантьев С. А., Портнягин М. В., Краснова Е.А., Кузьмин Д.В., Хауфф Ф., Вернер Р. Породы фундамента Северо-Западной части Тихого океана: геохимическая и геодинамическая природа магматизма древней тихоокеанской литосферы // Геохимия, 2014, № 3, с. 1-20
3. Krasnova E., Silantiev S., Portnyagin M. First data on composition of the NW Pacific Oceanic Lithosphere exposed along the Stalemate Fracture Zone// InterRidge News, 2013, с. 30-36.
4. Краснова Е.А., Портнягин М.В., Силантьев С.А., Хёрнле К., Вернер Р. Двух-стадийная эволюция мантийных перидотитов разломной зоны Стелмейт (северо-западная Пацифика) // Геохимия, 2013, т. 51, № 9, с. 759–772
5. Костицын Ю.А., Силантьев С.А., Белоусова Е.А., Бортников Н.С., Краснова Е.А., Каннат М. // Время формирования внутреннего океанического комплекса гидротермального поля Ашадзе, Срединно-Атлантический хребет, 12°58' с.ш. по результатам исследования циркона // Доклады Академии Наук. 2012. т. 447. № 4. с. 1-5.
6. Силантьев С. А., Новоселов А. А., Краснова Е.А., Портнягин М. В., Хауфф Ф., Вернер Р. 2011. Силисификация перидотитов разлома Стэлмейт (северо-запад Тихого океана): реконструкция условий низкотемпературного выветривания и их тектоническая интерпретация // Петрология, 2012, т. 20, № 1, с. 1-20.
7. Силантьев С.А., Краснова Е.А., Каннат М., Бортников Н.С., Конокова Н.Н., Бельтнев В.Е. Перидотит-габбро-грандземитовая ассоциация пород Срединно-Атлантического хребта в районе 12°58' – 14°45' с.ш. : гидротермальные поля Ашадзе и Логачев // Геохимия. 2011. № 4, с. 1-34.

Тезисы докладов

1. Silantiev S, Koepeke J, Ariskin A., Anosova M., Krasnova E., Dubinina E., Suhr G. Plagiogranites from Oceanic Core Complex of MAR at 50°10'S: dating and possible mechanism of formation // Fall Meeting, Goldschmidt Conference, 2014, Sacramento, June 8-13.
2. Краснова Е.А., Портнягин М.В., Силантьев С.А., Вернер Р., Хёрнле К. Мантийные источники вулканизма северо-западной части Тихого океана, разломная зона Стелмейт // Международная школа по наукам о Земле, 2013, Украина, Одесса, 91-94.
3. Краснова Е.А., Портнягин М.В., Силантьев С.А., Вернер Р., Хёрнле К. Влияние Гавайского плюма на состав перидотитов разломной зоны Стелмейт (СЗ Пацифика) // Russian Ridge, 2013, Санкт-Петербург.
4. Silantiev S, Krasnova E., Portnyagin M, Novoselov A, Dubinina E., Werner R, Hauff F. Evolution of Ultramafic Rocks of Stalemate Fracture Zone (NW Pacific): Long Way from Mantle to Daylight. Workshop Serpentine Days // France, 2012, September 2-6.
5. Krasnova E., Portnyagin M, Silantiev S, Werner R, Hoernle K. First Geochemical Evidences for Existence of Slow-Spreading Ridges in the Pacific Ocean // Fall Meeting, AGU, 2012, San Francisco, December 3-7, 2012.
6. Краснова Е.А., Портнягин М.В., Силантьев С.А., Вернер Р., Хёрнле К. Первые данные о составе абиссальных перидотитов северо-западной части Тихого океана и их геодинамическое значение // 19 Научная конференция (школа) по морской геологии, 2011, том 1, 66.

7. Krasnova E, Portnyagin M, Silantiev S, Werner R, Hoernle K. Mantle Peridotites from the Stalemate F.Z. (NW Pacific) // Mineralogical Magazine 75(3):1236 (Goldschmidt Conference, 2011, Prague, August 1214-1219, 2011, Poster.
8. Portnyagin M, Hoernle K, Werner R, Hauff F, Meicher D, Yogodzinski G, Baranov B, Silantiev S, Wanke M, Krasnova E . Marine volcanological and petrological studies with R/V SONNE in the NW Pacific and Bering Sea: SO201 KALMAR cruise results // 7 th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes: (JKASP-2011), 2011, 25 -30 August 2011, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia.150-153.
9. Krasnova E, Portnyagin M, Silantiev S, Werner R, Hoernle K. First data on geochemistry of oceanic peridotites from NW Pacific and their possible contribution to volcanism in Kamchatka and Aleutian Arc // 7 th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes: (JKASP-2011), 2011, 25 -30 August 2011, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia. 155-158.
10. Krasnova E, Portnyagin MV, Silantiev S, Werner R, Hauff F, Hoernle K. Petrology and geochemistry of mantle rocks from the Stalemate Fracture Zone (NW Pacific) // KALMAR – 2nd Bilateral Workshop on Russian-German Cooperation on Kurile-Kamchatka and the Aleutian Marginal Sea-Island Arc Systems, 2011, May 16 – 20, 2011, Trier, Germany:75-76 poster.
11. Silantiev S, Krasnova E, Portnyagin MV, Novoselov A. Silification of peridotites from the Stalemate Fracture Zone, NW Pacific: Tectonic and geochemical applications // KALMAR – 2nd Bilateral Workshop on Russian-German Cooperation on Kurile-Kamchatka and the Aleutian Marginal Sea-Island Arc Systems, 2011, May 16 – 20, Trier, Germany 109-110, poster.
12. Portnyagin M, Hoernle K, Werner R, Hauff F, Maicher D, Yogodzinski G, Baranov B, Silantjev S, Wanke M, Krasnova E, van den Bogaard C. Initial scientific results from the cruises SO201-KALMAR // Statusseminar „Meeresforschung mit FS SONNE“, 2011, 9-10 Februar, Hannover, Oral.
13. Krasnova E, Portnyagin M, Silantjev S, Hauff F, Werner R, Hoernle K. Ultramafic rocks from the Stalemate Fracture Zone (NW Pacific) dredged during the cruise R/V SONNE SO201-KALMAR Leg 1b // Statusseminar „Meeresforschung mit FS SONNE“, 2011, 9-10 Februar, Hannover, Poster.
14. Краснова Е.А., Портнягин М.В., Силантьев С.А., Вернер Р., Хёрнле К. Геохимия перидотитов разломной зоны Стелмэйт, СЗ Пацифика // Russian Ridge, 2011, 44-46, Oral.
15. Краснова Е.А., Силантьев С.А., Костицын Ю.А. Изотопный состав стронция и неодима в породах перидотит-габбро-трондьемитовой ассоциации Срединно-Атлантического хребта в районе 12о58' – 14о45' с.ш. : гидротермальные поля Ашадзе и Логачев // 19 симпозиум по геохимии изотопов, 2010, 182-184, Poster.
16. Силантьев С.А., Краснова Е.А., Портнягин М.В., Новоселов А.А., Дубинина Е.О, Хауфф Ф., Вернер Р. Low-temperature alteration of ultramafic rocks from Stalemate Fracture Zone (North-West Pacific): tectonic applications of origin conditions // 19 Научная конференция (школа) по морской геологии, 2010, том 1, 104
17. Краснова Е.А., Силантьев С.А., Костицын Ю.А., Каннат М. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные системы в plutonических комплексах гидротермальных полей Ашадзе и Логачев // Russian Ridge, 2010, Санкт-Петербург.