

Санкт-Петербургский государственный университет

ЗУБРИЦКИЙ Артём Сергеевич

Выпускная квалификационная работа
Геологические и петрографические особенности раннепалеозойских
вулканогенно-осадочных пород о.Атлойна, Норвегия

Уровень образования: бакалавриат
Направление 05.03.01 «Геология»
Основная образовательная программа СВ.5018 «Геология»

Научный руководитель:
к.г.-м.н., доц. Алфимова Н. А.

Рецензент:
к.г.-м.н., ст. науч. сотр. Ганелин А. В.

Санкт-Петербург

2020

Содержание

Введение	3
1. Физико-географический очерк исследуемого района	4
2. Геолого-структурное положение района работ и характеристика слагающих его геологических подразделений	6
3. Полевая часть исследования	12
4. Петрографические исследования	14
5. Геохимические исследования	27
6. Моделирование магматического источника	35
6.1 Петрохимическое моделирование	35
6.2 Изотопные исследования	38
Заключение	39
Список литературы	41
Приложения	45

Введение

Объектами исследования данной работы на тему «Геологические и петрографические особенности раннепалеозойских вулканогенно-осадочных пород о.Атлойна, Норвегия» стали участки острова Атлойна и архипелага Верландет, сложенные различными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами раннего палеозоя. Участок на о. Атлойна является полигоном учебных практик СПбГУ, при этом на данный момент в геологической литературе, посвященной обозначенному региону, отсутствует достаточно детальная характеристика слагающих его геологических подразделений [11, 12, 13].

Цель работы заключается в составлении подробной геологической характеристики участка работ с выделением геологических подразделений, выяснением геодинамической позиции их образования и определением характеристик магматического источника. Для достижения данной цели автором были поставлены следующие задачи:

1. Установить характер геологических взаимоотношений между выделяемыми комплексами пород на участке работ.
2. Классифицировать породы с использованием петрографических и геохимических данных.
3. Соотнести картируемые подразделения с выделенными в регионе геологическими подразделениями.
4. Определить геодинамическую обстановку формирования картируемых подразделений по геохимическим и изотопным данным.
5. Проследить эволюцию магматического источника по геохимическим и изотопным данным.

Исследования, легшие в основу данной работы, проходили в три этапа. Первый этап, подготовительный, проходил в апреле-мае 2019 года и заключался в ознакомлении с существующей специальной литературой по геологическому и тектоническому строению норвежских каледонид в целом и исследуемого региона в частности. Во время полевого этапа, состоявшегося в июне того же года, на участке работ были выделены, описаны и закартированы геологические подразделения, а также отобраны

образцы для дальнейших исследований. Результатом данной стадии стала первичная геологическая карта территории. Камеральный этап, проходивший с сентября 2019 года по апрель 2020 года включал в себя пробоподготовку, проведение петрографического, геохимического и изотопного анализа пород-образцов, а также интерпретацию полученных в их ходе результатов.

Автор выражает благодарность Надежде Аркадьевне Алфимовой, Сергею Владимировичу Малышеву, Андрею Константиновичу Худолею и Сергею Петровичу Нилову за ценные советы и неоценимую помощь в написании данной работы.

1. Физико-географический очерк исследуемого района

Острова Атлойна и Верландет находятся в Норвежском море у западного побережья Скандинавского полуострова к северу от устья Согне-Фьорда на широте порядка 61° с. ш. и долготе порядка 5° в. д. (Рис. 1). Рельеф пологовсхолмленный, испытавший сильное воздействие четвертичных оледенений. Характеризуется чередованием невысоких плосковершинных холмов и обширных прибрежных низменностей (Рис. 2). Высоты не превышают 600 метров. Гидрографическая сеть представлена группами небольших озер, соединенных реками с морской акваторией. Значительная часть низменностей является заболоченной.



Рис. 1. Физико-географическое положение участков работ (выделены красными прямоугольниками). Снимок сделан в программе Google Earth Pro

Территория полностью находится в умеренной морской климатической зоне [6]. Расположенные к востоку Скандинавские горы, преграждающие движение водонасыщенных морских воздушных масс, обуславливают повышенную влажность территории. Среднегодовое количество осадков здесь составляет 1500 – 2000 мм. Среднезимняя температура варьирует в пределах от 2 до -5°C , а среднелетняя – от 14 до 9°C [6].



Рис. 2. Типичный рельеф и характер обнаженности пород на о. Атлойна. Фотография Тагировой А. Р.

Подобная климатическая картина вкупе с маломощным почвенным слоем формирует слаборазвитую вегетационную систему, представленную преимущественно кустарничковой и травянистой растительностью с практически полным отсутствием древесной. Также высокая степень обнаженности территории при воздействии большого количества осадков и сезонного колебания температур приводит к развитому физическому и умеренному химическому выветриванию горных пород в скальных выступах исследуемой территории.

2. Геолого-структурное положение района работ и характеристика слагающих его геологических подразделений

Район работ приурочен к верхнему аллохтону норвежских каледонид [19], поэтому перед описанием его структурно-геологического положения стоит в общих чертах рассмотреть строение каледонского складчато-надвигового комплекса на территории Норвегии (Рис. 3).

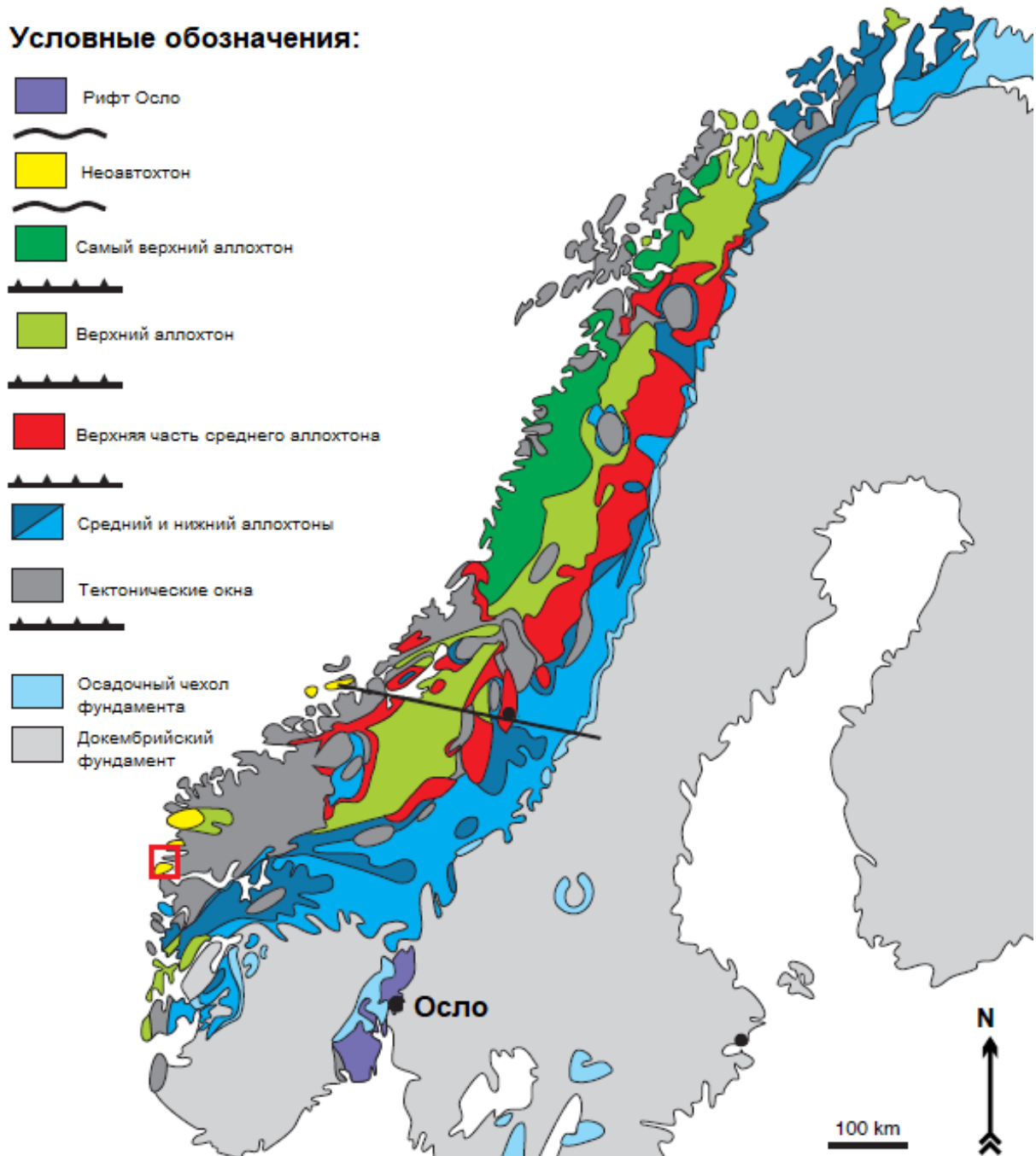


Рис. 3. Схема геологического строения норвежских каледонид. Красным прямоугольником отмечен район исследований. Составлена по материалам [14]

Данный комплекс сформировался в течение раннего палеозоя в результате конвергенции Балтики и Лаврентии и последовавших из-за этого тектонических движений и сопутствовавшего им метаморфизма [19]. В структуре норвежских каледонид выделяются следующие структурные этажи: автохтон, параавтохтон, нижний, средний, верхний и самый верхний аллохтоны [14, 19]. Автохтон представлен архейскими и протерозойскими кристаллическими породами Фенноскандинавского щита, подвергнутыми различным степеням метаморфизма в течение готской (1700–1500 Ма), свеконорвежской (1250–900 Ма) и, собственно, каледонской орогений [19]. На дневную поверхность породы автохтона выходят как перед фронтом надвига в юго-восточной части Норвегии (Рис. 3), так и в тектонических окнах в тыловой зоне складчато-надвиговой системы, объединенных в так называемый Западный Гнейсовый регион [14].

Параавтохтон представляет собой преимущественно кембро-силурийский осадочный чехол кристаллического фундамента Балтики. Лишь на севере страны возраст слагающих его пород неопротерозойский [14, 19]. Сложен параавтохтон шельфовыми и мелководно-морскими карбонатно-терригенными осадочными породами, лишь слегка подвергшимися тектоническим деформациям при надвигообразовании, но не перемещенными в пространстве [19]. Фрагменты параавтохтона на сегодняшний момент сохранились преимущественно в южной Норвегии и в северной провинции Финмарк (Рис. 3).

Нижний аллохтон сложен осадочными породами вендского – раннеордовикского возраста, считающимися сорванным осадочным чехлом Западного Гнейсового региона [19]. Типичными породами нижнего аллохтона являются филлиты с прослоями мелкозернистых кварцитов, метааркозов и карбонатных пород, но в западных частях встречаются дислоцированные метаморфизованные породы кристаллического фундамента Балтики [19]. Наиболее широко породы нижнего аллохтона представлены в восточной части Норвегии (Рис. 3).

Средний аллохтон представлен высокометаморфизованными комплексами пород, ранее слагавших кристаллический фундамент Балтики и его осадочный чехол [14, 19]. Примерами таких комплексов являются Йотун в Южной Норвегии, Калак в Северной Норвегии и Севе в Центральной. Основная составляющая данных комплексов – пироксенит-гранулитовые ассоциации пород, благодаря тектоническим дислокациям соседствующие с практически неметаморфизованными габбро-анортозитовыми

ассоциациями. Метаморфизм связан в основном со свеконорвежскими событиями (900 Ma), эффекты же каледонской орогении выражаются в интенсивной милонитизации и локальном метаморфизме амфиболитовой фации [19]. Осадочные подразделения в пределах среднего аллохтона представлены кварцевыми конгломератами и метааркозами [19]. Таким образом, нижний и средний аллохтоны могут трактоваться, как фрагменты континентальной окраины Балтики.

Верхний аллохтон составляют уже фрагменты океана Япетус: офиолитовые комплексы, островные дуги, ассоциации задуговых и преддуговых бассейнов средне- и позднеордовикского возраста, перекрытые позднеордовикскими – раннесилурийскими осадками [14, 19]. Распространение пород верхнего аллохтона охватывает площадь от Бергена на юге до Тромсе на севере (Рис. 3). Самый верхний аллохтон представляет собой фрагменты лаврентийской континентальной окраины, представленные глинистыми сланцами, вулканитами и секущими их гранитоидами [14, 19].

Подробнее стоит рассмотреть состав и строение верхнего аллохтона в исследуемом регионе (Рис. 4). Здесь он включает в себя офиолитовый комплекс Солунд-Ставфьорд и примыкающие к нему геологические подразделения. Комплексы пород, слагающие вышеозначенные подразделения, в составе верхнего аллохтона надвинуты в восточном направлении на метаосадочные позднерифейские - раннепалеозойские породы серий Хойвик и Херланд, относящиеся к среднему аллохтону [13].

Зона надвигов маркируется появлением комплекса осадочных и параметаморфических пород, называемого меланжем Саннфьорд. Он представляет собой подвергнутый интенсивной тектонической проработке комплекс преимущественно осадочных и метаосадочных пород с преобладанием хлорит-мусковитовых сланцев и метаграувакк, включающих глыбы базальтов, мраморов, кремнистых пород, метааркозов и серпентинитов (последние встречаются только в метаграувакках) [11].

Породы верхнего аллохтона в пределах изучаемой территории объединены в несколько геологических подразделений: офиолитовый комплекс Солунд-Ставфьорд, свиту Хёггой, комплекс Херсвик, меланж Кальваг и комплекс Смелвэр. Последовательно рассмотрим эти подразделения.

Офиолитовый комплекс Солунд-Ставфьорд, находящийся в основании разреза верхнего аллохтона, состоит из трех структурных доменов. Первый структурный домен включает в себя комплекс изотропного габбро, комплекс параллельных даек и экструзивный комплекс. Комплекс экструзивных пород, чья мощность достигает 800

м. сложен подушечными лавами и брекчиями, редкими лавовыми покровами. Непосредственно под данной ассоциацией пород находится переходный комплекс приблизительно стометровой мощности, состоящий из подушечных брекчий с роями даек основного состава. Под переходным комплексом залегает комплекс параллельных даек базальтового состава. Самый нижний комплекс сложен мелко-крупнозернистым габбро, которое секут базальтовые дайки [11].

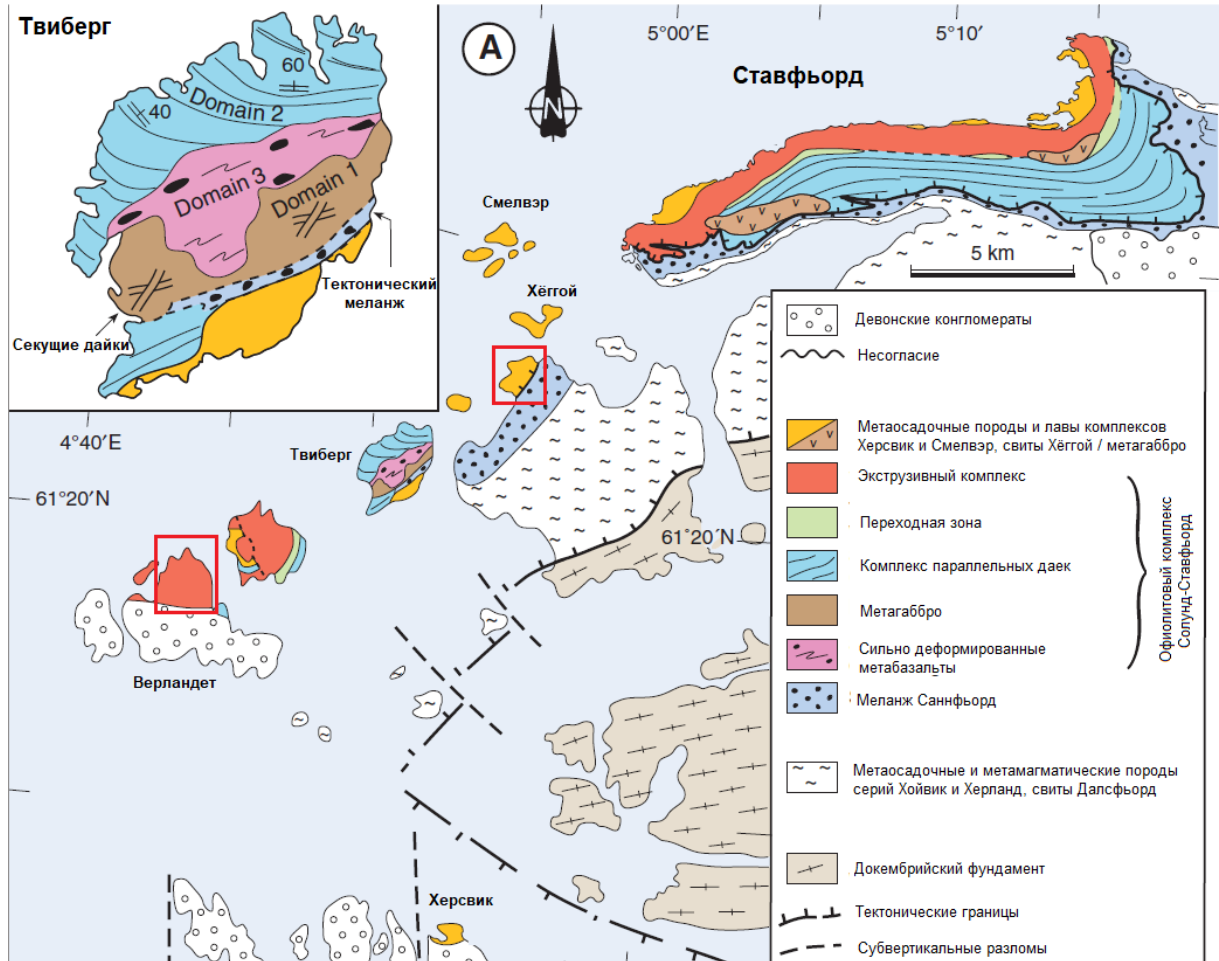


Рис. 4. Схема геологического строения региона Солунд-Ставфьорд. Красными прямоугольниками отмечены участки работ. Составлена по материалам [11]

Второй структурный домен, наиболее полно представленный на острове Твиберг (Рис. 4), состоит из подушечных лав, комплекса параллельных даек и нижележащего изотропного габбро. Дайки сложены афировыми и порфиоровыми вулканитами основного состава. Плутонические породы в основании разреза второго домена представлены габбро, микрогаббро и кварцевыми диоритами с различной зернистостью. Третий домен, расположенный в зоне брекчирования на острове Твиберг, представлен роями даек, плутонических пород и серпентинитовых брекчий. Данный комплекс интродирован телами серпентинитов, которые в свою очередь секутся базальтовыми

дайками [11].

Комплексы параллельных даек во всех трех доменах обладают схожими особенностями. Минеральный состав габбро из различных plutонических комплексов также обнаруживает сходство. Он представлен преимущественно минералами зеленосланцевой фации: актинолитом, эпидотом, альбитом, хлоритом и лейкоксеном. Однако часто сохраняются и первичные минералы: плагиоклазы, клинопироксены и магнетит [11].

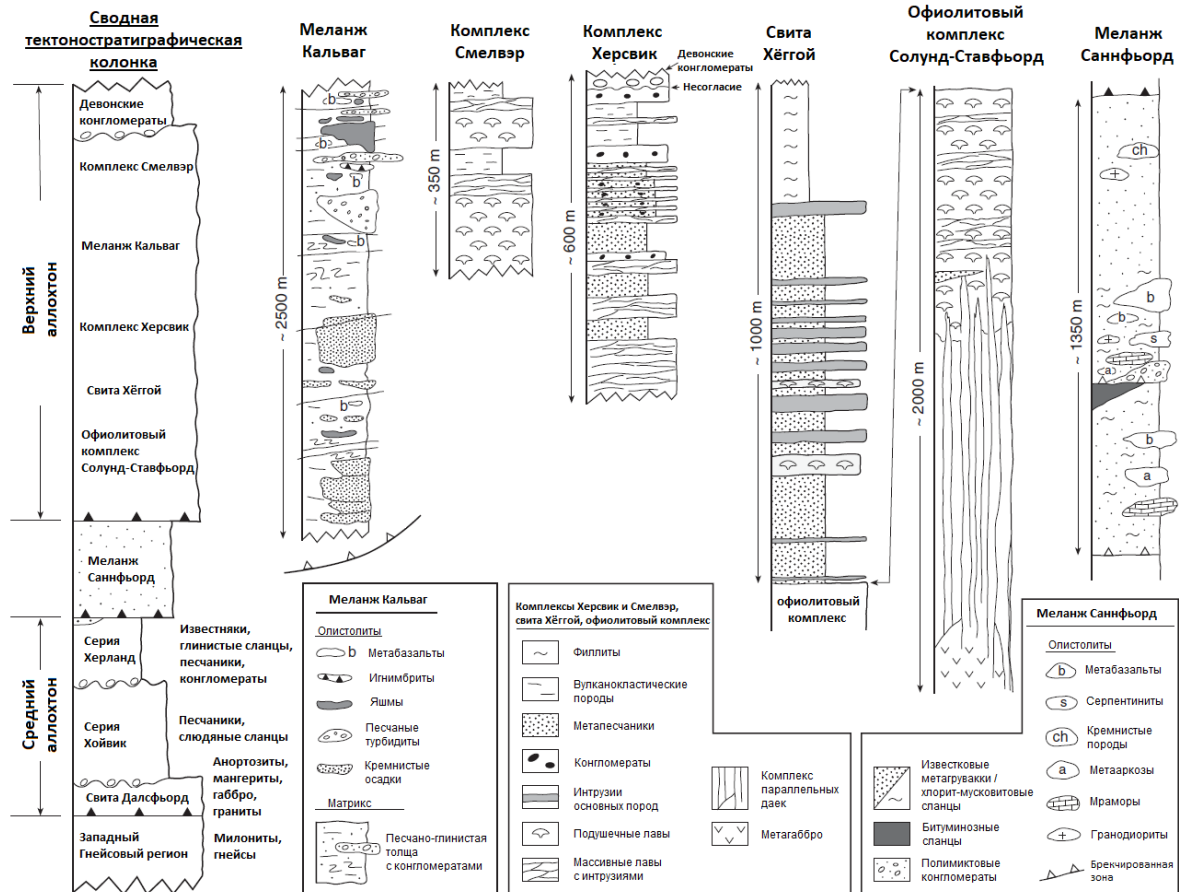


Рис. 5. Тектоностратиграфическая колонка области Солунд-Ставфьорд и колонки основных геологических подразделений в её пределах. Составлены по материалам [11]

Породы офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд согласно перекрываются отложениями свиты Хёггой, представляющей собой осадочный чехол офиолитового комплекса. Стратотип этого подразделения находится на одноименном острове (Рис. 4). Он характеризуется непрерывным тысячеметровым разрезом известковых метагравяк, залегающих непосредственно на комплексе параллельных даек. В метагравяках присутствуют многочисленные силлы, прослои подушечных лав, а также зеленовато-серых мелко-среднезернистых песчаников и алевролитов, чей минераль-

ный состав характеризуется преобладанием кварца и альбита. В песчаниках также присутствуют мелкие обломки кварцитов и зеленосланцевых пород, находящиеся в матриксе из слюды, эпидота, хлорита и кальцита. Слои самих метаграувакк обычно мощные и монотонные, но иногда наблюдается переслаивание с темно-зелеными филлитами, кварцитами, маломощными слойками известняков, зеленоватыми метавулканокластическими породами [11].

Анализ обломочных цирконов из метаграувакк Хёггой показал, что среди них присутствуют две основные группы по возрасту: докембрийские и ранне-среднеордовикские. Такое распределение позволяет предполагать, что снос обломочного материала шел как с докембрийских террейнов, так и с палеозойских [11].

Породы комплекса Херсвик лучше всего обнажены в области Солунд, на юге исследуемого региона (Рис. 4). Стоит отметить, что стратиграфическое положение данного комплекса остается неясным. Это обусловлено отсутствием находок обнажений базальной и прикровельной частей комплекса. Породы представлены лавами основного состава, вулканокластитами, метаграувакками и конгломератами. В верхних частях разреза присутствуют мелкие интрузивные тела габбро. Лавы суммарно составляют до 50% нижней части комплекса и состоят из массивных и порфировых плагиобазальтов. Покровы и потоки переслаиваются с осадочными и вулканокластическими породами. Выше по разрезу мощность лавовых прослоев уменьшается до 2-5 м, среди осадочных пород доминируют известковые метаграувакки с градационной слоистостью. Эти породы считаются турбидитами. Еще выше лавы переслаиваются с маломощными конгломератами с кварцитовым составом обломков. Наконец, в самых верхних частях разреза преобладают мелкозернистые хлоритовые сланцы, сформировавшиеся по вулканокластическим породам. Интерпретируются же породы комплекса Херсвик, как подводные отложения близ островной дуги [11].

Меланж Кальваг представляет собой олистостром, чья мощность превышает 2500 м. Олистолиды встречаются разных размеров, достигают 3 км в длину и 0.5 км в толщину. Они сложены преимущественно мелководно-морскими осадочными породами и глубоководными турбидитами, а также базальтовыми и андезитовыми лавами, риолитами и игнимбритами риолитового состава. Матриksom служат сланцеватые аргиллиты, с прослоями черных сланцев, песчаников и конгломератов. Различных химический состав вулканитов в олистолитах позволяет говорить об участии в формировании олистострома нескольких различных источников материала [11].

Породы комплекса Смелвэр обнажаются преимущественно на одноименных островах (Рис. 4), причем не вскрыты верхний и нижний контакты. Разрез пород комплекса представлен подушечными лавами, общей мощностью до 350 м, массивными лавами и зеленоцветными вулканокластическими породами, переслаивающимися с темноцветными кремнистыми породами и графитовыми сланцами. При смещении к северо-востоку в разрезе начинают доминировать зеленоцветные вулканокластические породы, появляются интрузии габбро [11].

Все вышеперечисленные геологические подразделения верхнего аллохтона несогласно перекрываются девонскими уже постколлизийными конгломератами [11], наиболее широко представленными на архипелаге Верландет и на юге исследуемого региона.

Участок работ на острове Атлойна находится в области развития сопутствующих офиолитовому комплексу Солунд-Ставьорд геологических подразделений, а именно свиты Хёггой и комплексов Херсвик и Смелвэр [11]. Однако в предыдущих работах в пределах самого участка не были выделены те или иные геологические подразделения. Участок работ на архипелаге Верландет же сложен вулканическими породами верхней части разреза офиолитового комплекса.

3. Полевая часть исследования

Во время полевого этапа работ, проходившего в июне 2019 года, участок работ на острове Атлойна был покрыт сетью маршрутов, в ходе которых было выделено пять картируемых подразделений.

Первое подразделение было выделено в юго-восточной части территории (Рис. 6). Оно представляет собой переслаивание граувакк зеленоватого цвета, преимущественно тонкозернистых с единичными кластолитами габбро до 50-60 см в поперечнике, кварцевых и полевошпатовых песчаников и алевролитов, и лавовых покровов, состоящих из массивных афанитовых базальтов. Преобладают в разрезе граувакки. Залегание пород моноклиналиное, с азимутами падения от северных до западных, углами падения около 40° . Нижний контакт вскрыт не был, по разлому граничат с меланжем Саннфьорд.

В разрезе второго подразделения доминировали различные вулканокластические породы, примесь терригенного материала в которых не превышала 30%. В них при-

существовали маломощные долеритовые субогласные интрузии и базальтовые лавовые потоки. Характеристики залегания пород этого подразделения соответствуют таковым у первого подразделения, однако углы падения здесь увеличиваются до 50-60°. Верхний контакт обнаружен не был. Породы данного подразделения залегают в центральной, северной и северо-западной частях участка работ (Рис. 6).

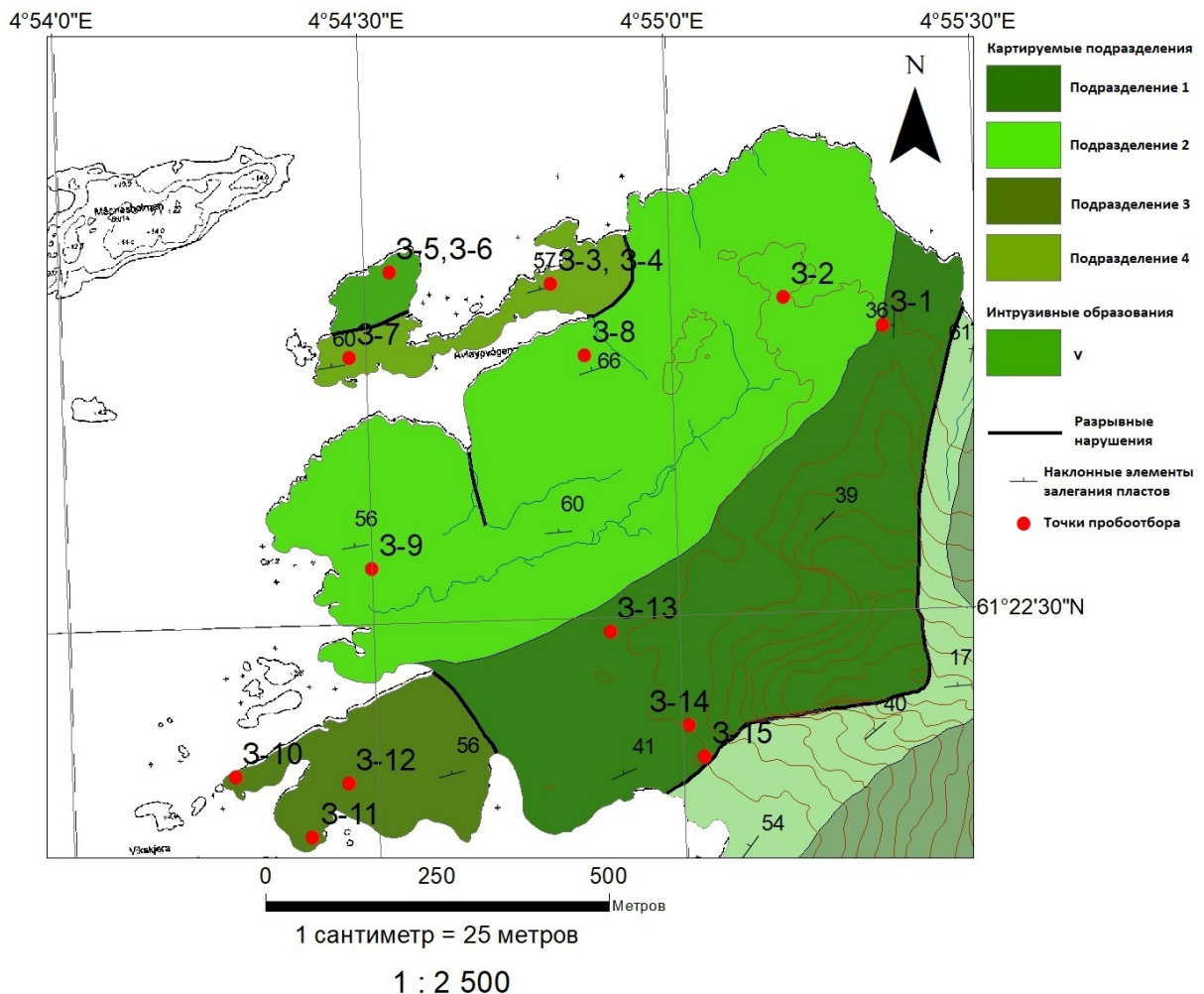


Рис. 6. Геологическая карта участка работ. Составлена автором

Третье подразделение расположено на западе участка работ (Рис. 6). Оно представлено массивными базальтами с афанитовой или порфировой структурой. Фенокристы представлены плагиоклазами. Базальты секутся интрузивными телами габбрового состава. Также присутствуют маломощные прослои вулканокластических пород. Залегание пород моноклинальное с падением на северо-запад под углами 55-60°. Нижний и верхний контакты не были определены.

Четвертое подразделение находится на полуострове в северо-западной части исследуемой территории (Рис. 6). Породы здесь представлены песчано-алевритовыми

породами преимущественно кварцевого состава, секущимися силлами долеритов. Залегание пород моноклиналиное с северо-западным относительно крутым ($55-60^{\circ}$) падением. Контакты подразделения определены не были – они тектонизированы.

Наконец, на крайнем северо-западе участка работ (Рис. 6) было выделено крупное интрузивное тело габброидов, отделенное от пород четвертого подразделения разрывным нарушением. Структура пород интрузива изменяется от мелкозернистой до крупнозернистой.

По ходу маршрутов также было опробовано 13 точек наблюдения на участке работ, в которых был произведен отбор 15 образцов, охватывающих все вышеописанные геологические подразделения. Также два образца базальтов было отобрано в той части архипелага Верландет, которая сложена верхней, вулканической разностью офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд.

4. Петрографические исследования

В ходе камеральной обработки из образцов были изготовлены шлифы, по которым были изучены структурно-текстурные особенности пород и их минеральный состав. Полученные данные были обобщены в рамках выделенных в ходе полевых работ геологических подразделений.

Первое картируемое подразделение в пределах участка работ составлена следующими породами:

1. Кварцевые песчанистые крупнозернистые алевролиты [4] (Рис. 7). Обломочная часть в этих породах представлена кварцем и основными плагиоклазами и составляет 85% породы. Зерна кварца плохоокатанные до угловатых, со средним размером порядка 0.03 мм. Их доля в обломочной части составляет чуть более 90%. Зерна основных плагиоклазов плохоокатанные, эпидотизированные. Их размеры составляют 0.04 – 0.05 мм. Доля в обломочной части – 10%. Также в породах присутствует примесь обломочного материала песчаной размерности, представленного кварцем и основным плагиоклазом. Ее содержание может достигать 10-15%.

Цемент в породах гидрослюдистый. Он занимает порядка 15% породы. По количеству и распределению в породе преобладает контурный цемент, но встречаются участки с базальным, по равномерности заполнения межзернового про-

странства является сплошным неравномерным, по степени кристалличности – микрокристаллическим. По отношению к обломочной части является цементом независимой цементации.

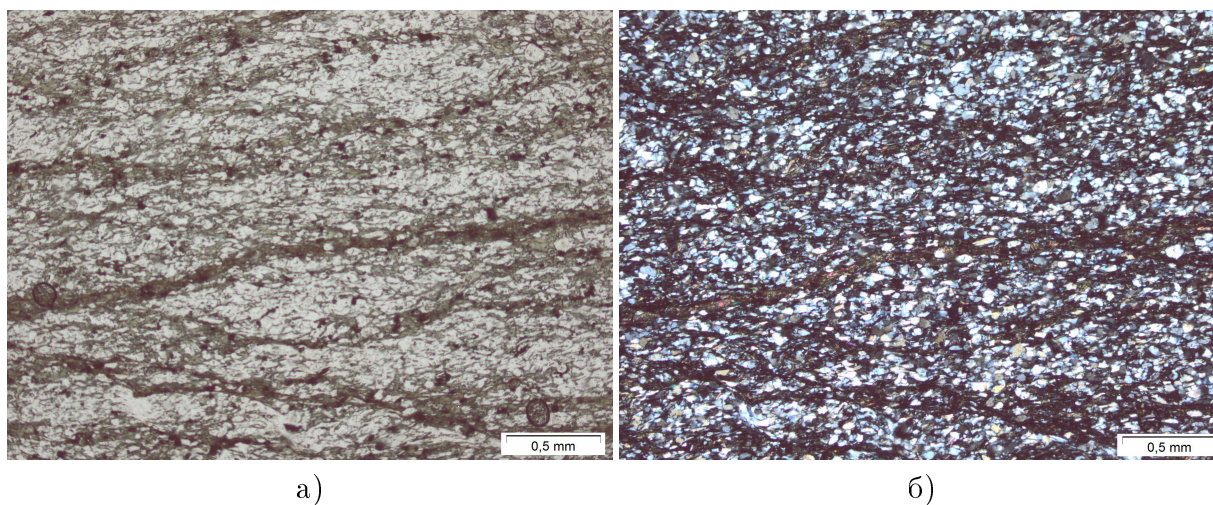


Рис. 7. Кварцевый песчанистый крупнозернистый алевролит в шлифе (а), в т.ч. с анализатором (б). Фото автора, март-апрель 2019.

2. Разнозернистые алевритистые полевошпатовые песчаники [7] (Рис. 8). Данные породы состоят из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена зернами основных плагиоклазов, ортопироксенов ряда энстатит-бронзит. Зерна основных плагиоклазов преимущественно угловатые и плохоокатанные. Контуры зерен неровные с частыми глубокими западинами. Их размеры варьируют от 0.06 до 0.54 мм, средний размер составляет 0.1 мм. Часто наблюдается сосюритизация. Доля основных плагиоклазов в обломочной части – порядка 95%. Зерна ортопироксенов характеризуются короткопризматической формой, неправильными очертаниями. Плохоокатанные, размеры варьируют от 0.08 до 0.4 мм, средний размер – 0.14 мм. Доля ортопироксенов в обломочной части 6%.

При проведении гранулометрического анализа были получены следующие результаты: содержание зерен размера 0.5-0.25 мм составляет 3%; 0.25-0.1 мм – 25%; 0.1-0.05 мм – 58%; зерен алевритовой размерности 14%. Это соответствует разнозернистой структуре. Порода является плохосортированной. Коэффициент окатанности зерен составил 24%, что соответствует плохоокатанной структуре. Общая доля обломочной части в породе – 60%.

По своему составу цемент в породах является кремнистым. По количеству и

распределению в породе он является открытым поровым, по равномерности заполнения межзернового пространства – сплошным неравномерным, по степени кристалличности – мелкокристаллическим. Является цементом независимой цементации по отношению к обломочным зернам.

В качестве примеси в породах содержатся зерна алевритовой размерности, содержание которых составляет порядка 15%. Они представлены плохоокатанными и угловатыми основными плагиоклазами и ортопироксенами. В породе распределены равномерно.

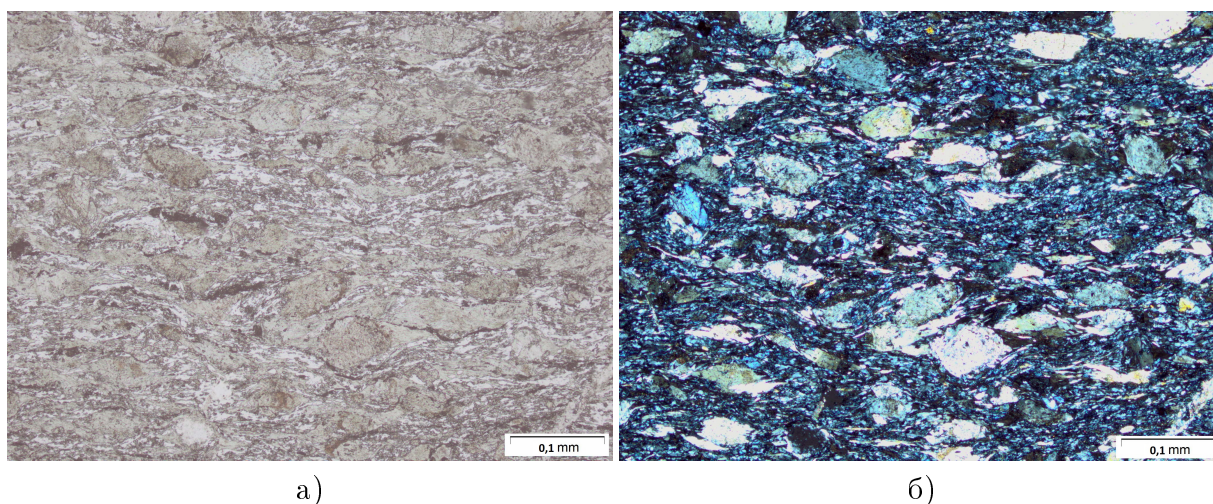


Рис. 8. Разнозернистый алевритистый полевошпатовый песчаник в шлифе (а), в т.ч. с анализатором (б). Фото автора, март-апрель 2019.

3. Альбит-актинолит-эпидотовые сланцы [5], предположительно развивающиеся по базальтам (Рис. 9). Структура пород порфирогранобластовая, текстура пятнистая. Частично сохранились бывшие порфировые вкрапленники, представленные титан-авгитом. Их размер составляет 0.2-0.4 мм. По этим вкрапленникам развиваются агрегаты, состоящие из актинолита и хлорита. Основная масса породы замещена мелкозернистыми агрегатами из эпидота, альбита, лейкоксона и хлорита. Их размер зерен составляет 0.01-0.02 мм.

Также в обломочных породах данного подразделения присутствуют валуны метагаббро (Рис. 10). По систематике Петрографического кодекса эти породы являются пумпеллиит-хлорит-актинолитовыми сланцами [5]. Текстура у них пятнистая, структура гетеробластовая. Минеральный состав представлен альбитом (33%), актинолитом (40%), хлоритом (10%), пумпеллиитом (10%), стильпномеланом (5%) и лейкоксоном (2%).

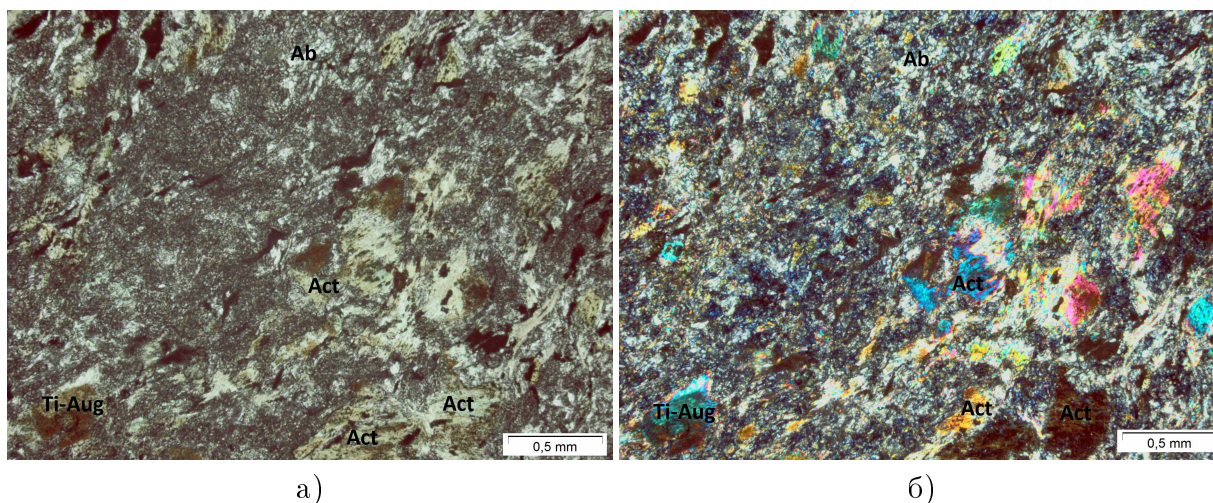


Рис. 9. Альбит-актинолит-эпидотовый сланец в шлифе (а), в т.ч. с анализатором (б). Фото автора, март-апрель 2019.

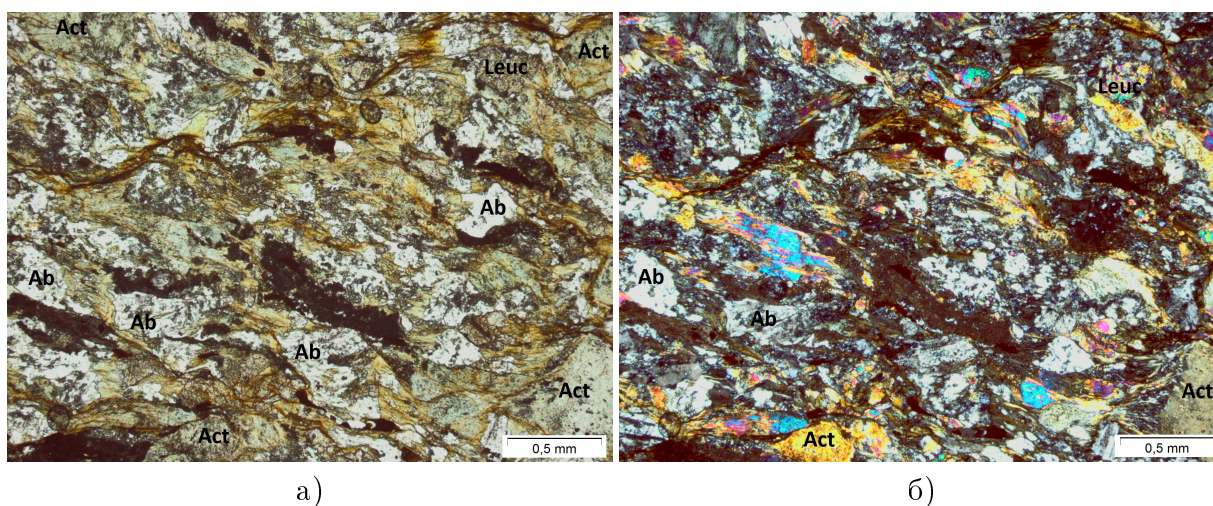


Рис. 10. Пумпеллиит-хлорит-актинолитовый сланец в шлифе (а), в т.ч. с анализатором (б). Фото автора, март-апрель 2019.

По своим петрографическим характеристикам вышеописанные породы соотносятся с нижней частью свиты Хёггой, что подтверждает их полевое определение. Низкая степень окатанности зерен в осадочных породах, а также плохая сортированность позволяют сделать вывод о близком источнике сноса обломочного материала, а наличие в минеральном составе как терригенной, так и вулканогенной составляющих говорит о существовании двух различных источников вещества.

Во втором картируемом подразделении были определены следующие разновидности пород:

1. Пироксеновые разнозернистые песчаники [7] (Рис. 11). Эти породы состоят из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена зернами ортопи-

роконов ряда энстатит-бронзит, основным плагиоклазом и биотитом. Ортопироксены характеризуются короткопризматической либо неправильной формой зерен. Их размеры варьируют от 0.06 до 0.4 мм, средний размер составляет 0.1 мм. В зернах часто наблюдается зональность: в центральных частях преобладает бронзитовая составляющая, в периферийных – энстатитовая. Часть зерен замещена актинолитом с сохранением спайности и формы зерен. Общая доля в обломочной части составляет 75%.

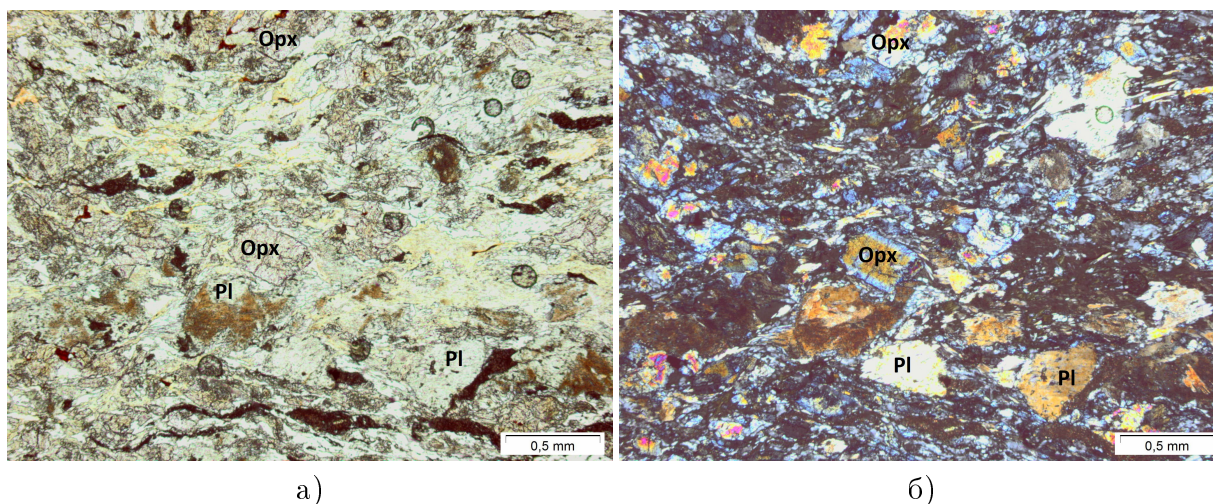


Рис. 11. Пироксеновый разномерный песчаник в шлифе (а), в т.ч. с анализатором (б). Фото автора, март-апрель 2019.

Основной плагиоклаз в породах представлен сильно корродированными зернами неправильной формы, сосюритизированными и покрытыми агрегатами глинистых минералов пелитовой размерности. Размер зерен 0.04-0.6 мм, средний размер составляет 0.18 мм. Доля в обломочной части – 25%.

Также присутствуют единичные зерна биотита неправильной формы. Структура всей обломочной части разномерная, плохосортированная, угловатая. Она составляет до 70% породы.

В породах присутствуют два типа цемента: хлоритовый и кремнистый. Хлоритовый цемент по количеству и распределению в породе является неполным поровым, по равномерности заполнения межзернового пространства – островным, по степени кристалличности – агрегатным, проявлены структуры внедрения в обломочные зерна. Кремнистый цемент по данным характеристикам является неполным поровым, преобладающим несплошным, мелкокристаллическим, внедрения. Соотношение кремнистого и хлоритового цемента составляет 6 к

4.

2. Альбит-актинолит-эпидотовые сланцы [5] (Рис. 12). Данные породы представляют собой метабазиты зеленосланцевой фации. Структура порфиробластовая и порфирокластовая, текстура гнейсовидная. Минеральный состав представлен альбитом (23%), актинолитом (35%), эпидотом (15%), хлоритом (10%), лейкоксеном (2%) и реликтовой роговой обманкой (15%). Последняя находится в идиоморфных порфирокластах, размеры которых достигают 0.5 мм в поперечнике. Частично замещается агрегатами из актинолита и хлорита. Эпидот встречается в порфиробластах. Они обладают характерными «базарными» цветами интерференции, иногда – зональной интерференционной окраской. Основная масса представлена мелкозернистыми ассоциациями альбита, эпидота, лейкоксена и хлорита.

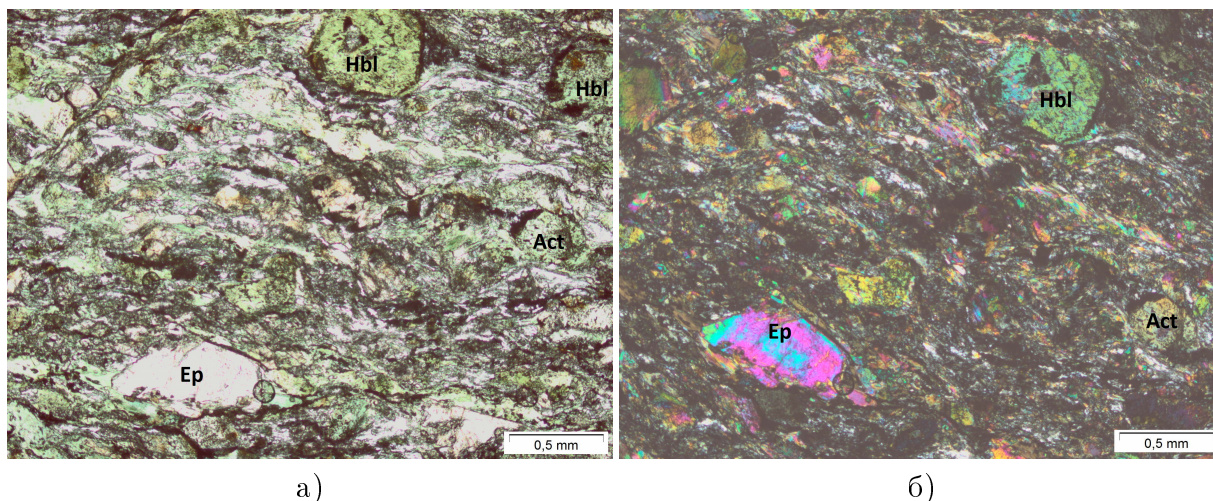


Рис. 12. Альбит-актинолит-эпидотовый сланец в шлифе (а), в т.ч. с анализатором (б). Фото автора, март-апрель 2019.

3. Псаммитовые кристаллокластические туфы базальтов [4] (Рис. 13). Данные породы состоят из двух составляющих: вулканогенной и терригенной. Вулканогенная представлена зернами авгита, ортопироксена ряда энстатит-бронзит и основных плагиоклазов. Авгит коричневатый, плеохроирующий до почти полностью прозрачного. Зерна короткопризматические либо угловатые, неправильной формы. Их размер составляет 0.08-0.6 мм. Часто замещается агрегатами из актинолита и хлорита. Доля в породе составляет 20%. Ортопироксены представлены призматическими зернами, по которым развиваются авгит, эпидот и актинолит. Средний размер зерен – 0.2 мм в поперечнике. Доля в породе – 10%.

Основные плагиоклазы сильновыветрелые, обычно с неровными очертаниями, хотя иногда сохраняется первичная короткопризматическая форма зерен. Замещаются эпидотом, хлоритом и альбитом. Доля последнего в породе составляет около 5%. Средние размеры – 0.15 мм в поперечнике. Доля в породе составляет 15%. Хлорит и актинолит образуют псевдоморфозы по авгиту и ортопироксенам, а также иногда замещают плагиоклазы. Доля актинолита в породе – 25%, хлорита – 20%. Терригенная составляющая представлена мелкими (0.06-0.08 мм) зернами кварца, заполняющими пустоты между вулканогенными минералами. Занимает примерно 5% породы.

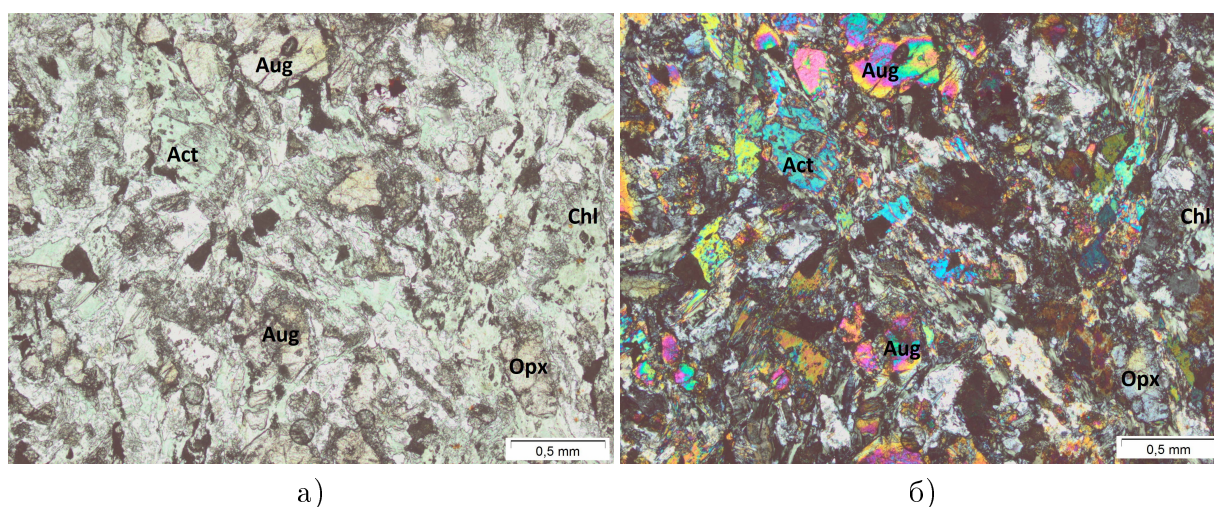


Рис. 13. Псаммитовый кристаллокластический туф базальта в шлифе (а), в т.ч. с анализатором (б). Фото автора, март-апрель 2019.

Полученные результаты позволяют соотнести это геологическое подразделение с верхней частью свиты Хеггой, что соответствует определению во время полевых работ. Здесь, в отличие от нижней части свиты, наблюдается уже четкое преобладание вулканогенной составляющей над терригенной. Плохая сортировка обломочного материала и низкая окатанность зерен указывает на близость источников сноса, а наличие в разрезе кристаллокластических туфов свидетельствует об осадконакоплении вблизи активных вулканов.

Третье картируемое подразделение на участке работ представлено следующими разновидностями пород:

1. Альбит-актинолит-эпидотовые сланцы [5]. Обладают гетеробластовой структурой и гнейсовидной текстурой. В порфиробластах находится преимущественно актинолит, частично замещенный хлоритом. Размеры этих порфиробластов

достигают 0.8 мм в поперечнике. Основная масса пород представлена мелкозернистыми ассоциациями из альбита, эпидота, хлорита и лейкоксена. Стоит отметить, что данные породы подверглись весьма интенсивным гипергенным преобразованиям, вследствие чего по всем минералам развиваются агрегаты глинистых минералов.

2. Метабазальты (Рис. 14). Эти породы обладают порфировой структурой и массивной текстурой. Во вкрапленниках присутствует титан-авгит, роговая обманка и актинолит. Последние два минерала, вероятно, замещают во вкрапленниках пироксены. Форма вкрапленников призматическая, размеры составляют 0.3 на 0.4 мм, хотя могут достигать 0.9 мм в поперечнике. Основная масса полностью перекристаллизована и представлена ассоциацией альбита, эпидота, актинолита, хлорита, лейкоксена и кварца.

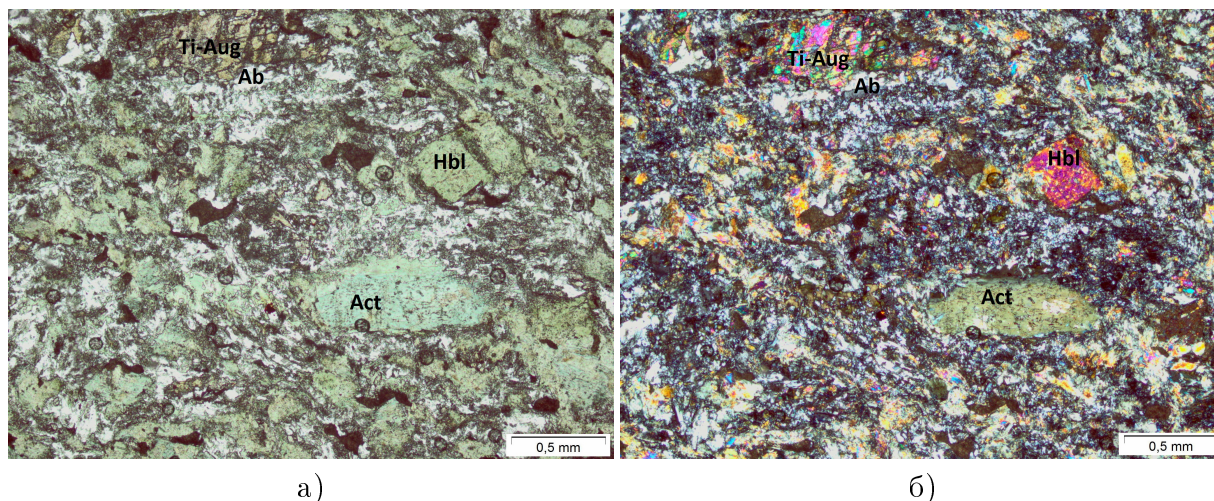


Рис. 14. Метабазальт в шлифе (а), в т.ч. с анализатором (б). Фото автора, март-апрель 2019.

Вышеназванные породы секутся интрузиями метагабброидов. Они характеризуются крупнозернистой структурой и массивной текстурой. Первичный минеральный состав в них неразличим, современный представлен роговой обманкой (25%), актинолитом (20%), хлоритом (10%), эпидотом (15%), альбитом (25%), тальком (3%), лейкоксеном (2%), апатитом (<1%). Зерна роговой обманки и актинолита длиннопризматические, их размер средний размер составляет 1.8-2 мм в поперечнике. Пространство между зернами этих минералов заполнены преимущественно мелкозернистыми ассоциациями альбита, эпидота, хлорита, актинолита и талька.

На этапе петрографических исследований породы этого подразделения не представляется возможным соотнести с каким-либо из представленных в регионе подразделений, поэтому окончательный вывод об их принадлежности можно сделать лишь на этапе геохимического изучения.

Четвертое картируемое подразделение характеризуется следующими разновидностями пород:

1. Кварцевые песчаные крупнозернистые алевролиты [4] (Рис. 15). Породы состоят из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена зернами кварца, основных плагиоклазов и авгита. Кварцевые зерна плохо- и среднеокатанные, размеры варьируют от 0.02 до 2 мм. Средний размер составляет 0.04 мм в поперечнике. Доля кварца в обломочной части – 92%.

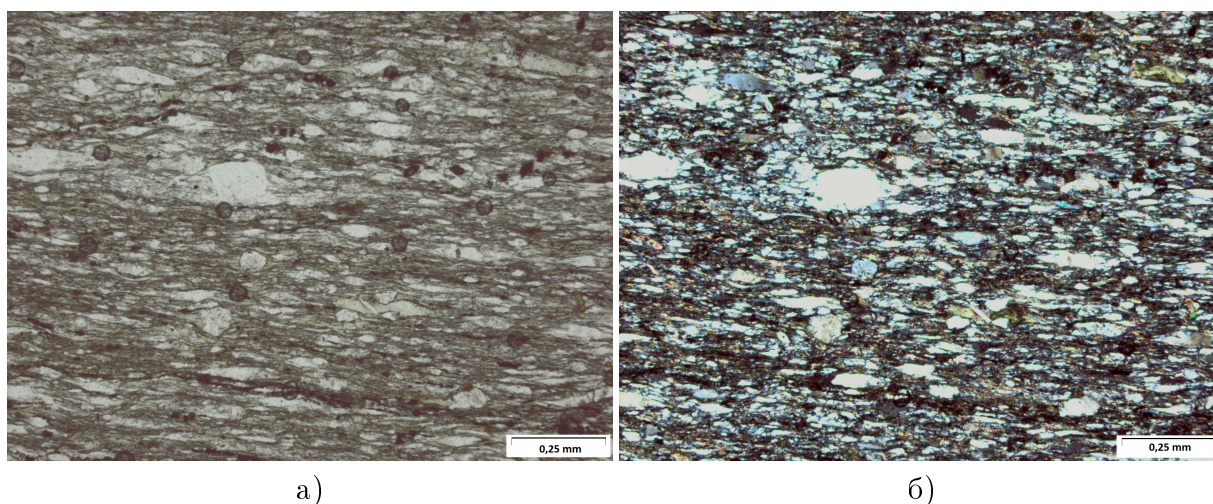


Рис. 15. Кварцевый песчаный крупнозернистый алевролит в шлифе (а), в т.ч. с анализатором (б). Фото автора, март-апрель 2019.

Зерна плагиоклазов плохоокатанные с неровными очертаниями. Средние размеры составляют 0.1-0.15 мм в поперечнике. Доля в обломочной части около 8%. Также в породах присутствуют единичные зерна авгита, среднеокатанные, изометричные или короткопризматические. Их размеры составляют 0.02-0.1 мм в поперечнике.

Структура обломочной части – алевритовая крупнозернистая, среднесортированная, плохоокатанная. Присутствует примесь зерен кварца и основных плагиоклазов песчаной размерности. Она составляет 17% породы. Доля обломочной части в породе – 75%.

В алевролитах выделяются два типа цемента по минеральному составу: гидрослюдистый и кальцитовый. Соотношение этих типов составляет 85:15 соответственно. Гидрослюдистый цемент по количеству и распределению в породе является неполным поровым, по равномерности межзернового пространства – преобладающим несплошным, по степени кристалличности – микрокристаллическим. Присутствуют структуры внедрения в обломочные зерна. Структурные типы кальцитового цемента по аналогичным показателям: неполный поровый, пятнистый, агрегатный, независимой цементации.

2. Разнозернистые алевритовые кварцевые песчаники [7] (Рис. 16). Эти породы состоят из обломочной части и цемента. Обломочная часть представлена зернами кварца и основных плагиоклазов. Кварцевые зерна преимущественно плохоокатанные и неокатанные, их размеры варьируют от 0.02 до 0.25 мм, средний размер составляет 0.1 мм в поперечнике. Доля зерен кварца в обломочной части – 95%.

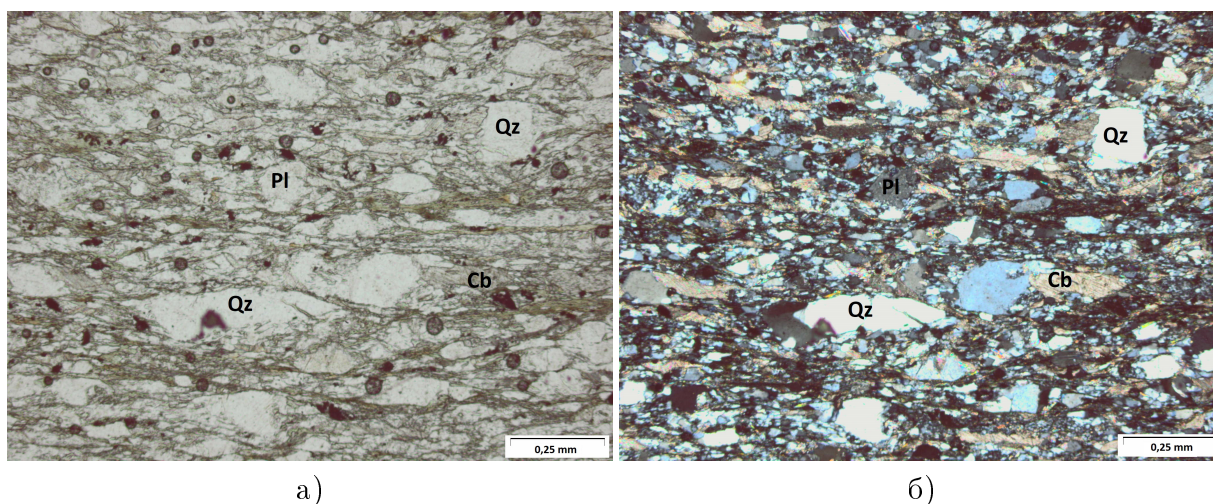


Рис. 16. Разнозернистый алевритовый кварцевый песчаник в шлифе (а), в т.ч. с анализатором (б). Фото автора, март-апрель 2019.

Зерна основных плагиоклазов имеют неправильные очертания, однако иногда прослеживается первичная призматическая форма. Часто сосюритизированы, в краевых частях присутствуют структуры внедрения цемента. Размер зерен составляет 0.1-0.24 мм, средний – 0.14 мм. Доля в обломочной части – 5%. Также присутствуют единичные зерна роговой обманки и биотита.

При проведении гранулометрического анализа были получены следующие результаты: содержание зерен размера 0.5-0.35 мм составило 1%, 0.25-0.1 мм –

24%, 0.1-0.05 мм – 43%. Алевритовая примесь составляет 32% обломочной части. Это соответствует мелко-тонкозернистой разнозернистой структуре. Породы являются плохосортированными. Зерна преимущественно угловатые, балл окатанности составляет 19%. Структура обломочной части – алевритовая, мелко-тонкозернистая разнозернистая, плохосортированная, неокатанная. Содержание обломочной части в породах – 72%.

Цемент в алевролитах представлен двумя минеральными типами: кальцитовым и гидрослюдистым. Их соотношение составляет 45:55 соответственно. Кальцитовый цемент по количеству и распределению в породе является неполным поровым, по равномерности заполнения межзернового пространства – пятнистым, по степени кристалличности – мозаичным, по взаимодействию с обломочными зернами – деструктивным проникновения. По аналогичным параметрам гидрослюдистый цемент характеризуется, как неполный поровый, островной, мелкокристаллический, конструктивный пленочный.

В вышеназванных осадочных породах находятся силлы метадолеритов. Эти частично раскристаллизованные породы характеризуются порфировой структурой и пятнистой текстурой. Вкрапленники в них имеют коротко- и длиннопризматическую форму, первичные минералы замещены агрегатами хлорита и талька или актинолитом. Встречаются лишь единичные авгитовые вкрапленники, частично замещенные вышеназванными минералами. Их размеры находятся в диапазоне от 0.5*0.15 мм до 0.3*0.5 мм. Основная масса почти полностью замещена ассоциациями альбита, эпидота, хлорита, лейкоксена и глинистых минералов. Однако в ней присутствуют единичные микролиты ортопиксенов ряда энстатит-бронзит.

Преобладание кварцевого материала в обломочных породах говорит о терригенном источнике сноса, низкая сортированность и окатанность – на его близкое расположение. Однако, присутствующие в верхней части комплекса долеритовые силлы позволяют утверждать, что осадконакопление происходило в области с активным магматизмом. Наиболее полно по результатам петрографических исследований четвертое подразделение участка работ соотносится с верхней частью свиты Хеггой.

Наконец, интрузивное тело на крайнем северо-западе представлено двумя разновидностями пород:

1. Метадолериты. Эти породы характеризуются мелкозернистой структурой и

массивной текстурой. Минеральный состав представлен актинолитом, хлоритом, альбитом, эпидотом. Актинолит и хлорит образуют псевдоморфозы по призматическим и короткопризматическим зернам, по форме похожим на зерна пироксенов. Их размеры составляют от 0.08 до 0.15 мм. Основная масса же представлена ассоциациями основных плагиоклазов, альбита, хлорита, талька. Такая ассоциация может являться продуктами раскристаллизации основного вулканического стекла.

2. Крупнозернистые габбро [5] (Рис. 17). Они обладают крупнозернистой структурой и массивной текстурой. Минеральный состав представлен авгитом и основным плагиоклазом (лабрадором и битовнитом). Кристаллы авгита в основном призматические, гипидиоморфные, их размеры варьируют от 0.10*0.34 мм до 1*1.6 мм. Доля в породе составляет 30%.

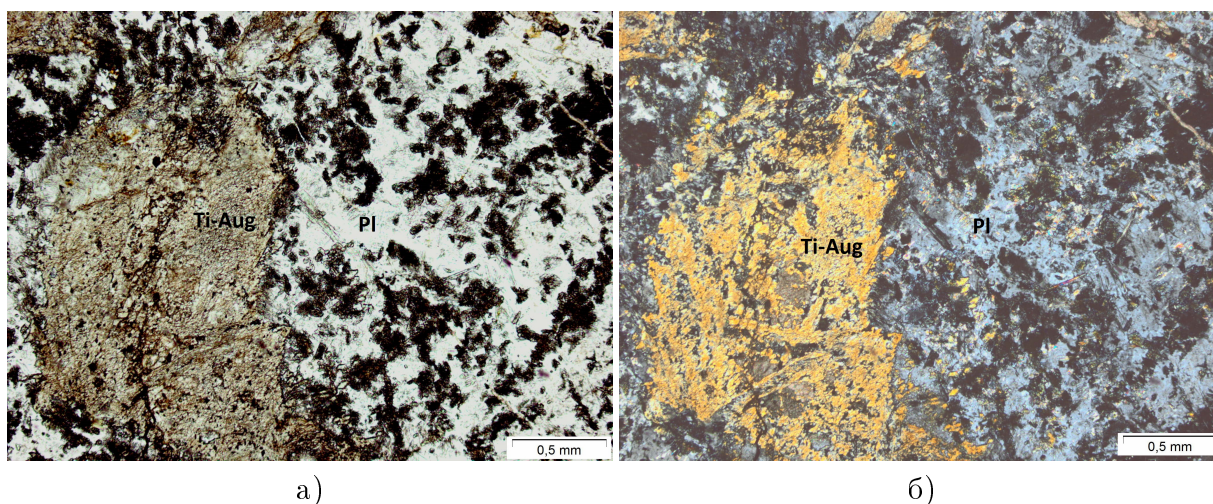


Рис. 17. Крупнозернистое габбро в шлифе (а), в т.ч. с анализатором (б). Фото автора, март-апрель 2019.

Основные плагиоклазы заполняют промежутки между зернами клинопироксенов, выделяются в виде ксеноморфных зерен размером от 0.6 до 2.8 мм в поперечнике. Зерна плагиоклазов претерпели сильные вторичные изменения: по ним развиваются глинистые минералы, игольчатые кристаллы актинолита, короткопризматические зерна эпидота. Доля в породе составляет 30%.

Широко распространен вторичный актинолит, составляющий до 40% породы. Образует крупные волокнистые и игольчатые агрегаты, размеры которых достигают до 1.4-2 мм. Частично замещается хлоритом.

Такие петрографические характеристики не позволяют точно соотнести указан-

ное интрузивное тело с каким-либо геологическим подразделением региона, поэтому необходимо привлечение геохимических характеристик.

Таким образом, в ходе петрографических исследований часть картируемых подразделений соотнесена с различными интервалами разреза свиты Хеггой, для соотнесения остальных необходимы геохимические данные. Можно говорить о том, что образование пород, ныне слагающих участок работ, происходило в условиях активного магматизма и вулканической деятельности. В бассейне осадконакопления присутствовал как вулканогенный, так и терригенный источник сноса. В дальнейшем породы претерпели интенсивный метаморфизм зеленосланцевой фации, связанный, вероятнее всего, с тектоническими движениями во время каледонского надвигообразования. Этот факт затрудняет определение первичного минерального состава большей части магматических пород на участке работ.

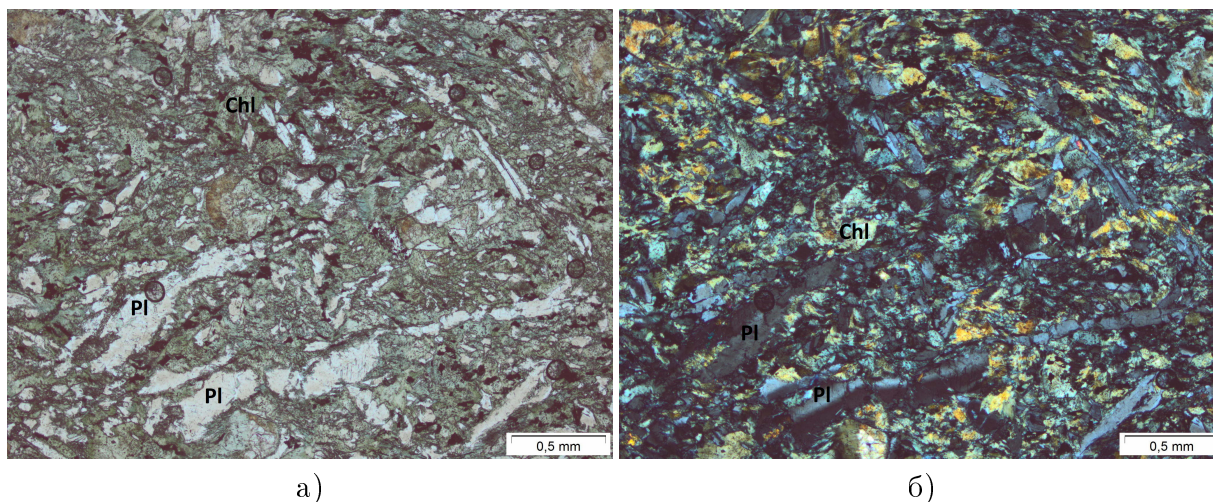


Рис. 18. Базальт с арх. Верландет в шлифе (а), в т.ч. с анализатором (б). Фото автора, март-апрель 2019.

Слагающие исследуемую часть архипелага Верландет породы представлены двумя разновидностями базальтов [5] (Рис. 18). Первая разновидность характеризуется порфировой структурой и массивной текстурой. Во вкрапленниках находятся основные плагиоклазы, их зерна идиоморфные, длиннопризматические. Размеры достигают 0.08×1 мм. Основная масса представлена полностью раскристаллизованным стеклом, сложенным актинолитом, хлоритом, эпидотом и альбитом, а также микролитами основного плагиоклаза и ортопироксена ряда энстатита-бронзита. Вторая же разновидность обладает равномернoзернистой структурой и массивной текстурой. В этих базальтах все стекло также раскристаллизовано, но отсутствуют порфировые вкрапленники: все зерна по своим размерам находятся в одном диапазоне. Мине-

ральный состав представлен авгитом (20%), роговой обманкой (15%), актинолитом (30%), хлоритом (15%), эпидотом (8%), альбитом (2%) и основными плагиоклазами (10%).

5. Геохимические исследования

На этапе геохимических исследований истолченные в пудру породы образцы были подвергнуты рентгенофлуоресцентному (XRF) и масс-спектрометрическому (ICP-MS) анализам. С помощью первого были определены содержания петрогенных оксидов в породах (Табл. 1), а с помощью второго – содержания малых элементов (Табл. 2). На основании полученных данных были построены графики распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), спайдерграммы малых элементов, классификационные и дискриминационные диаграммы.

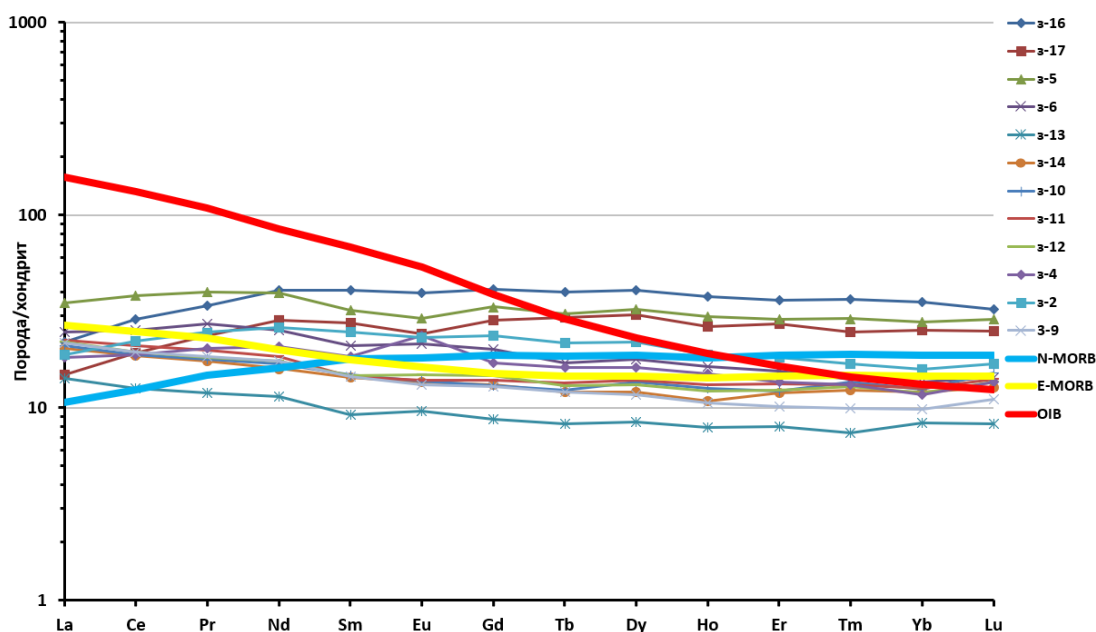


Рис. 19. График распределения РЗЭ в породах. Значения нормированы по хондриту [9]. Условные обозначения: N-MORB – нормальные базальты СОХ, E-MORB – обогащенные базальты СОХ, OIB – базальты океанических островных дуг. Эталонные линии построены по данным [25]

В первую очередь составы магматических и ортометаморфических пород с участ- ка работ были вынесены на графики распределения РЗЭ (Рис. 19) и редких эле- ментов (Рис. 20) в с целью выяснения геодинамических обстановок формирования магматических комплексов, а также дополнительного классификационного факто- ра. Как видно из рисунков, все породы занимают положение между нормальными и

обогащенными базальтами срединно-океанических хребтов, что соответствует позиции офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд. На основании анализа приведенных графиков стало возможным разделение пород-образцов на несколько групп.

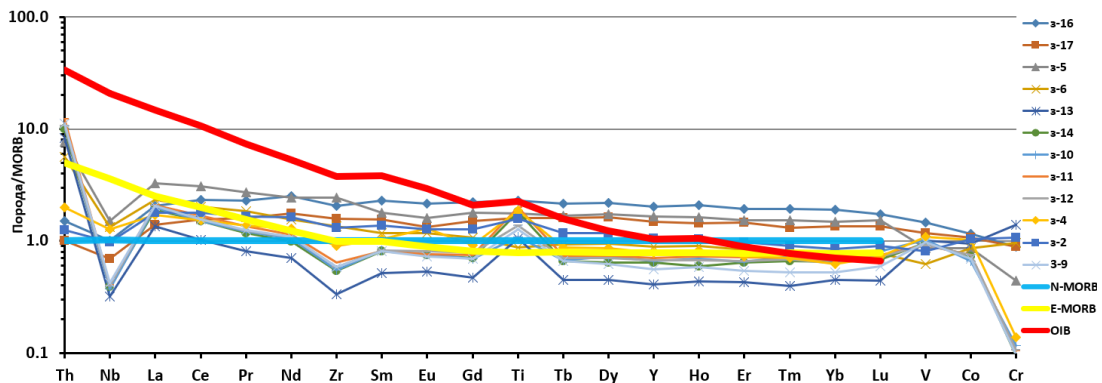


Рис. 20. Спайдерграмма распределения малых элементов в породах. Значения нормированы по примитивной мантии [22]. Условные обозначения: N-MORB – нормальные базальты СОХ, E-MORB – обогащенные базальты СОХ, OIB – базальты океанических островных дуг. Эталонные линии построены по данным [25]

Первая группа включает в себя породы габброидного интрузива на северо-западной оконечности участка работ. Они наиболее отчетливо соотносятся с дайковыми и интрузивными породами офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд с острова Твиберг, соседствующего с о. Атлойна.

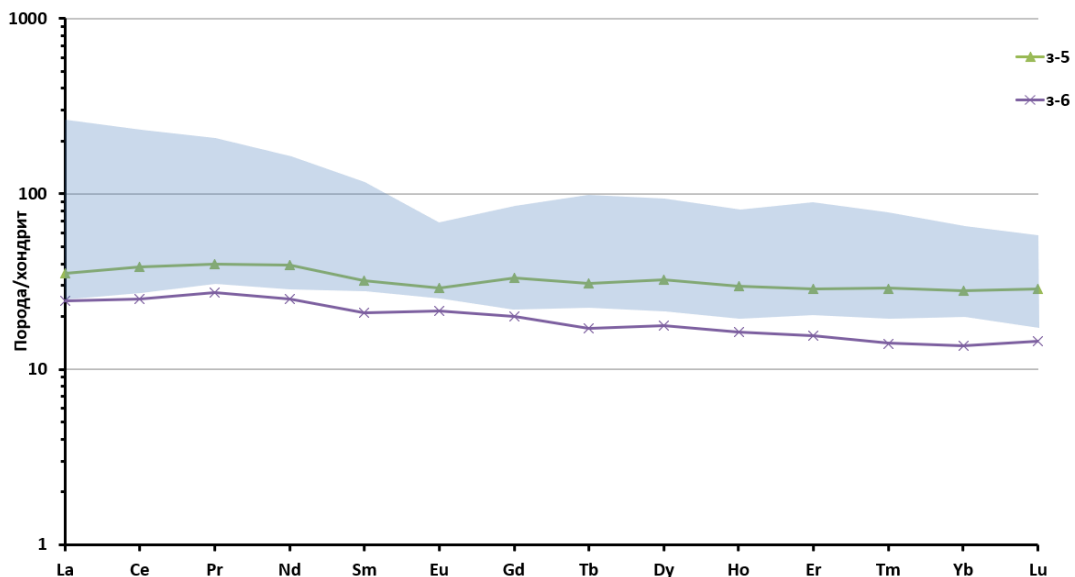


Рис. 21. График распределения РЗЭ в породах северо-западного интрузива в сравнении с породами офиолитового комплекса с о. Твиберг (выделенная цветом область). С использованием данных [11]

Как видно из рисунка (Рис. 21), данные породы характеризуются двадцати-тридцатикратным повышенным содержанием РЗЭ относительно хондритов, а также чуть более высо-

ким содержанием легких РЗЭ по сравнению с тяжелыми. Европейский минимум либо проявлен слабо, либо отсутствует вовсе.

График распределения малых элементов в породах (Рис. 22) характеризуется постепенным снижением содержания элементов от тория к хрому. При этом наблюдается отчетливый неодимовый минимум.

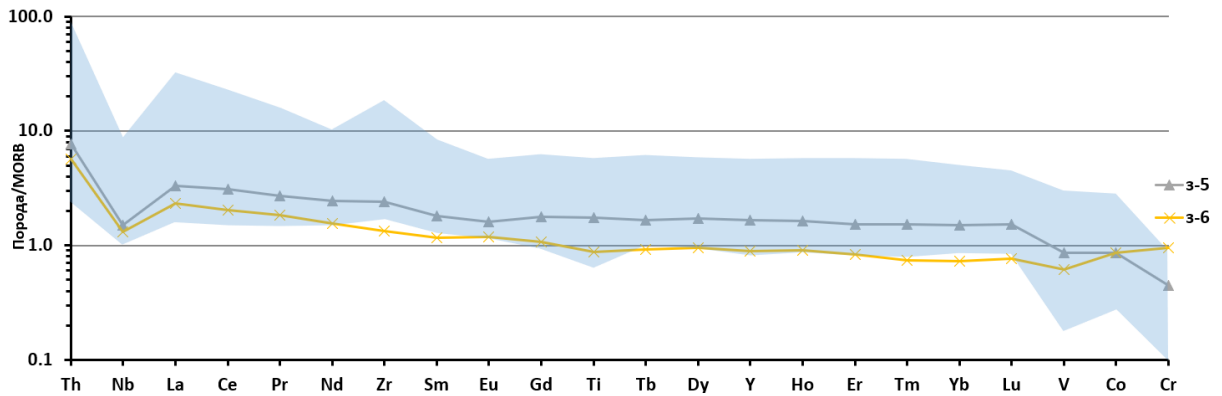


Рис. 22. Спайдерграмма распределения малых элементов в породах северо-западного интрузива в сравнении с породами офиолитового комплекса с о. Твиберг (выделенная цветом область). С использованием данных [11]

Во вторую группу попали образцы, представляющие базальты с архипелага Верландет. Эти породы соответствуют вулканической части разреза офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд.

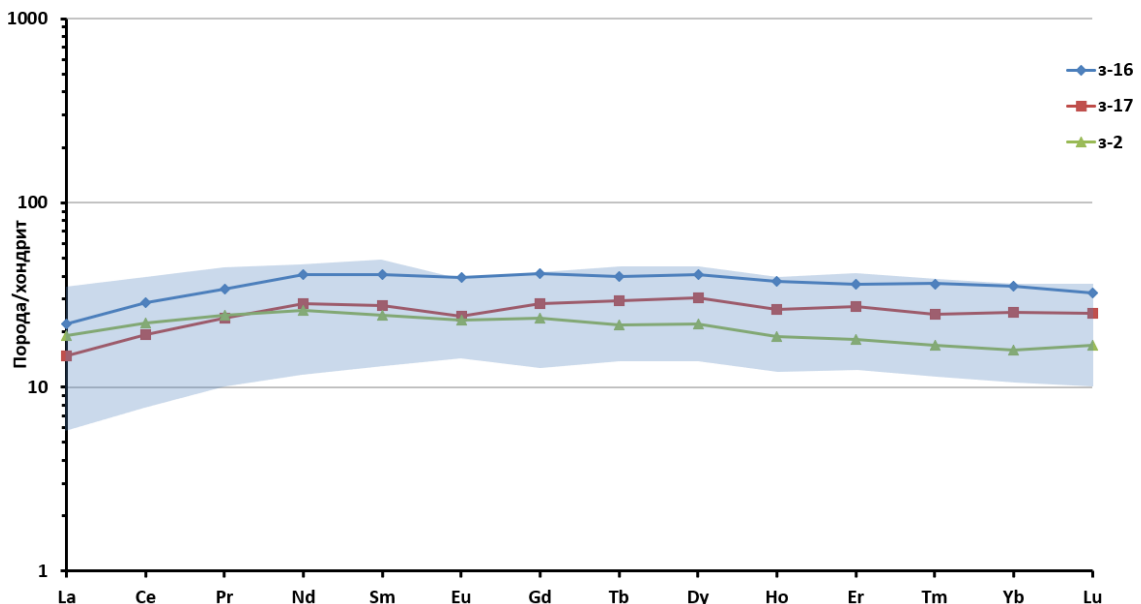


Рис. 23. График распределения РЗЭ в базальтах арх. Верландет и пироксеновых песчаниках о. Атлойна в сравнении с вулканическими породами офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд (выделенная цветом область). С использованием данных [11]

На графике распределения РЗЭ (Рис. 23) они характеризуются пониженными содержаниями лантана, церия и празеодима, почти не проявляющими на графиках европиевым минимумом. Сходство с этими графиками наблюдается также у образца З-2, представляющего пироксеновые разномерные песчаники на участке работ. Это свидетельствует о том, что данные породы образовались в результате перемыва вулканитов офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд.

На спайдерграмме распределения малых элементов (Рис. 24) у вышеозначенных пород прослеживается пониженное содержание тория и ниобия при относительно стабильных содержаниях остальных элементов на уровне от типичных базальтов СОХ до двухкратного превышения над этим уровнем.

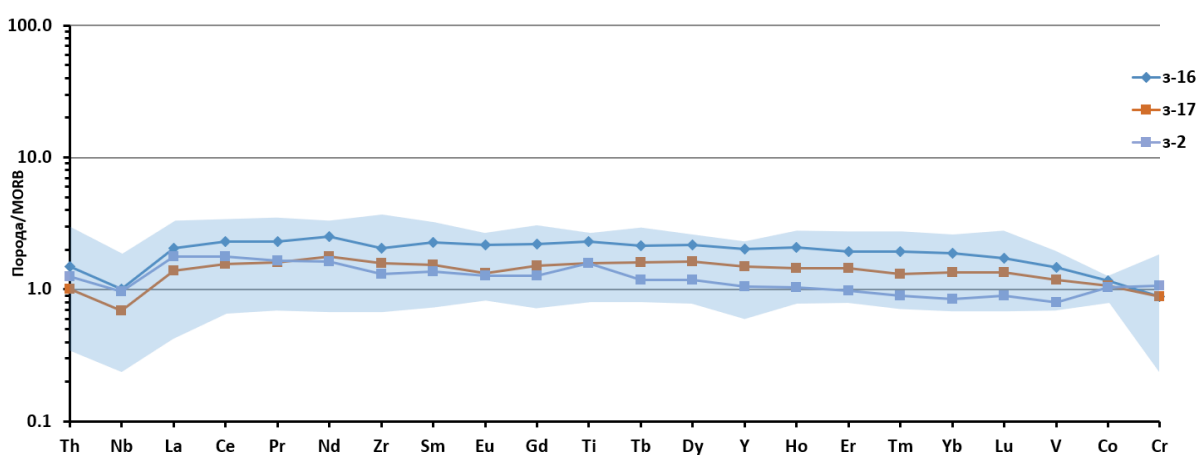


Рис. 24. Спайдерграмма распределения малых элементов в базальтах арх. Верландет и пироксеновых песчаниках о. Атлойна в сравнении с вулканическими породами офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд (выделенная цветом область). С использованием данных [11]

Остальные же породы попали в группу, характеризующуюся относительно ровным графиком распределения РЗЭ в диапазоне от десяти- до двадцатикратного превышения относительно хондрита. Как видно из рисунка (Рис. 25), такое распределение наиболее соответствует данным свиты Хеггой. Значения являются несколько пониженными относительно среднего содержания в породах свиты Хеггой, но вполне укладываются в общий разброс.

Попытка же соотнесения этих пород с теми или иными геологическими подразделениями по спайдерграммам распределения малых элементов (Рис. 25) не дала однозначных результатов. Наиболее сходным является график распределения для вулканитов свиты Хеггой, однако у пород участка работ наблюдается слишком высокое содержание тория и сильный неодимовый минимум, что более характерно для

пород комплекса Херсвик. Также присутствуют нетипичные для свиты Хеггой циркониевый и хромовый минимумы и титановый максимум.

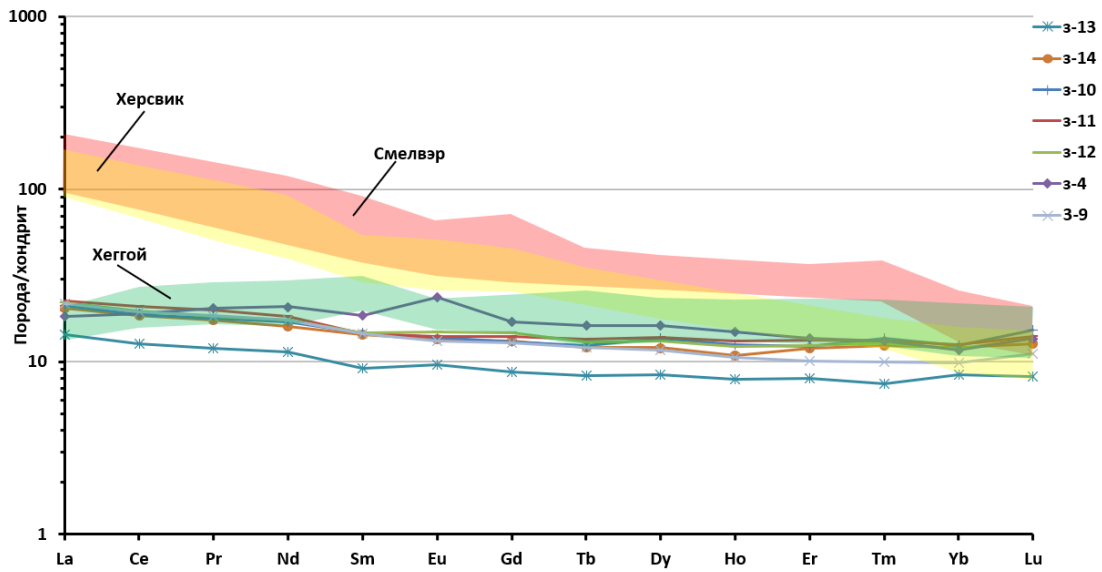


Рис. 25. График распределения РЗЭ в породах участка работ в сравнении с породами геологических подразделений области Солунл-Ставфьорд (выделенные цветом области). С использованием данных [11]

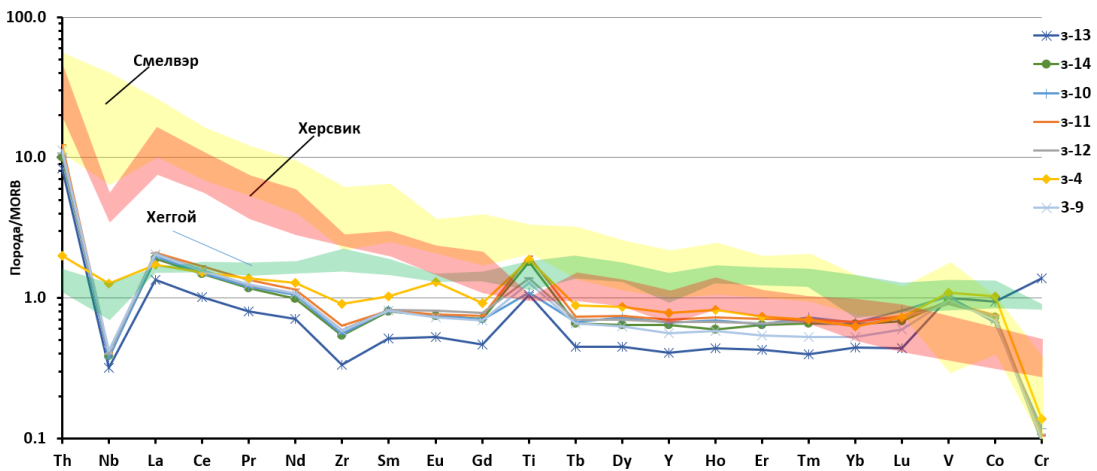


Рис. 26. Спайдерграмма распределения малых элементов в породах участка работ в сравнении с породами геологических подразделений области Солунл-Ставфьорд (выделенные цветом области). С использованием данных [11]

Для уточнения данного вопроса была построена дополнительная спайдерграмма распределения малых элементов для вышеуказанных пород (Рис. 27) с целью сверки с региональными различиями содержания малых элементов в породах геологических подразделений региона. Исходя из результатов построения, отчетливо видно, что породы участка работ относятся исключительно к свите Хеггой. Это подтверждается хорошо проявленным тантал-ниобиевым минимумом, повышенным содержанием то-

рия, P_2O_5 , TiO_2 , пониженным содержанием хрома.

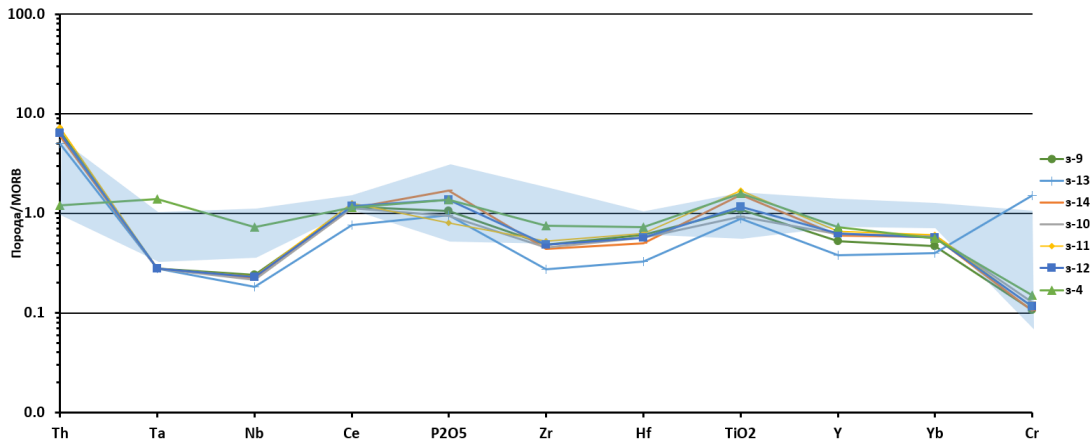


Рис. 27. Спайдерграмма распределения малых элементов в породах участка работ в сравнении с породами свиты Хёггой (выделенная цветом область). С использованием данных [13]

После успешного разбиения пород участка работ на группы точки их составов были вынесены на классификационные диаграммы. Для интрузивных пород использовалась TAS-диаграмма (Рис. 28). Все без исключения породы на ней попали в область габбро.

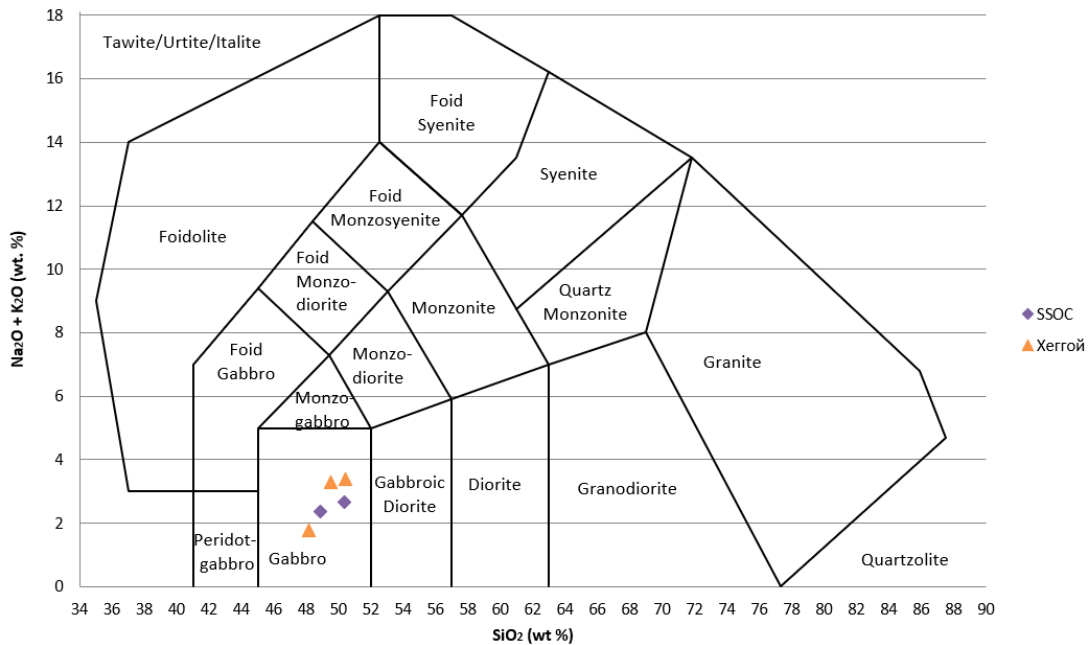


Рис. 28. Положение интрузивных пород участка работ на TAS-диаграмме (по материалам [18]). SSOC – офиолитовый комплекс Солунд-Ставфьорд

Для вулканических пород и метавулканитов помимо обычной TAS-диаграммы (Рис. 29) использовалась диаграмма Винчестера (Рис. 30), нивелирующая эффекты

вторичного изменения пород. На TAS-диаграмме один образец базальтов офиолитового комплекса попал в область пикробазальтов, в то время как все остальные образцы попали в область обычных базальтов.

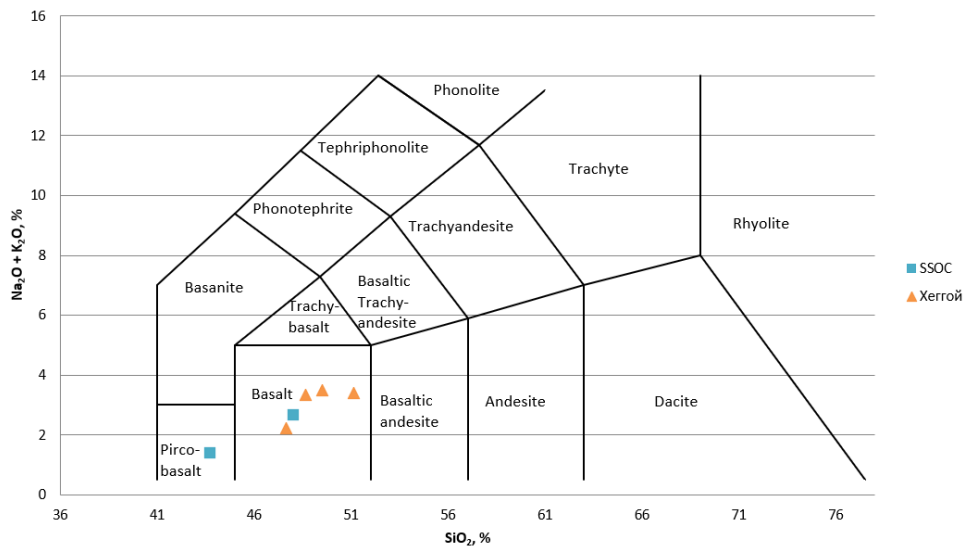


Рис. 29. Положение эффузивных пород участка работ на TAS-диаграмме (по материалам [15]). SSOC – офиолитовый комплекс Солунд-Ставфьорд

На диаграмме Винчестера породы офиолитового комплекса и свиты Хеггой образуют видимый ряд, при этом первые попали в область базальтов и андезитов, в то время как вторые – в область субщелочных базальтов.

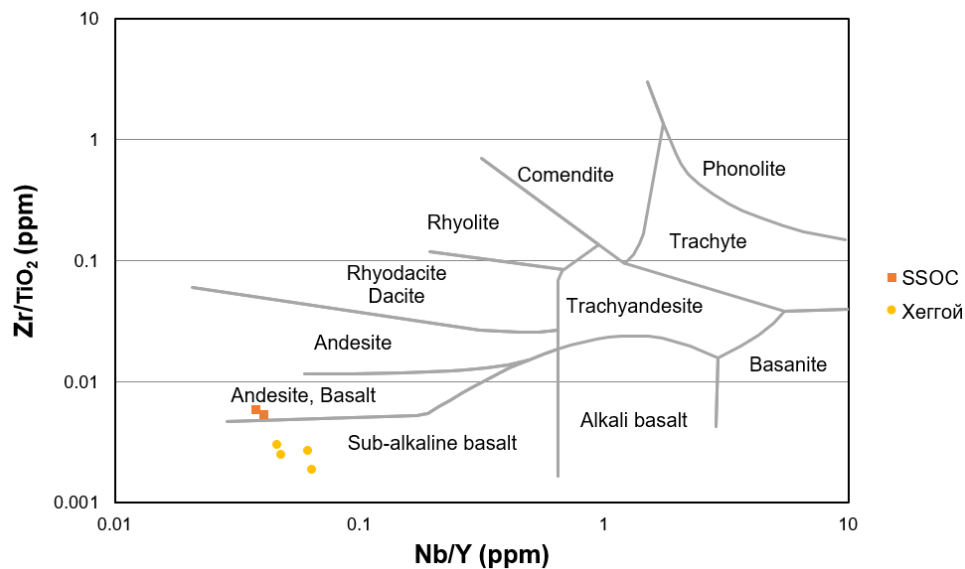


Рис. 30. Положение эффузивных пород участка работ на диаграмме Винчестера (по материалам [26]). SSOC – офиолитовый комплекс Солунд-Ставфьорд

Далее точки составов исследуемых магматических пород были вынесены на АМФ-

диаграмму (Рис. 31) для определения их принадлежности к толеитовой или кальциево-щелочной серии. Как видно из рисунка, эффузивные и интрузивные породы офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд попадают в область толеитовой серии, в то время как магматические породы серии Хеггой – в область известково-щелочной серии.

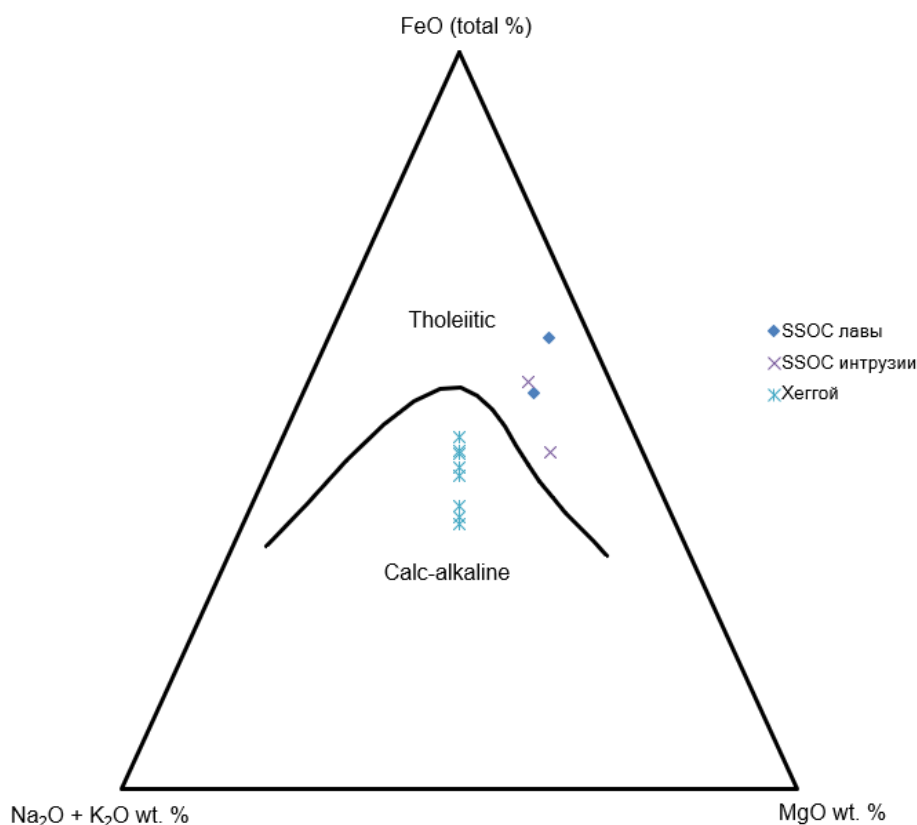


Рис. 31. Положение пород участка работ на AMF-диаграмме (по материалам [16]). SSOC – офиолитовый комплекс Солунд-Ставфьорд

Во время следующей стадии геохимических работ было предпринято уточнение геодинамической позиции магматических пород участка работ с помощью дискриминационных диаграмм, уже использовавшихся ранее для пород искомого региона. На диаграмме Ti-V (Рис. 32) видно, что лавы офиолитового комплекса попадают целиком в область базальтов COX, в то время как интрузивные породы офиолитового комплекса и породы свиты Хеггой частично попадают в переходную область между COX и океаническими островными дугами.

На диаграмме Zr-Zr/Y (Рис. 32) лавы комплекса Солунд-Ставфьорд также четко попадают в область COX. Интрузивные породы этого подразделения смещены к области внутриплитных базальтов, а породы свиты Хеггой – в островодужную область.

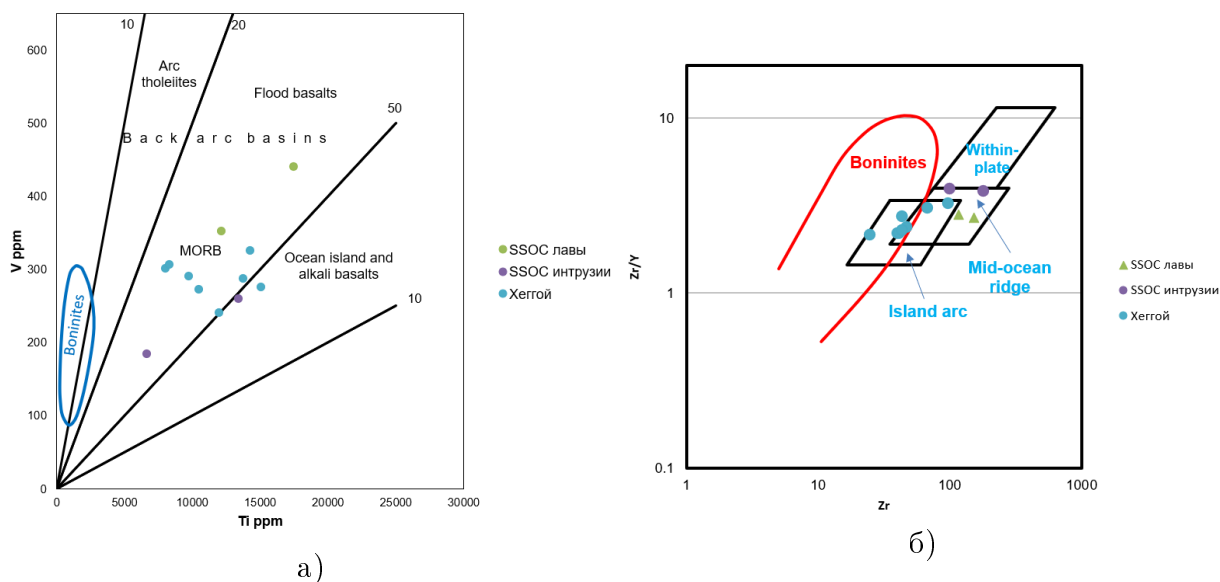


Рис. 32. (а) Положение пород участка работ на Ti-V дискриминационной диаграмме (по материалам [23]). (б) Положение пород участка работ на Zr-Zr/Y дискриминационной диаграмме (по материалам [21, 10]). SSOC – офиолитовый комплекс Солунд-Ставфьорд

Исходя из совокупности вышеизложенных геохимических данных, можно говорить о том, что породы на участке работ представляют собой два геологических подразделения: офиолитовый комплекс Солунд-Ставфьорд и свиту Хёггой. Магматические комплексы этих подразделений формировались в условиях срединно-океанических хребтов с привносом островодужного материала. Причем этот привнос увеличивается от пород офиолитового комплекса к породам свиты Хёггой.

6. Моделирование магматического источника

6.1 Петрохимическое моделирование

На этапе петрохимического моделирования на основании распределения редких элементов был рассмотрен вопрос эволюции магматического источника для пород участка работ. Для этого были использованы бинарные диаграммы, основанные на изменении отношений различных пар тех или иных редких элементов при последовательном фракционировании различных минералов [2]. Эталонном служили диаграммы, построенные по теоретическим значениям коэффициентов распределения (Рис. 33). Диаграмма Sr-Y позволяет наиболее точно определить процесс фракционного удаления граната, плагиоклаза и амфибола, диаграмма Y-Zr подходит для граната и амфибола. На диаграмме Y-Ti наиболее четко выделяются тренды амфибола, маг-

нетита и граната, на диаграмме Zr-Ti – тренды магнетита и амфибола [2].

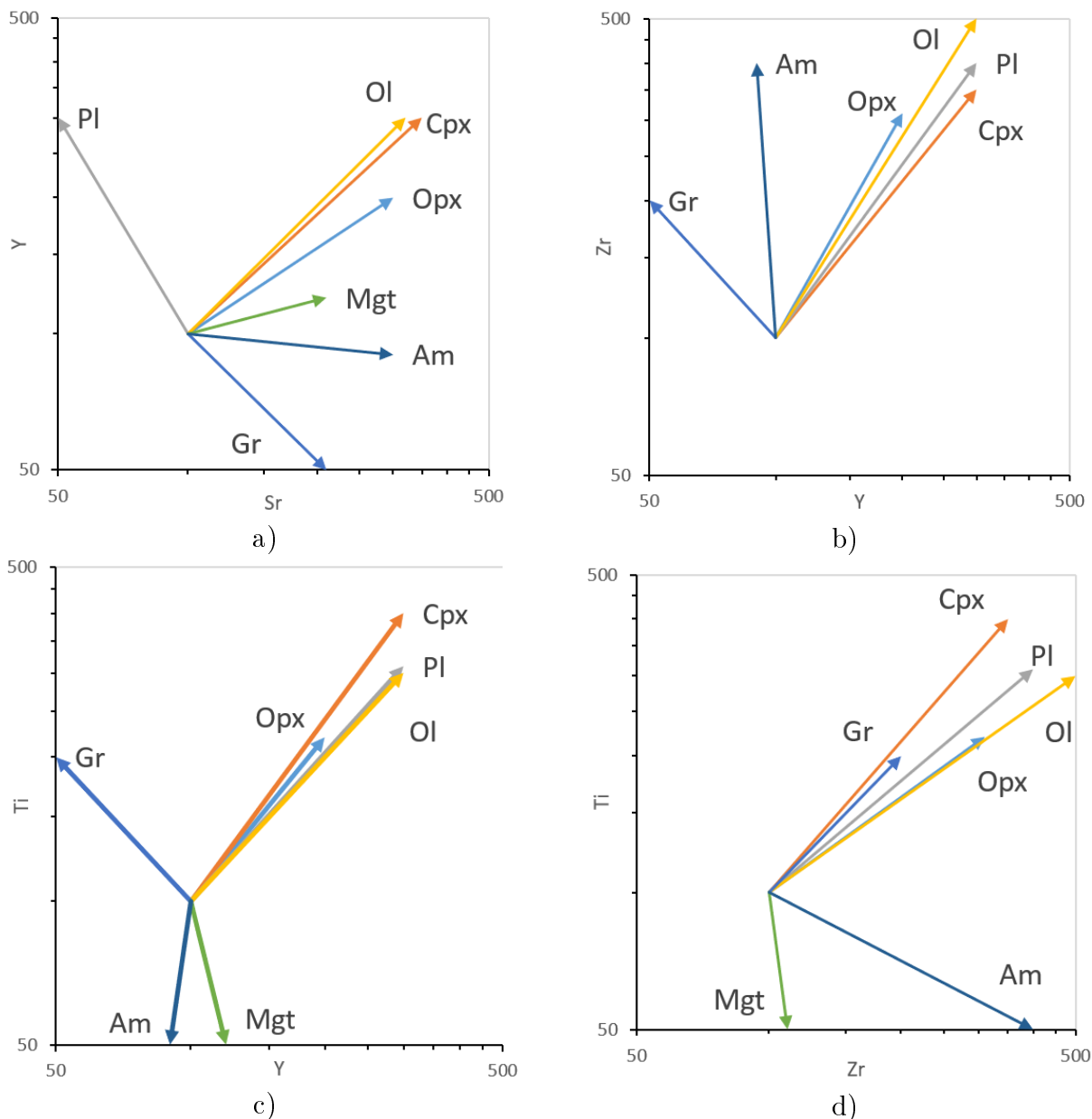


Рис. 33. Тренды изменения содержаний редких элементов в базальтоидном расплаве при фракционном удалении минералов (по материалам [2])

Далее на аналогичные диаграммы были вынесены точки составов пород-образцов (Рис. 34). Для пород каждого геологического подразделения были построены линии регрессии [3]. Линии регрессии исследуемых подразделений сравнивались с теоретическими трендами для обоснования фракционирования тех или иных минералов. Затем у полученных природных трендов определялись начальные и конечные точки. Наконец, для определения процента фракционирования полученные значения подставлялись в уравнение Рэлея-Макфи: $x_e = x_i(1-f)^{K-1}$, где K – коэффициент распределения элемента между расплавом и твердой фазой, f – степень фракцио-

нирования, x_e и x_i – конечное и начальное содержание элемента [1]. Все построения и вычисления были произведены в программе Microsoft Excel. Исходные данные и результаты расчетов представлены в таблице (Табл. 3).

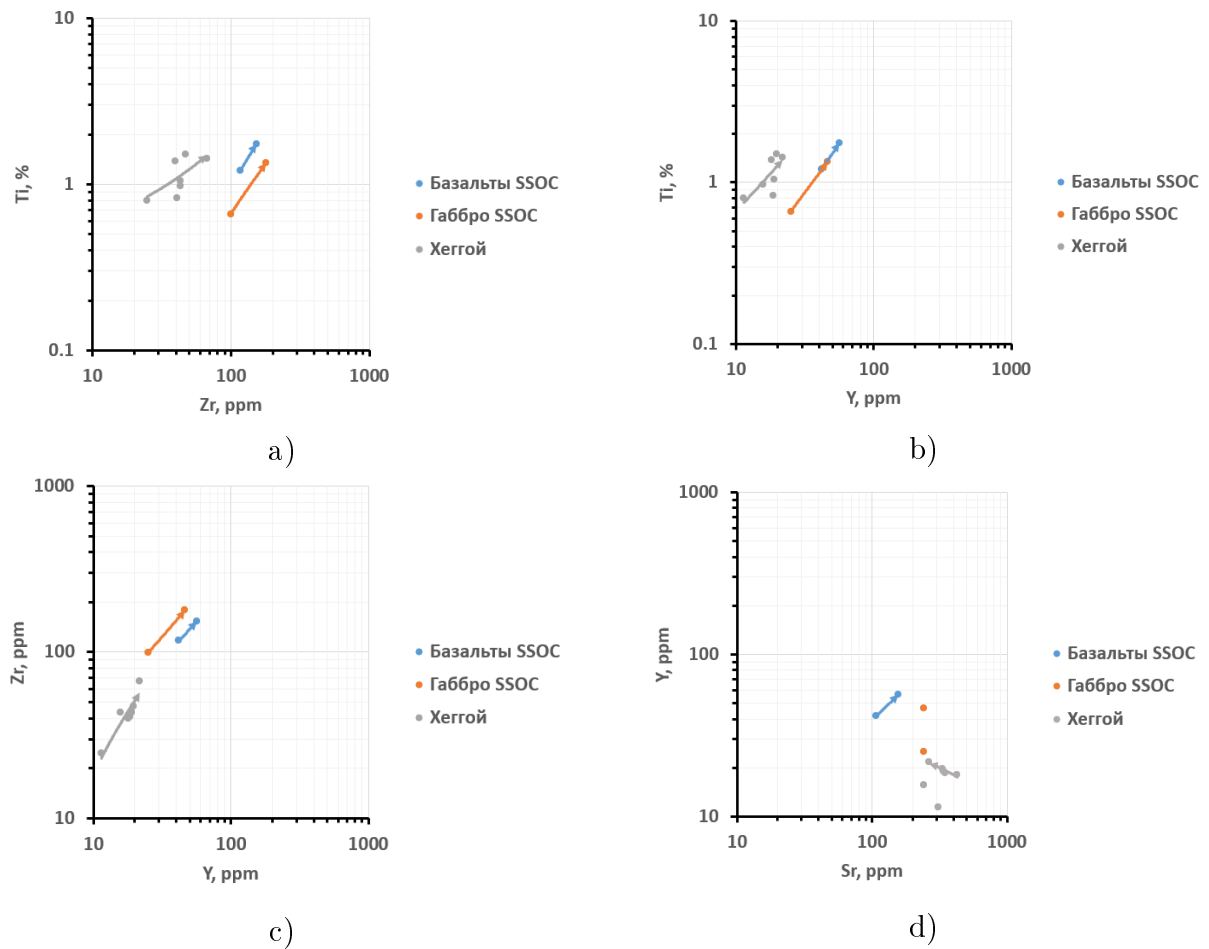


Рис. 34. Тренды изменения содержаний редких элементов в породах участка работ

В ходе вышеописанных построений и расчетов было установлено, что основным процессом при образовании магматических пород свиты Хёггой являлось фракционирование плагиоклаза. В результате расчетов с использованием коэффициентов распределения [8] определена приблизительная степень фракционирования, она составляет порядка 40%. Такое значение степени фракционирования несколько превышает стандартные значения для срединно-океанических хребтов [12] и является переходным к океаническим островным дугам.

Для вулканических и интрузивных пород офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд тренды имеют крайне близкое направление и расположение. Разделяются они лишь по содержанию Sr, но это, скорее всего, обусловлено процессами метаморфизма, сильно затронувшими породы интрузива на о. Атлойна. Достоверные же тренды наиболее точно отвечают процессам фракционирования клинопироксена и оливина. Такой

набор минералов указывает на мантийный резервуар для данных пород [2]. Это подтверждается и петрографическими данными. Рассчитанные с использованием коэффициентов распределения [17, 20, 24] степени фракционирования для базальтов с арх. Верландет составили 40% для оливина и 30-35% для клинопироксена. Для метагаббро и метадолеритов с о. Атлойна степень фракционирования составляет порядка 70% для клинопироксена и порядка 80% для оливина.

Таким образом, в ходе петрохимического моделирования установлен мантийный источник для магматических пород офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд и свиты Хёггой. Ведущим процессом при образовании первых являлось фракционирование оливина и клинопироксена. Для вторых же таковым было фракционирование плагиоклаза. Значения степени фракционирования для данных пород находятся в пределах верхней границы диапазона, характерного для обстановок срединно-океанических хребтов, либо незначительно превышают её, что характерно для переходных обстановок от СОХ к океаническим островным дугам.

6.2 Изотопные исследования

На втором этапе моделирования был проведен Sm-Nd изотопный анализ отобранных образцов, представляющих породы офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд, магматические и осадочные породы свиты Хёггой. По результатам анализа для всех образцов были рассчитаны значения $\epsilon Nd(T)$. Исходные данные и результаты этих вычислений представлены в таблице (Табл. 4). Возраст в 443 миллиона лет был выбран по литературным данным [11], как средний для всего офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд.

Вычисленные значения $\epsilon Nd(T)$ образцов затем были вынесены на график (Рис. 35).

Исходя из данного графика видно, что магматические породы офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд и свиты Хёггой попали в мантийную область, следовательно, расплавы, из которых в дальнейшем кристаллизовались эти породы, являются выплавками из деплетированной мантии. Это соответствует результатам моделирования по редким элементам.

Осадочные породы свиты Хёггой легли в область коровых пород. Однако на графике наблюдается существенный разброс значений $\epsilon Nd(T)$. Эта особенность может объясняться наличием двух различных источников сноса осадочного материала при

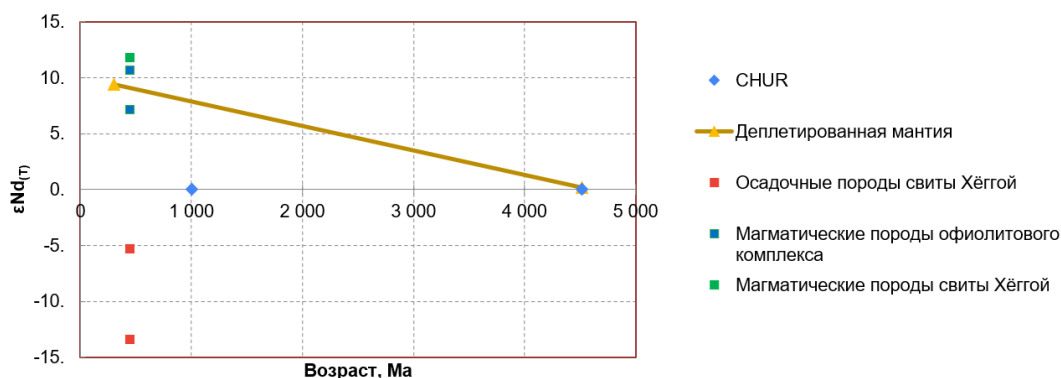


Рис. 35. Разделение пород участка работ по значению $\epsilon Nd(T)$. CHUR – хондритовый резервуар

накоплении пород данной свиты. Так, алевролиты в основании разреза свиты Хёггой, характеризующиеся низким значением $\epsilon Nd(T)$, формировались с преобладанием континентального источника сноса. Вероятно, этим источником выступала окраина Балтики. Для более молодых осадочных пород свиты Хёггой характерно уже повышенное значение $\epsilon Nd(T)$, что указывает на смену со временем сноса с континента на снос с образований срединно-океанического хребта.

Таким образом, в ходе изотопных исследований подтверждена мантийная природа материнских расплавов для магматических пород офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд и свиты Хёггой. Для осадочных пород этой свиты определены два источника сноса: континент и срединно-океанический хребет. Со временем преобладание первого источника сменялось преобладанием второго.

Заключение

В результате исследования, проведенного в рамках выпускной квалификационной работы, были сделаны следующие выводы:

1. В пределах участка работ выделены свита Хёггой, породы которой занимают большую часть территории, и фрагмент офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд, расположенный на крайнем северо-западе участка. Контакты между различными подразделениями являются сугубо тектоническими (Рис. 36).
2. Свита Хёггой на участке работ представлена терригенными, вулканокластическими, вулканическими и интрузивными породами. Все они сильно деформированы и подвергнуты интенсивному метаморфизму зеленосланцевой фации,

что вероятнее всего связано с процессами формирования раннепалеозойской складчато надвиговой системы норвежских каледонид. Магматические породы по своим геохимическим характеристикам относятся к основным породам нормальной щелочности. Офиолитовый комплекс Солунд-Ставфьорд в пределах участка работ представлен интрузивным телом метагаббро и метадолеритов

3. Магматические породы офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд формировались в условиях срединно-океанического хребта. Геодинамическая обстановка формирования магматических пород свиты Хёггой уже смещена в область океанических островных дуг.
4. Породы офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд образовались из мантийного источника путем фракционной кристаллизации оливина и клинопироксена. Причем степень фракционирования для базальтов с архипелага Верландет составляет 30-40%, а для габбро и долеритов с острова Атлойна – 70-80%. Породы свиты Хёггой также формировались из мантийного источника, преимущественно путем пятидесятипроцентного фракционирования плагиоклаза. Значения степени фракционирования указывают на обстановки срединно-океанических хребтов для пород офиолитового комплекса и на переходные обстановки между СОХ и океаническими островными дугами для свиты Хёггой.
5. Изотопные характеристики магматических пород офиолитового комплекса Солунд-Ставфьорд и свиты Хёггой указывают на то, что материнским расплавом для них являлись выплавки из деплетированной мантии. Изотопные характеристики осадочных пород свиты Хёггой говорят о существовании двух источников сноса осадочного материала в их бассейн осадконакопления. Первый источник находился на континенте, им выступала, вероятно, Балтика, второй – в пределах срединно-океанического хребта.

Список литературы

- [1] Арискин, А. А. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм / А. А. Арискин, Г. С. Бармина. – Москва: Наука, 2000. – 351 с.
- [2] Лобач-Жученко, С. Б. Фракционная кристаллизация в архейских коматиит-базальтовых сериях, установленная по распределению редких элементов / С. Б. Лобач-Жученко, Н. А. Арестова, И. Н. Крылов, В. А. Матреничев // Геохимия. – Ленинград, 1988. – № 10. – С. 1437-1448.
- [3] Матреничев, А. В. Петрология людиковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны. Балтийский щит / А. В. Матреничев, В. А. Матреничев // Сборник трудов молодых учёных ИГГД РАН / Издательство Политехнического университета. – Санкт-Петербург, 2010. – С. 223-256.
- [4] Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов / В. Н. Шванов, В. Т. Фролов, Э. И. Сергеева и др. — Санкт-Петербург: Недра, 1998.— 352 с.
- [5] Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метосоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. – Санкт-Петербург: Издательство ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.
- [6] Физическая география частей света / Н. В. Александровская, Р. А. Ерамов, Г. М. Игнатъев и др., под ред. А. М. Рябчикова. – Москва: Высшая школа, 1963. – 548 с.
- [7] Шванов, В. Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов) / В. Н. Шванов. — Ленинград: Недра, 1987. — 269 с.
- [8] Aigner-Torres, M. Laser Ablation ICPMS study of trace element partitioning between plagioclase and basaltic melts: an experimental approach / M.

- Aigner-Torres, J. Blundy, P. Ulmer, T. Pettke // *Contrib Mineral Petrol.* – 2007. – Vol. 153. – P. 647-667.
- [9] Anders, E. Abundances of the elements: Meteoritic and solar / E. Anders // *Geochimica et Cosmochimica acta.* – 1989. – Vol. 53. – P. 197-214.
- [10] Dilek, Y. Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana / Y. Dilek, H. Furnes, M. Shallo // *Gondwana Research.* – 2007. – Vol. 11. – P. 453-475.
- [11] Furnes, H. Structure, geochemistry, and tectonic evolution of trench-distal backarc oceanic crust in the western Norwegian Caledonides, Solund-Stavfjord ophiolite (Norway) / H. Furnes, Y. Dilek, R. B. Pedersen // *Geological Society of America Bulletin.* – 2012. – Vol. 7-8. – P. 1027-1047.
- [12] Furnes, H. The evolution of lavas in a Late Ordovician backarc basin: The Solund-Stavfjord ophiolite complex, W. Norway / H. Furnes, B. Hellevang, H. Hellevang, B. Robins // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* – 2006. – Vol. 7. – P. 1-32.
- [13] Furnes, H. Petrology, tectonics, and hydrothermal alteration of a fossil backarc oceanic crust: Solund-Stavfjord ophiolite complex of the western Norwegian Caledonides—A review / H. Furnes, K. P. Skjerlie, Y. Dilek // *Geological Society of America Special Papers.* – 2000. – Vol. 349. – P. 443-460.
- [14] Gee, D. G. Collisional Orogeny in the Scandinavian Caledonides (COSC) / D. G. Gee, C. Juhlin, C. Pascal, P. Robinson // *GFF.* – 2010. – Vol. 132. – P. 29-44.
- [15] *Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms* / edited by R. W. la Maitre. – second edition. – New York: Cambridge University Press, 2005. – 256 p.
- [16] Irvine, T. N. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks / T. N. Irvine, W. R. A. Baragar // *Canadian journal of earth sciences.* – 1971. – Vol. 8.5. – P. 523-548.

- [17] McKenzie, D. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations / D. McKenzie, R. K. O'Nions // *Journal of Petrology*. – 1991. – Vol. 32. – P. 1021-1091.
- [18] Middlemost, E. A. K. Naming materials in the magma / igneous rock system / E. A. K. Middlemost // *Earth-Science Reviews*. – 1994. – Vol. 37. – P. 315-324.
- [19] Milnes, A. G., Contraction, extension and timing in the South Norwegian Caledonides: the Sognefjord transect / A. G. Milnes, O. P. Wennberg, Ø. Skår, A. G. Koestler // *Geological Society, London, Special Publications*. – 1997. Vol. 121. – P. 123-148.
- [20] Nikogosian, I.K. Ion-microprobe analysis of melt Inclusions in olivine: experience in estimating the olivine-melt partition coefficients of trace elements / I. K. Nikogosyan, A. V. Sobolev // *Geochemistry International*. – 1997. – Vol. 35. – P. 119-126.
- [21] Pearce, J.A. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb. Variations in volcanic rocks: island arc, ocean ridge, and within-plate basalts / J. A. Pearce, M. J. Norry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1979. – Vol. 69. – P. 33-37.
- [22] Pearce, J. A. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis / J. A. Pearce, I. J. Parkinson // *Geological Society, London, Special Publications*. – 1993. – Vol. 76. – P. 373-403.
- [23] Shervais, J. W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas / J. W. Shervais // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1982. – Vol. 59. – P. 101-118.
- [24] Sobolev, A.V. Incompatible element partitioning between clinopyroxene and basalt liquid revealed by the study of melt inclusions in minerals from Troodos lavas, Cyprus / A. V. Sobolev, A. A. Migdisov, M. V. Portnyagin // *Petrology*. – 1996. – Vol. 4 (3). – P. 307-317.
- [25] Sun, S.-s. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.-s. Sun, W. F. McDonough //

Geological Society, London, Special Publications. – 1989. – Vol. 42. – P. 313-345.

- [26] Winchester, J. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements / J. A. Winchester, P. A. Floyd // Chemical Geology. – 1977. – Vol. 20. – P. 325-343.

Приложения

Приложение 1

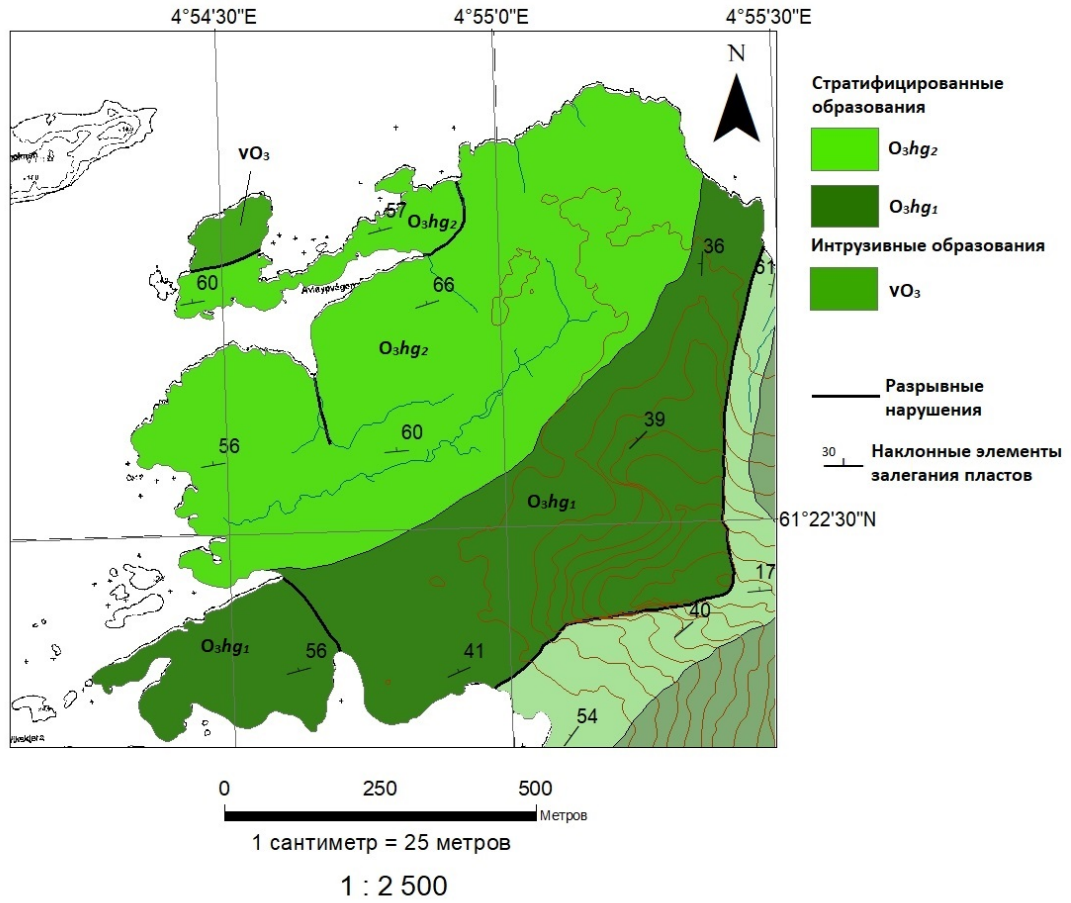


Рис. 36. Итоговая геологическая карта участка работ. Составлена автором

Приложение 2

Таблица 1. Содержание петрогенных оксидов в породах образцах. Значения даны в весовых процентах

Образец	Подразделение	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
3-1	Хёггой	52.46	14.22	2.186	10.21	0.1984	5.86	9.526	3.982	0.0931	0.2509	1.27	100
3-2	Хёггой	47.86	16.31	1.994	10.88	0.1879	6.629	11.51	2.232	0.1763	0.1738	2.2	100
3-3	Хёггой	65.99	11.28	0.6451	4.564	0.0655	3.172	5.45	2.039	1.367	0.1042	5.62	100
3-4	Хёггой	48.17	13.86	2.38	13.08	0.224	6.451	12.02	1.715	0.0607	0.1653	2.07	100
3-5	SSOC	48.9	14.36	2.235	12.01	0.1983	6.338	11.72	2.321	0.0587	0.1529	1.83	100
3-6	SSOC	50.35	14.78	1.105	9.825	0.1896	7.846	11.22	2.256	0.4026	<0.05	2.2	100
3-7	Хёггой	66.9	11.84	0.6008	4.668	0.0546	3.508	4.252	1.447	1.792	0.1081	5.28	100
3-8	Хёггой	50.17	14.35	2.132	11.35	0.1892	7.038	10.17	2.837	0.0454	0.1301	1.79	100
3-9	Хёггой	47.65	16.49	1.624	9.633	0.1644	7.704	12	1.912	0.3053	0.1271	2.5	100
3-10	Хёггой	49.52	17.03	1.38	8.449	0.1572	6.085	11.84	3.013	0.4654	0.1135	2.14	100
3-11	Хёггой	49.54	16.02	2.515	10.86	0.1909	5.759	10.19	3.235	0.0533	0.0963	1.73	100
3-12	Хёггой	51.13	15.11	1.747	10.56	0.1903	6.126	10.34	3.345	0.0674	0.1652	1.46	100
3-13	Хёггой	48.66	18.64	1.334	8.217	0.1582	6.325	11.13	2.233	1.111	0.1157	2.31	100
3-14	Хёггой	50.39	14.81	2.29	11.46	0.1884	6.157	9.317	3.316	0.0671	0.2033	1.96	100
3-15	Хёггой	63.65	14.93	0.8612	7.609	0.067	5.054	0.835	2.258	1.759	0.1035	3.13	100
3-16	SSOC	43.72	13.62	2.914	15.18	0.2419	7.28	12.96	1.278	0.1142	0.2493	2.31	99.88
3-17	SSOC	48.03	14.5	2.021	12.92	0.2134	7.381	11.56	2.456	0.1974	0.1569	0.481	99.94

Приложение 3

Таблица 2. Содержание редких элементов в породах-образцах. Все значения даны в ppm

Образец	3-1	3-2	3-3	3-4	3-5	3-6	3-7	3-8	3-9	3-10	3-11	3-12	3-13	3-14	3-15	3-16	3-17
Подразделение	Хёгрой	Хёгрой	Хёгрой	Хёгрой	SSOC	SSOC	Хёгрой	Хёгрой	Хёгрой	Хёгрой	Хёгрой	Хёгрой	Хёгрой	Хёгрой	Хёгрой	SSOC	SSOC
Sc	31.9	29.4	20.7	24.3	29.6	21.3	31.6	14.4	23	26.1	24.8	24.3	32.5	24.1	15.6	33.4	32.3
V	338	241	202	326	260	185	315	132	291	306	276	273	302	287	224	441	352
Cr	292	294	164	37.6	122	262	129	211	26.7	32.1	28.6	29.2	380	26.2	27	244	244
Co	43	41.7	33.9	40.8	34.6	34.3	27.2	26.6	27.8	26.6	30	29.9	37.6	28.9	18.6	46.3	42.8
Ni	88.1	84.8	79.3	27.7	38.7	88.4	28.9	159	19.5	15.4	14.7	14.5	112	14.5	12	76.2	58.3
Rb	<2	4.19	7.51	<2	<2	18.4	2.41	54.6	28.4	32.5	29.4	27.6	4.45	20.4	13.2	<2	3.16
Sr	148	214	207	264	241	241	310	38.5	242	346	335	340	309	429	290	157	107
Y	44	29.3	25.2	21.8	46.4	25	46.1	34.5	15.7	18.6	19.7	18.9	11.4	18	19	56.6	41.7
Zr	105	96.4	88.1	67.1	179	99.4	170	195	43.2	40.9	47.1	43.4	24.7	39.8	43.2	153	117
Nb	1.56	2.23	2.47	2.92	3.44	3.04	4.65	15.1	0.97	0.86	0.93	0.91	0.73	0.89	1.06	2.32	1.59
Ba	8.47	25.9	116	28.3	37	474	31.9	433	445	981	757	774	228	805	146	41.2	9.82
La	3.44	4.44	4.57	4.28	8.24	5.8	9.22	25.1	5.1	4.94	5.25	5.15	3.35	4.77	5.35	5.17	3.47
Ce	11.9	13.4	13	11.4	23.1	15.2	24.5	51.9	11.7	11.3	12.6	11.8	7.64	11.2	12.5	17.3	11.6
Pr	2.12	2.19	2.12	1.82	3.57	2.43	3.84	6.29	1.64	1.59	1.78	1.63	1.06	1.55	1.65	3.03	2.11
Nd	12.4	11.8	10.7	9.4	17.8	11.4	19.4	23.8	7.88	7.66	8.32	7.9	5.16	7.2	7.86	18.4	12.9
Sm	4.52	3.62	3.24	2.71	4.72	3.08	5.32	4.86	2.14	2.17	2.13	2.15	1.35	2.12	2.12	6	4.06
Eu	1.39	1.29	1.12	1.32	1.63	1.2	1.87	1.31	0.74	0.77	0.78	0.83	0.54	0.76	0.83	2.21	1.35
Gd	6.07	4.66	3.9	3.36	6.55	3.94	7.04	4.66	2.54	2.56	2.74	2.89	1.72	2.6	2.66	8.11	5.57
Tb	1.07	0.79	0.7	0.59	1.12	0.62	1.17	0.81	0.44	0.45	0.49	0.47	0.3	0.44	0.48	1.44	1.07
Dy	7.76	5.34	4.33	3.91	7.87	4.33	7.93	5.72	2.84	3.3	3.37	3.2	2.04	2.92	3.32	9.91	7.37
Ho	1.63	1.05	0.95	0.83	1.65	0.91	1.73	1.17	0.59	0.7	0.73	0.68	0.44	0.6	0.71	2.09	1.46
Er	4.36	2.89	2.55	2.17	4.57	2.46	4.63	3.35	1.61	1.94	2.11	1.96	1.27	1.9	2.04	5.77	4.33
Tm	0.7	0.41	0.37	0.32	0.7	0.34	0.72	0.51	0.24	0.33	0.32	0.31	0.18	0.3	0.31	0.88	0.6
Yb	4.29	2.58	2.41	1.9	4.55	2.22	4.23	3.2	1.6	2.02	2.05	1.93	1.36	1.97	2.05	5.76	4.12
Lu	0.64	0.41	0.38	0.33	0.7	0.35	0.69	0.52	0.27	0.37	0.34	0.33	0.2	0.31	0.35	0.79	0.61
Hf	2.97	2.61	2.47	1.75	4.3	2.43	4.1	5.15	1.45	1.37	1.5	1.37	0.79	1.19	1.42	4.09	3.26
Ta	0.1	0.18	0.18	0.25	0.24	0.23	0.34	1.07	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.17	0.12
Th	0.12	0.15	0.34	0.24	0.92	0.68	0.89	9.83	1.34	1.28	1.46	1.28	1	1.2	1.4	0.18	0.12
U	<0.1	<0.1	0.12	0.15	0.3	0.2	0.39	2.77	0.52	0.36	0.36	0.34	0.32	0.34	0.37	<0.1	<0.1

Приложение 4

Таблица 3. Расчётные данные для петрохимического моделирования

Элемент	x_i	x_e	Минерал	К	Ф, %
Хёггой					
Y	11.4	21.8	Pl	0.008	47.4
Ti	0.799511	1.426415	Pl	0.039	42.7
Zr	24.7	67.1	Pl	0.006	63.0
Среднее значение					51.0
Габбро офиолитового комплекса					
Y	25	46.4	Срх	0.245	59.5
Ti	0.662264	1.339511	Срх	0.229	72.1
Zr	99.4	179	Срх	0.046	75.3
Среднее значение					69.0
Y	25	46.4	Ol	0.009	84.6
Zr	99.4	179	Ol	0.011	78.9
Среднее значение					81.8
Базальты офиолитового комплекса					
Y	41.7	56.6	Ol	0.009	35.3
Sr	107	157	Ol	0.00019	46.7
Ti	1.211254	1.746459	Ol	0.006	43.9
Zr	117	153	Ol	0.011	30.4
Среднее значение					39.1
Y	41.7	56.6	Срх	0.245	25.9
Sr	107	157	Срх	0.082	42.2
Ti	1.211254	1.746459	Срх	0.229	32.6
Zr	117	153	Срх	0.046	29.1
Среднее значение					32.4

Приложение 5

Таблица 4. Расчетные данные и результаты вычислений для Sm-Nd характеристики пород-образцов

Порода	Образец	Возраст, Ma	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(T)$
Базальт SSOC	З-17	443	4.99	24.06	0.1255	0.512976	10.67
Габбро SSOC	З-6	443	2.46	6.23	0.2381	0.513124	7.18
Базальт Хёггой	З-12	443	5.88	19.50	0.1821	0.513200	11.84
Песчаник Хёггой	З-3	443	4.57	24.00	0.1151	0.512127	-5.32
Алеврит Хёггой	З-15	443	4.31	0.2162	0.512005	0.512976	-11.23