

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ИНСТИТУТ НАУК О ЗЕМЛЕ

Кафедра региональной геологии

Выпускная квалификационная работа

Состав и строение Имандра-Варзугской зоны
Кольского полуострова (Северо-Сергозерская площадь)

Работу выполнил:

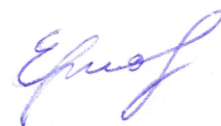
студент 4 курса, направления геология

Касторный Н.А.



Научный руководитель:

д.г.-м.н., проф. А.К. Худoley



Заведующий кафедрой:

к.г.-м.н. Ершова В.Б.

Санкт-Петербург
2020

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ИНСТИТУТ НАУК О ЗЕМЛЕ

Кафедра региональной геологии

Выпускная квалификационная работа

Состав и строение Имандра-Варзугской зоны
Кольского полуострова (Северо-Сергозерская площадь)

Работу выполнил:

студент 4 курса, направления геология

Касторный Н.А.

Научный руководитель:

д.г.-м.н., проф. А.К. Худолей

Заведующий кафедрой:

к.г.-м.н. Ершова В.Б.

Санкт-Петербург

2020

Оглавление

Введение.....	стр. 3
1. Общие сведения.....	стр. 7
1.1. Физико-Географическая характеристика.....	стр. 7
1.2. Геологическое строение.....	стр. 10
1.2.1. Геологическое строение и районирование Кольского полуострова.....	стр. 10
1.2.2. История геологического изучения.....	стр. 13
1.2.3. Геологическое строение листа Q-37-VII, VIII.....	стр. 15
2. Стратиграфия Имандра-Варзугской зоны Северо-Сергозерской площади и петрография пород.....	стр. 20
2.1. Стратиграфия.....	стр. 20
2.2. Петрография пород.....	стр. 27
3. Химическая характеристика пород Имандра-Варзугской зоны.....	стр. 32
3.1. Петрохимическая характеристика.....	стр. 33
3.2. Определение геодинамической обстановки формирования.....	стр. 37
3.3. Характеристика мантийного источника.....	стр. 44
3.4. Обсуждение результатов.....	стр. 48
Заключение.....	стр. 50
Список литературы.....	стр. 51
Приложения	стр. 58

1. Введение

Одним из основных видов работ, который необходим для дальнейших геологических изысканий, являются региональные геолого-съёмочные работы масштаба 1: 200 000. Данные работы проводятся в России и странах бывшего СССР с 1955 года. К 1994 году из 4823 номенклатурных листов было издано или подготовлено к печати 3454 листа Государственной геологической карты страны (Госгеолкарта-200).

Однако на данный момент проводится геологическое доизучение площадей масштаба 1: 200 000 (ГДП-200). Одной из основных целей данных работ является перекрытие «белых пятен» на геологической карте масштаба 1:200000, на которые не были изданы листы по причине либо отсутствия достаточного количества проведенных работ, либо по причине их отсутствия в целом. Работы проводятся по всей стране: Кольский полуостров, Камчатский полуостров, Западная Сибирь, Полярный Урал и др.

Одним из листов, который находится в процессе создания является сдвоенный лист Q-37-VII, VIII (Северо-Сергозерская площадь). Данный лист расположен в пределах Кольского полуострова и включает в себя фрагмент южной оконечности Имандра-Варзугской зоны, представленной вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Основной проблемой в изучении данной площади является крайне плохая обнаженность, в результате чего трудно определить положение границ толщ, особенно производить расчленение вулканических серий.

В сложившихся обстоятельствах основным инструментом, который бы позволил наиболее достоверно производить исследования, являются геохимические исследования, благодаря которым существует возможность определения серийности и состава пород.

Целью и задачами настоящей работы являются следующие:

Цель:

Петрохимическая характеристика пород Имандра-Варзугской зоны в пределах листа Q-37-VII, VIII (Северо-Сергозерская площадь) и определение условий их формирования

Задачи:

- 1) Петрографическая характеристика исследуемых пород
- 2) Характеристика петрохимического и геохимического состава вулканитов

- 3) Уточнение расположения границ кукшинской, сейдореченской и полисарской свит (Ремизова, 2007) с использованием новых данных
- 4) Составление сводной стратиграфической колонки

Актуальность работы

Актуальность данной работы обусловлена тем, что на изучаемой площади на данный момент отсутствует государственная геологическая карта. По причине этого строение данной площади остается дискуссионным, в частности, это касается границ структурно-формационных зон. На исследуемой территории в течение долгого времени проводились работы как регионального характера, так и поискового. В результате этого на территории присутствует достаточно объемное количество неопубликованных данных по составу пород, химии пород, а также множество крупномасштабных и мелкомасштабных карт, однако в целом строение площади слабо освещается в литературе. Таким образом, данная работа позволит улучшить представление о геологическом строении площади и суммировать ранее не опубликованные данные по петрографии и геохимии.

Практическая значимость

Дальнейшая работа с новыми геохимическими и петрографическими данными позволит дать более широкое представление о строении региона, опирающееся помимо фондовой литературы, также и на результаты новых исследований.

Изучение вулканитов Имандра-Варзугской зоны в пределах Северо-Сергозерской площади позволит проследить их границы и охарактеризовать их в пределах труднодоступной для изучения области Кольского полуострова, что может стать значительной опорой при дальнейших геологических, геодинамических или геохимических исследованиях.

Фактический материал

Фактический материал для данной работы был отобран во время полевых работ в составе геолого-съёмочной партии АО «Северо-Западного ПГО» в июле-сентябре 2018 года с непосредственным участием автора. На территории Имандра-Варзугской зоны (ИВЗ) было отобрано 55 образцов, из которых было изготовлено 35 шлифов (в работе использовано 19

шлифов). Также было произведено 23 анализа методами рентгено-спектрального флуоресцентного анализа (РСФА) и масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS).

Методика работ

В целях уточнения геологического строения листа Q-37-VII, VIII в период с 23.07.2018 по 14.09.2018 были пройдены полевые маршруты масштаба 1:200000 и 1:50000. Во время данных маршрутов автором была отобрана часть использованного в данной работе каменного материала, а затем по результатам полевых исследований автор участвовал в составлении геологической карты площади.

Затем отобранные геохимические пробы были отправлены в лабораторию ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, где была произведена пробоподготовка. Основные операции, выполняемые в лаборатории ВСЕГЕИ:

- разборка проб по их получении
- первичное просушивание
- дробление
- сокращение (квартование) проб
- отбор дубликатов
- истирание (до крупности 200меш, 0,074мм)

Присланные пробы по ИВЗ относятся к общегеохимическим пробам. Для предупреждения заражения последующей пробы от предшествующей предполагается тщательная очистка при помощи промышленного пылесоса или использование «пустой» пробы.

Также на базе лаборатории ВСЕГЕИ были изготовлены шлифы, которые затем исследовались в АО «Северо-Западное ПГО» при помощи поляризационного микроскопа Leica DM4000.

РСФА проводился в лаборатории ВСЕГЕИ. Силикатный анализ выполняется на рентгеновском спектрометре ARL 9800 ф. ARL.

Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) также проводилась на базе лаборатории ВСЕГЕИ на приборах ELAN-DRC-e (Perkin Elmer) и Agilent 7700x (Agilent

Technologies).

Оформление графических материалов производилось при помощи программ ArcMap 10.4.2, Adobe Photoshop CC 2018, CorelDraw X6, MS Excel 2018.

Для интерпретации петрохимических и геохимических данных использовалась программа Statistica 10.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность за помощь в написании данной работы своему научному руководителю д.г.-м.н. А.К. Худолею, а также к.г.-м.н. Н.А. Алфимовой. За предоставленные материалы автор благодарит заместителя начальника СЗ отдела ВСЕГЕИ И.А. Житникову И.А и А.В. Матреничева.

1.1. Физико-Географическая характеристика

География

Изучаемая площадь расположена в двух административных единицах Кольского полуострова: северная часть листа относится к Ловозерскому району, южная – к Терскому району. Ближайшие населенные пункты – пос. Варзуга, пос. Краснощелье. Инфраструктура на площади листа не развита: сообщение осуществляется либо посредством вездехода, либо при помощи вертолётных перевозок.

Орографическое строение площади относительно однородное и представляет собой слабохолмистую и пологоволнистую равнину с большим количеством болот и заболоченных участков. Наивысшая точка – гора Вонзуй (335 м). По высоте значительно выделяется северная часть листа, т.к. она является более приподнятой относительно всего листа со средними абсолютными высотами 220-270 м, против 150-190 м на юге – понижение в сторону Терского берега (рис. 1). Обнаженность района крайне плохая, коренные выходы очень редки и в большинстве случаев распространены вдоль рек. Значительно распространены четвертичные моренные отложения, которые покрывают большую часть холмов.

Гидрологическая сеть

Гидрогеографически район относится к бассейну Белого моря. На территории листа находятся несколько крупных рек: р. Поной, р. Стрельна и р. Большая (рис. 1). На площади также присутствуют несколько крупных озер: оз. Сергозеро, оз. Песчаное, оз. Песочное, оз. Синьгозеро, оз. Вульявр (Нижнекамское). Берега озер и рек часто заболоченные, однако вдоль рек встречаются и высокие берега с хорошей обнаженностью (р. Поной в центральном течении, р. Варзуга в центральном течении).

На площади широко распространены ручьи, болота и мелкие озера (рис. 2). Ручьи встречаются как болотного без аллювиальных отложений, так и горного типов – с грубообломочным аллювием. Часто русла водотоков приурочены к тектоническим нарушениям.

В засушливые периоды болота высыхают и становятся относительно проходимыми, в сезон дождей площадь крайне заболочена.

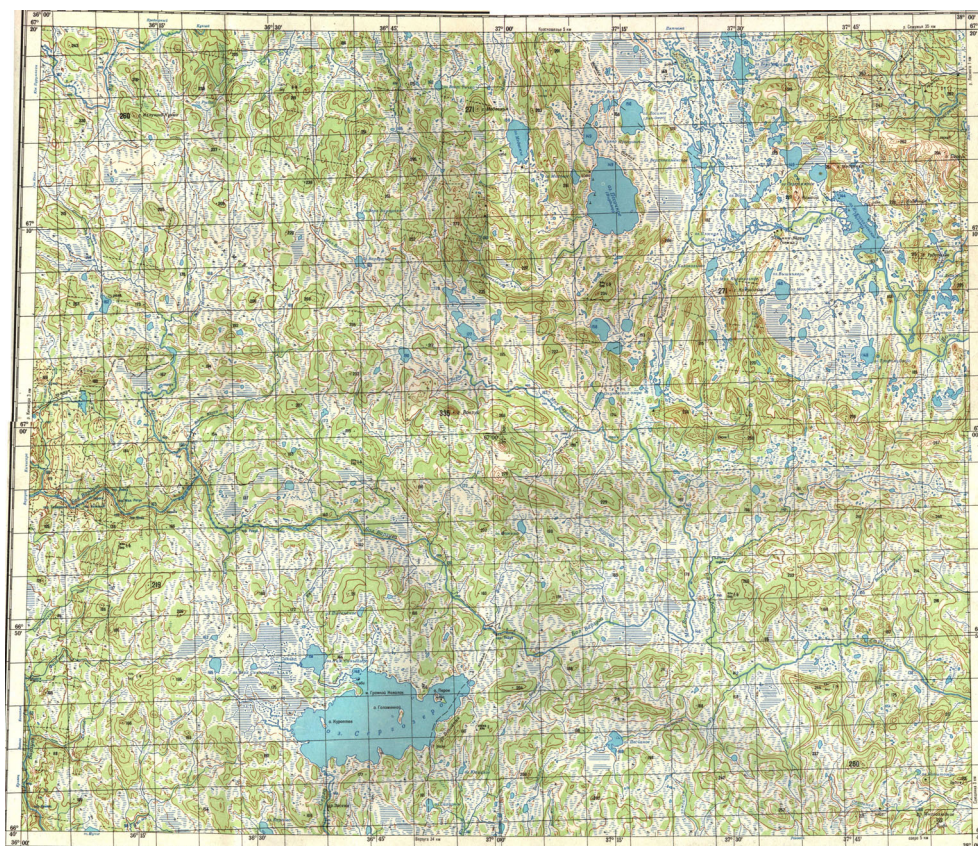


Рис. 1. Топографическая карта Генитаба листа Q-37-VII, VIII масштаба 1: 200 000



Рис. 2. Болотистая местность Северо-Сергозерской площади в среднем течении р. Варзуга, фото автора.

Климат

К центру и востоку полуострова континентальность нарастает — здесь климат умеренно-холодный. Лето короткое и прохладное, зима длинная и холодная. Средние температуры января-февраля от -8°C на северо-западе полуострова до -14°C в центре; июля, соответственно, от $+8^{\circ}\text{C}$ до $+14^{\circ}\text{C}$. Снег лежит в среднем с середины-конца октября до середины мая (в горных районах с конца сентября-начала октября до середины июня). Заморозки и выпадение снега возможны в летний период. На побережье и горных плато часты сильные ветра (до 45—60 м/с), зимой — затяжные метели. Из-за высокой влажности воздуха и сильных ветров даже небольшие морозы переносятся крайне тяжело. Годовое количество осадков составляет ок. 375 мм.

Флора и фауна

На территории широко распространена болотистая и лесная растительность. В целом по зональному районированию территория относится к таежной и тундровой зонам. Лесная флора представлена березой, лиственницей, елью, сосной, - значительно преобладают хвойные растения. Также широко распространены кустарниковые растения – карликовая береза, орешник. Вдоль рек и озер широко распространены заросли ивняка.

Болотная растительность представлена мхами и лишайниками. Лишайники широко распространены в северной части, где площадь листа переходит в Кейвские тундры.

Фауна характеризуется широким разнообразием птиц: рябчики, тетерева, куропатки, глухари, утки, гаги, лебеди. В лесах водятся олени и лоси. Широко распространены мелкие млекопитающие: зайцы, белки, песцы. Основным хищником является медведь, который также широко распространен на площади. Широко развиты насекомые, преимущественно комары, слепни, лосиные мухи, мошка.

1.2 Геологическое строение

1.2.1. Геологическое районирование Кольского полуострова

Геологическое строение Кольского полуострова остается дискуссионным до сих пор. Существует несколько точек зрения, которые в некоторой мере противоречат друг другу. Автор работы придерживается схемы, описанной Дэвидом Бриджуотером в 1992, которая нашла отклик в геологическом сообществе и была затем развита такими авторами как Д.С. Дейли, М.Я. Тиммерман, В.В. Балаганский, С.В. Мудрук и др. Данная модель предлагает рассматривать Кольский полуостров как ряд аккрецированных друг к другу террейнов с дальнейшим их развитием.

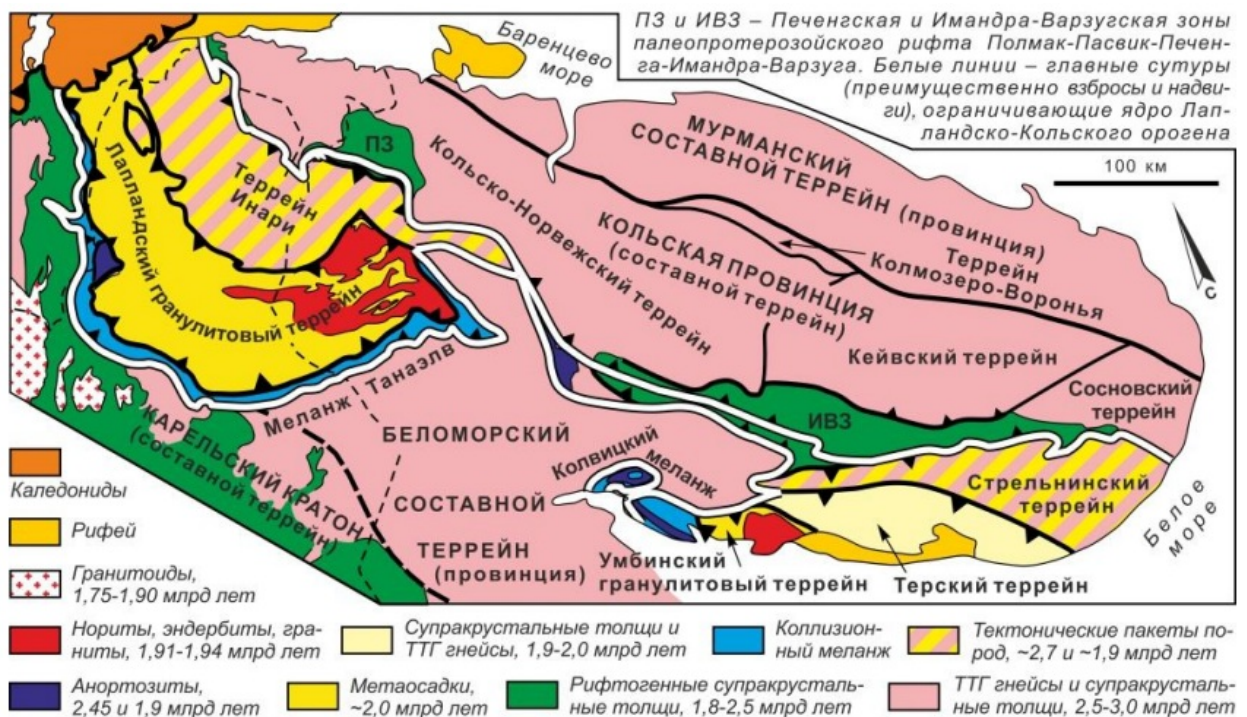


Рис. 3. Схема тектонического районирования Кольского полуострова (Балаганский, 2016)

Кольский полуостров можно подразделить на три крупных провинции: Мурманская, Кольская и Беломорская.

Беломорская провинция представляет собой основную часть Лапландско-Кольского орогена и включает в себя такие структуры как Колвицкий меланж, Умбинский гранулитовый терреин, Лапландский гранулитовый терреин и меланж Танаэлв (рис.3).

Провинция сложена преимущественно архейскими породами с террейнами протерозойского возраста, подвергшимся свекофенскому метаморфизму. Несмотря на большое количество структур различного происхождения, которые входят в состав данной провинции она более относится непосредственно к Карельскому кратону, т.к. значительная часть структур развита непосредственно в пределах его СВ части. Сам Беломорский подвижный пояс (БПП) сформировался в результате коллизионного этапа развития 2,7 – 2,4 млрд. лет и в последствии постоянно достраивался новыми террейнами (Глебовицкий, 2005). Породы беломорского пояса представлены в основном гнейсами, амфиболитами в южной части, слюдястыми сланцами. В Умбинском и Лапландском террейнах (рис. 3) широко развиты породы гранулитовой стадии метаморфизма, а также широко развиты габбро-анортозиты, анортозиты, амфиболиты, эндербиты (Минц и др., 2004; Балаганский, 2016; Глебовицкий, 2005).



Рис. 4. Модельный профиль через структуру Кольского полуострова (ЗКП – зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья) (Бискэ, 2019; Минц и др., 2004; Мудрук и др., 2013 и пр.)

Лапландский терреин имеет структуру сдвоенного разреза (рис. 4), которая сформировалась в результате свекофенской коллизии ЮЗ направленности на СВ части Карельского массива. Оба гранулитовых террейна обрамляются тектоническим меланжем, который формирует сложную колчановидную структуру с погружением в центр Беломорской провинции: на СВ для Лапландского террейна и на ЮЗ для Умбинского террейна.

Кольская провинция представляет собой более устойчивый блок, в который входят такие структуры как Печенгская зона палеопротерозойского рифта (ПЗ), Имандра-Варзугская зона палеопротерозойского рифта (ИВЗ), Кейвский терреин, Кольско-Норвежский терреин, терреин Инари, Сосновский терреин, Стрельнинский терреин и Терский терреин (рис. 3).

Данная провинция является самой крупной из представленных трех на Кольском полуострове. В пределах данной зоны на границе с Беломорской провинцией развиты палеорифты с характерными протерозойскими вулканогенным и вулканогенно-осадочным метаморфизованными отложениями - ПЗ и ИВЗ (рис. 3). Общая структура данных зон – синклиальная, однако на южное крыло, например, в пределах ПЗ, запрокинуто на северное, за счет чего создается чешуйчатое строение. Развитие надвигов также характерно в ИВЗ с ЮЗ падением.

Районирование данной провинции до сих пор спорно, т.к. многие исследователи выделяют одни и те же структуры в различные по происхождению зоны. Так, например, структуры Колмозеро-Воронья и Терская выделяются В.В.Балаганским как составные террейны, однако М.В. Минц и А.Б. Вревский выделяют их как Терско-Алареченский и Колмозеро-Воронья зеленокаменные пояса (ЗКП), которые сформировались уже непосредственно на самом массиве, а не были аккрецированы. Если рассматривать Терский террейн как зону ЗКП, то его площадь значительно увеличивается, т.к. она обрамляет Имандра-Варзугскую зону вплоть до Хибинского массива (Глебовицкий, 2005). В рамках современных региональных работ, проводимых на Кольском полуострове, также принято выделять Терско-Алареченский ЗКП (рис. 5). В пределах данной структуры широко развиты амфиболиты, гнейсы и сланцы архейского возраста, однако продолжают проводиться работы для уточнения временных рамок в южной части.

Террейны Инари и Стрельнинский имеют схожее строение (рис. 4) и за счет последующей аккреции с СВ на ЮЗ были надвинуты на Кольско-Норвежский и Сосновский террейны соответственно (рис. 3). Данные террейны сложены серыми гнейсами архейского возраста, а также раннепротерозойскими гранулитогнейсами (Минц и др., 2004).

Центрально-Кольский блок можно разбить на Норвежско-Кольский, Кейвский и Сосновский террейны (рис. 3). Данные блоки сложены преимущественно ТТГ-гнейсами возрастом от 2,5 до 3,6 млрд. лет (Минц и др., 2004), которые претерпели значительное преобразование претерпели в ходе свекофенской складчатости, выраженное в метаморфизме и метасоматозе пород. Центрально-Кольский блок в целом характеризуется значительной мощностью континентальной коры (Глебовицкий, 2005).

Значительную площадь Кейвского блока покрывают щелочные граниты и анортозиты, которые прорывают кианитовые сланцы кейвской свиты. В целом структуру

можно описать как синклиналичную, с поднятиями фундамента ТТГ-гнейсов во внутренних частях (Глебовицкий, 2005).

Мурманская провинция состоит из ТТГ-гнейсов возрастом 2,88 млрд. лет, а также эндербитов и плагиогранитов внедрившихся раньше. Южную часть провинции обрамляет структура Колмозера-Воронья, которая является зеленокаменным поясом. Гранитизация и метаморфизм, однако, имеют более поздний возраст – 2,7 млрд. лет, что соответствует времени коллизии Мурманского террейна с Кольским Центральным блоком и характеризует то же направление, которое зафиксировано в Беломорском подвижном поясе (Глебовицкий, 2005; Минц и др., 2004). Таким образом, Мурманский террейн представляет собой по сути схожий с Карельским гранитно-зеленокаменный массив.

В пределах Кольского полуострова также широко проявлен палеозойский магматизм, связанный с проявлением растяжения на всей территории Восточно-Европейской платформы. Данные интрузии представлены крупными щелочными Хибинским и Ловозерским массивами, внедрившимися 390 млн. лет назад, а также более ранним внедрением массивов ковдорской группы (Ковдор, Африканда, Песочный, Вуориярви) с возрастом 404 млн. лет назад (Минц и др., 2004).

1.2.2. История геологического изучения

Геологическое изучение площади Чальмны-Варре (Северо-Сергозерской) начало активно проводиться в начале 50-х годов XX века, когда появилась возможность для полноценного исследования данной территории.

Одна из первых проводимых экспедиций под руководством Г.С. Бискэ состоялась в 1948 году на северной части листа Q-37-VII, VIII. Работа заключалась в исследовании четвертичных отложений реки Поной на протяжении всего её течения.

Дальнейшее изучение, которое связано с широким исследованием палеозойских массивов ковдорской группы на Кольском полуострове проводилось А.И. Богачевым в 1953 году. Это были первые данные о Песочном массиве, а также более полное представление о массиве Федорово-Панских тундр. Также в 1957 в западной проводились геолого-поисковые работы масштаба 1: 50 000 на мусковит в Стрельнинском районе (Макиевский, 1957).

После данной экспедиции в 60-е годы начали проводиться активные плановые геолого-съёмочные работы:

1) геолого-съёмочные работы масштаба 1:50 000, проводимые Л.В. Калафати (1960) в Терском районе (южная часть листа);

2) экспедиция ВСЕГЕИ под руководством Н.Б. Абакумовой (1961), которая занималась исследованием протерозойских комплексов основных и щелочных пород Кольского полуострова и Карелии;

3) геолого-съёмочные и геолого-поисковые работы Ондомозерской партии масштаба 1:50 000 в восточной части листа (Селивановская Е.Е., 1964);

4) одна из первых геолого-съёмочных работ масштаба 1: 50 000 в пределах среднего течения р.Варзуга (Чалых, 1962);

5) поисковые работы на никель в среднем течении р.Варзуга (Константинов, 1965)

Косвенно в это время геологию листа затрагивало изучение Кейвской структуры (Проскуряков, 1964) и массива Панских тундр (Богатырев, 1967).

В 70-80-е года началось плановое изучение непосредственно Имандра-Варзугской структуры и её положение относительно соседних структур: проводились региональные геолого-съёмочные работы масштабов 1:50 000 и 1: 200 000 (Клюнин, 1974; Семенов, 1988; Гольдберг, 1978; Дайн, 1984; Зайцев, 1981). Также активно работали геофизические партии, которые с применением аэромагнитных и аэроэлектроразведочных работ смогли составить геофизическую основу для данного региона (Любавин, 1976; Вербицкий, 1975; Вербицкий, 1980). Масштабные региональные работы также были проведены в пределах Кейвской структуры (северная часть листа) масштаба 1: 200 000 (Гаскельберг, 1978; Гольдберг, 1978).

В 90-е годы количество экспедиций в восточной части Кольского полуострова сократилось. На территории листа были проведены геофизические работы в 1990 (Иванов, 1990). Были установлены крупные поисковые геофизические и геохимические работы на алмазы, благородные металлы и другие ПИ в пределах Терского берега и более восточной Ондомозерской площади (Латонин, 1991). Были проведены значительные поисково-разведочные работы на массиве Федорово-Панских тундр (Калуга, 1990).

После распада СССР геологическое изучение данного региона было приостановлено вплоть до 2008 года: также были поставлены работы на поиск алмазов на Терском берегу (Поляков, 2008; Поляков, 2009). Была проведена крупная обобщающая работа по всему Кольскому полуострову с созданием цифровой карты (Ремизова, 2007). В 2014 году Центрально-Кольской экспедицией (Казанов, 2014) были проведены геолого-поисковые работы на золото в среднем течении р. Варзуга.

1.2.3. Геологическое строение изучаемой площади

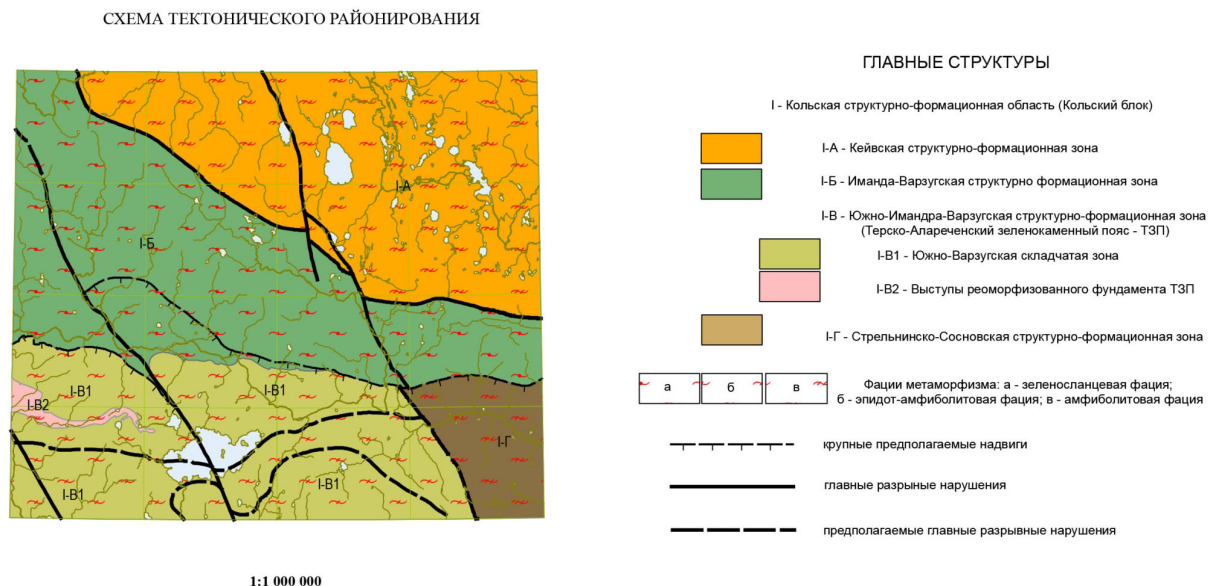


Рис. 5. Схема тектонического районирования листа Q-37-VII, VIII (выполнено автором в рамках работ ГДП-200 с использованием материалов А.М. Ремизовой, 2007)

Необходимо отметить, что геологическое районирование данного листа выполнено с использованием структурно-формационных зон (СФЗ), а не террейнов (рис. 5). Это связано с тем, что геолого-съёмочные работы в пределах Кольского полуострова проводятся в соответствии с кольской серией листов, где принято выделять СФЗ. Данные зоны преимущественно повторяют площади выделенных ранее террейнов (рис. 3), однако существует исключения: Южно-Имандра-Варзугская СФЗ (рис. 5) включает в себя фрагменты Терского и Умбинского террейнов и вытянута вдоль палеорифтовой Имандра-Варзугской структуры. Предварительная геологическая карта листов Q-37-VII, VIII в приложении (Приложение № 1).

На территории листа Q-37-VII, VIII можно выделить такие структуры как Кейвская СФЗ, Имандра-Варзугская СФЗ, Стрельнинско-Сосновская СФЗ и Терско-Алареченский ЗКП (рис. 5, 6).

Кейвская СФЗ характеризуется биотитовыми, кианитовыми, кианит-ставролитовыми, двуслюдяными сланцами с гранатом, которые прорваны многочисленными интрузиями щелочных гранитов, плагиогранитов, габбро-анортозитов (Гаскельберг, 1978; Гольдберг, 1978) лопийского возраста. Она имеет тектоническую границу с Имандра-Варзугской СФЗ (ИВЗ), которая пересекается крупным сдвигом ССЗ простирания. В целом для данного блока характерно купольное строение за счет внедрения множественных интрузий.

Стрельнинско-Сосновская СФЗ представляет собой зону распространения архейских пород амфиболитовой фации метаморфизма предположительно Сосновского и Стрельнинского террейнов. Граница распространения данной зоны дискуссионна и на данный момент уточняется. На территории данного блока развиты такие породы как амфиболиты и биотитовые сланцы, которые прорваны амфиболитизированных габбро, щелочных гранитов и сосновского комплекса габбро-анортозитов (Калафати, 1960). Также в пределах зоны развиты протерозойские интрузивные комплексы – Ондомозерский комплекс габброноритовый и Сергозерский комплекс плагио-лейкогранитов (Семенов, 1988), который внедрился по завершении этапа свекофенской коллизии (1,65-1,71 млрд. лет) (Вороняева, 2016).

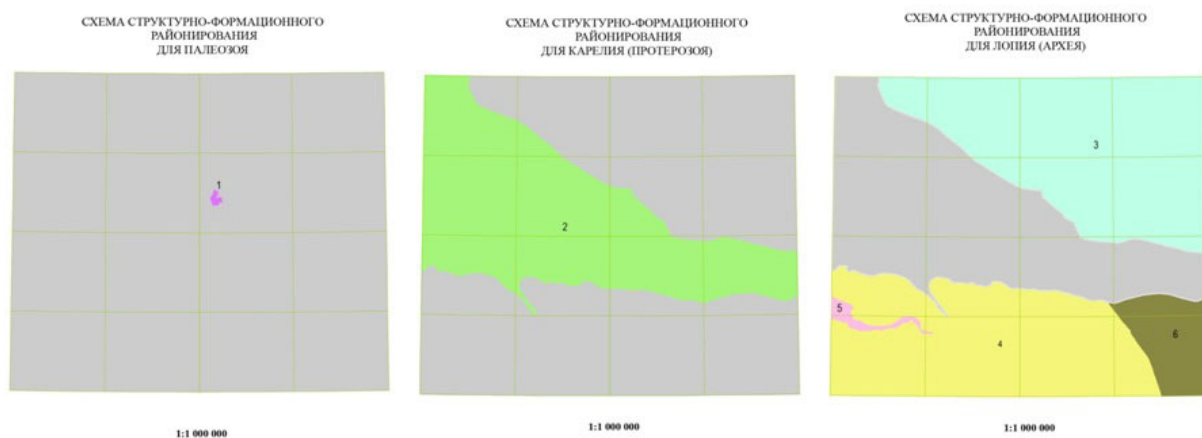


Рис. 6. Схемы структурно-формационного районирования (выполнено автором в рамках работ ГДП-200 с использованием материалов А.М. Ремизовой, 2007); Палеозой: 1 – палеозойские кольцевые интрузии Восточно-Кольского плутонического района (массив Песочный); Протерозой: 2 – Имандра-Варзугская СФЗ; Архей: 3 – Кейвская СФЗ; Южно-Имандра-Варзугская СФЗ; 5 – купольно-блоковые структуры архейского фундамента Терского ЗКП; 6 – Сосновско-Стрельнинская СФЗ

В пределах Терско-Алареченского ЗКП распространены породы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма: амфиболиты, двуслюдяные сланцы, хлорит-двуслюдяные сланцы, хлоритовые сланцы, мусковит-кварцевые сланцы. Также широко распространены ритмично переслаивающиеся породы пикамской толщи, образованные по пелитам, авелолитам и туфогенным породам (рис. 7). В пределах данной зоны также присутствуют два крупных массива – Фомкинский массив габбро-перидотитов и Кановский комплекс габбро-диоритов. Фомкинский массив в пределах листа образует множественные дайки и штоки с роняющимся составом от метапироксенитов и метагаббро до щелочных шонкинитов, которые вероятно являются более молодыми (Ремизова, 2007). Канов массив образует в плане веерообразную структуру (Приложение 1), по элементам залегания (Климентьев, 1983), которые направлены внутрь массива, можно интерпретировать его форму как лополит.



Рис. 7. Водопад Падун, сложенный двуслюдяными сланцами и амфиболитами пикамской толщи (фото автора)

Имандра-Варзугская СФЗ является исключительно протерозойской и сложена метаморфизованными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами: метаандезибазальты, metabазальты, метатрахибазальты, метатуфы, хлоритовые сланцы и др.

В пределах данной зоны выделяются следующие свиты: пурначская, кукшинская, сейдореченская, полисарская, умбинская, ильмозерская.

Породы Имандра-Варзугской СФЗ падают в южном и ЮЮЗ направлении (рис. 8) и имеют в целом наклонное залегание. Наблюдается постепенное изменение угла падения с 25-40 градусов в северной части до 70-80 градусов в южной части структурно-фациальной зоны (рис. 8). В южной части зоны также наблюдается активное расланцевание пород, мелкая паразитическая складчатость и плейчатость, однако из-за плохой обнаженности данные структуры практически невозможно наблюдать в обнажении.

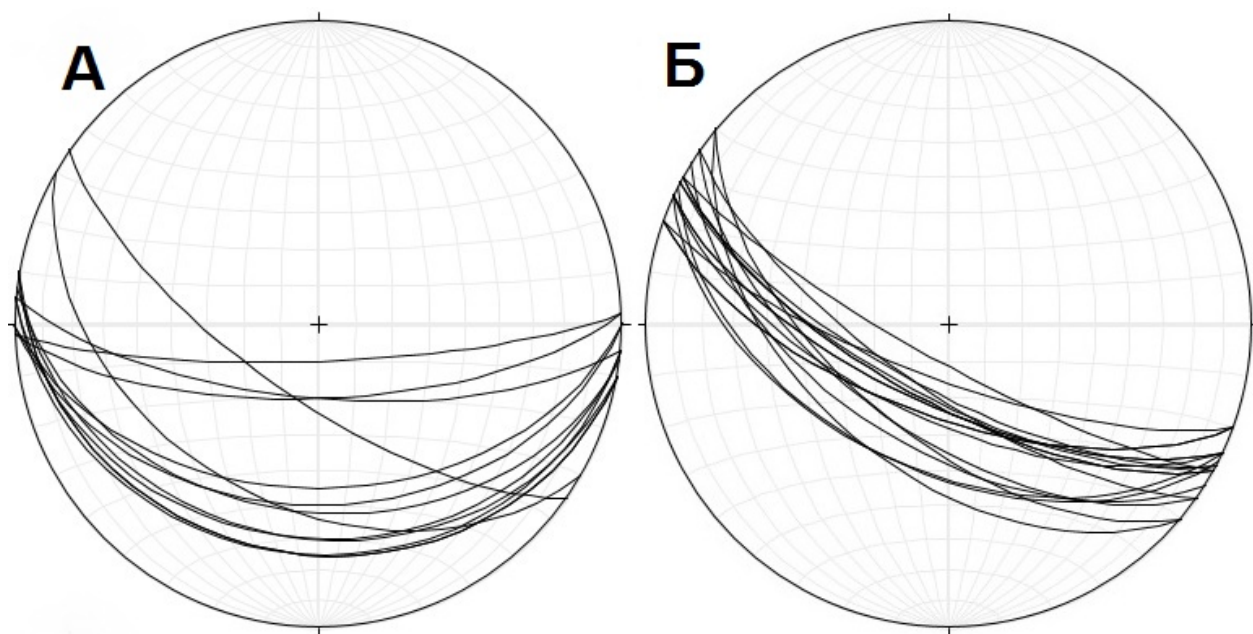


Рис. 8. Стереографические проекции элементов залегания слоистости (нижняя полусфера): А – для пород сейдореченской свиты; Б – для пород полисарской свиты

Зона ограничена двумя крупными региональными разломами с крутым южным падением, которые фиксируются при помощи геофизических методов исследования и дистанционного дешифрирования (Приложение № 2). Крупное разрывное нарушение, которое отделяет Имандра-Варзугскую СФЗ от Южно-Имандра-Варзугской СФЗ (рис.5) вероятно является надвигом, которые выделяют в западной части (Вороняева, 2016). В пределах структуры также широко развиты мелкие сдвиговые нарушения, а также выделяется крупный правый сдвиг, который разделяет Имандра-Варзугскую СФЗ на центральную

(западнее разлома) и восточную зону (рис. 5).

В нижней части разреза в пределах листа наблюдается хвостовая часть массива Федорово-Панских тундр, который перекрывается отложениями кукшинской свиты. В северной части зоны (рис. 6; Приложение №1) в раннем девоне также внедрился массив ковдорской группы – Песочный массив, для которого характерны породы йолит-уртитовой группы, а также пироксениты. Также предполагается наличие карбонатитов, однако, в ходе экспедиций (Богачев, 1953; Антонов, 1974; Анзель, 1975;) они не были выявлены.

2. Стратиграфия Имандра-Варзугской зоны Северо-Сергозерской площади и петрографическая характеристика пород

2.1. Стратиграфия

Литера Эпифона	Направление СЮЗ	Имя	Колонка	Мощность	Характеристика подразделений	
Имандра-Варзугская структурно-формационная зона, Северная и Томинская подзоны						
ВЕРНЕБАРЕЙСКАЯ	КАЛЕВИЙ	ПАНСЯЯ	КР' ам	> 175-200	Верхняя подсыта. Метадолиты, метаридзиты и туфы по ним рассланцованные	
			КР' ам	100-350	Нижняя подсыта. Рассланцованные вулканиты кислого состава: метадолиты, метаридзиты и их туфы, лопки микролитов, метадолитов, прослои черных сульфидно-углеродистых сланцев	
			КР' рп	> 350	Верхняя подсыта. Метабазальты с прослоями метапесчаных, металиптов, метатурфов	
			КР' рп	1000-1500	Верхняя подсыта. Метабазальты и сланцы по ним, метавандеизбазальты с подчиненными метабазальтами, метавандеизитами, метадолитами	
			КР' рп	500	Верхняя подсыта. Метабазальты и сланцы по ним, метавандеизбазальты с подчиненными метабазальтами, метавандеизитами, метадолитами	
	ЛОДЬКОВИЙ	ТОМИНСКАЯ	КР' ам	800-1100	Нижняя подсыта. Переслаивание туфогенных углеродов, содержащих метаволеролитов, металиптов, сланцев по ним с вулканогенно-террестрическими металесчаниками, метатравертинами, глинами конгломератов в основании; с крупными лещиками метабазальтов	
			КР' ам	800-1100	3 метатрахибазальтов и их туфов, метатрахиандеизбазальтов и сланцев по ним, сланцы среднотектонич. кварц-альбитового состава, с прослоями доломитов, силицитов	
			КР' ам	500-800	Верхняя подсыта. Метатрахибазальты, слоистые метатурфы метатрахибазальтов, метатрахибазальтов, метабазальтов, рожовы гниробазальтов, метаморфизованные глыбовые лавы андезитобазальтов, метатрахибазальтов	
			КР' ам	1100-2000	Средняя подсыта. Метатрахибазальты, в верхней части разреза - порфиритовые, неравномерно обогащенные мегакристаллической самородной медью, метатравертины, лавы метатрахиандеизбазальтов	
			КР' ам	190-260	Нижняя подсыта. Кварц-альбит-серцит-карбонатные сланцы по алевролитам с прослоями металесчаников, сланцы по глинисто-карбонатным породам, известняковые доломиты, туфодолмиты, метатрахибазальты	
САРКОЛИИ	ВАРЗУГСКАЯ	КР' рп	250-600	Верхняя подсыта. Магнезиальные метабазальты, шаровые брекчи по ним, метатрахиандеизбазальты и их туфы		
		КР' рп	5-80	Нижняя подсыта. Метаморфизованные туфогенные конгломераты, лещаники, алевролиты, туфопелиты с конгломератами		
		КР' рп	380-480	Верхняя подсыта. Магнезиальные метабазальты, вулканические брекчи того же состава, с подчиненными метавандеизбазальтами, метаморфизованные агломератовые кластозы магнезиальных базальтов, туфы среднего состава, потоки метавандеизбазальтов и метадолитов		
		КР' рп	150-170	Нижняя подсыта. Аристовые металесчаники, сланцы кварц-биотитовые, серцит-хлорит-кварцевые		
СУМЬИ	СТЕЛЬНИНСКАЯ	КР' рп	800-1000	Кучицкая свита, верхняя подсыта. Метабазальты шаровые и порфиритовые		
		КР' рп	1100	Аравденская свита. Плагинейды и сланцы биотитовые, амфибол-биотитовые - порфиритовые и порфиритовиды двидитового и андезитового состава, амфиболиты		
		КР' рп	700	Вилезубская свита. Амфиболиты с подчиненными плагинейдами биотит-амфиболитовыми, амфибол-биотитовыми		
АРЧЕЙ (ЛОТНИЙ)	ВЕРНЕБАРЕЙСКАЯ	ПИМОНЬСКАЯ	ИМАНДРА-ВАРЗУГСКАЯ	КР' рп	800	Кислородная свита. Сланцы и гнейсы биотитовые и гранат-биотитовые, частью с маломощными прослоями двуслоидных, амфиболиты

Рис. 9. Стратиграфическая колонка Имандра-Варзугской зоны для листов Q-36-XI, XII и Q-37-VII, VIII (составлена автором по фондовой литературе (Гольдберг, 1978; Житникова, 2016; Ремизова, 2007) и литературным данным (Глебовицкий, 2005))

Архей (лопий)

В основании вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований Имандра-Варзугской зоны (ИВЗ) расположены лопийские образования Кольского полуострова. Однако в пределах изучаемой площади не проводилось составление полного стратиграфического разреза. Поэтому при написании данной части стратиграфии автор брал за основу соседний лист Q-36-XI, XII. Подробнее стратиграфическую колонку (рис. 9) можно рассмотреть в Приложении № 3.

Гимольский надгоризонт

В пределах листа сложен породами имандровской серии Терско-Аллареченского зелено-каменного пояса, к которой относятся кислогубская, витегубская и арваренчская свиты.

Кислогубская свита протягивается из Приимандровской структуры, которая является СЗ продолжением и замыканием Терской ЗКП и сложена сланцами и гнейсами биотитового и биотит-гранатового составов. Часто встречаются прослои двуслюдяных сланцев и амфиболитов. Мощность в пределах Умбинской площади составляет 850 метров. Выше по разрезу переслаивания становятся реже, и толщина переходит в монотонную толщу сланцеватых амфиболитов витегубской свиты (Глебовицкий, 2005). Отделена от нижележащей вочеламбинской свиты (плагиогнейсы и гранито-гнейсы) тектонической зоной бластомилонитов (Латышев, 1984).

Витегубская свита является однородной толщей сланцеватых амфиболитов с подчиненными плагиосланцами биотит-амфиболитовыми и амфибол-биотитовыми. Общая мощность свиты достигает 700 метров. В пределах Умбинской площади не наблюдается постепенный переход из кислогубской свиты. Также наблюдает сходство витегубской свиты с образованиями лежащими в основании арваренчской свиты, которые позволяют их коррелировать между собой (Глебовицкий, 2005).

Арваренчская свита распространена в пределах Арваренчской структуры (. Данная структура представляет собой изолированный участок развития вулканогенных толщ основного, среднего и кислого составов. Для данной толщи хорошо сохранились текстурные

признаки, что позволяет её легко отделять от нижележащей витегубской свиты. В основании разреза коматиитовые базальты, которая наращивается переслаиванием вулканитов среднего и кислого состава. Считается что образование данной толщи связано с трещинными постройками (Козлов и др., 1974). Однако стратиграфическое положение данной свиты трактуется по разному: одни авторы рассматривают её в составе лопийского комплекса, другие – относят к нижнему отделу кукшинской свиты карелия (Глебовицкий, 2005). Мощность свиты составляет 1100 метров.

Протерозой (карелий)

Стратиграфический разрез протерозоя в пределах Иманда-Варзугской зоны начинается со стрельнинской серии сумия, которая включается в себя в восточной и центральной частях зоны пурначскую, кукшинскую и сейдореченскую свиты, которые выклиниваются к западу на эрозионную поверхность гранито-гнейсов в районе поселка Рижгуба или же на габброиды Мончеплутона. Они сложены чередующимися терригенными, часто высокодифференцированными отложениями и продуктами бимодального магматизма. Общая мощность серии достигает 6 км (рис. 9). Верхняя граница серии определяется по коре выветривая, лежащей в основании нижнеполисарских конгломератов (Глебовицкий, 2005).

Сумий

В разрезах *пурначской и кукшинской* свит преобладают массивные и миндалекаменные базальты и долериты, превращенных в метабазальты и амфиболиты. С ними часто ассоциируются пластовые тела метапироксенитов. Терригенные отложения преимущественно развиты в северном течении рек Стрельна и Малая Варзуга, а также у руч. Кукша. Среди них преобладают граувакковые и аркозовые метапесчаники (Ремизова, 2007; Глебовицкий, 2005). Для терригенных отложений кукшинской свиты установлен мелководный, потоковый и дельтовый тип формирования. Мощность пурначской свиты в восточной части номенклатурного листа: для нижней подсвиты (двуслюдяные сланцы и кианитовые сланцы) – до 600 м; для верхней подсвиты (метабазальты, базальтовые метапорфириты) – до 1000 м. Мощность кукшинской свиты в пределах листа: для нижней подсвиты (метааркозы и граувакки) – 500 – 1000 м, значительно выклинивается в пределах соседнего листа Умбинской площади (рис. 9); верхняя подсвита (метабазальты) – более 1000

м (Ремизова, 2007).

Сейдореченская свита представлена метатерригенными и метавулканическими породами. Свита разделяется на нижнюю и верхнюю подсвиту, при этом в пределах листа возможно выделение четырех пачек (Ремизова, 2007). Нижняя подсвита представлена аркозовыми песчаниками и метаалевролитами (сланцами), кварцитами, общей мощностью 200 м в центральной части листа и до 450 м в восточной части листа. Наличие кварцитов может свидетельствовать о значительном расширении области сноса и увеличении степени разрушения материнских пород, которые вероятно являлись гнейсо-гранитами архея. Верхняя подсвита начинается с пород коматиитовой или толеитовой серий: магнезиальные базальты, пикробазальты, коматиитовые базальты и их туфы и сланцы. Мощность первых двух пачек суммарно составляет 550-1000 м. Третья пачка характеризуется породами толеитового ряда с растущим содержанием кремнезема в четвертой пачке. Представлены метаандезибазальтами, метабазальтами, миндалекаменными метабазальтами. Мощность третьей пачки составляет 1000-1600 м, мощность в восточной части листа достигает 2000 м. Четвертая пачка верхней подсвиты сложена преимущественно метадацитами, метаандезитами, часто порфирировым и миндалекаменными (Ремизова, 2007). Наиболее полный и достоверный разрез сейдореченской свиты известен за пределами листа, восточнее реки Пана. Здесь наблюдаются 3 группы покровов, которые в целом соответствуют выделенным пачкам в пределах исследуемого листа, однако верхняя пачка сложена риодацитами. Однако также наблюдается переход от пикробазальтов в основании к кислым породам в верхах разреза (Глебовицкий, 2005). Преобладающими типами являются андезибазальты (75%), подчиненными – пикробазальты в основании (15%) и риодациты, дациты (10%) в верхах разреза. По литературным данным данный ряд образует типичную известково-щелочную серию (Глебовицкий, 2005), однако по результатам исследования подтверждается толеитовая серия (см. Главу III). Общая мощность отложений в пределах Северо-Сергозерской площади – 3500- 4800 метров (рис. 9).

Сариолий

Полисарская свита разбивается на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита представлена туфогенными метаконгломератами, метапесчаниками, метаалевропелитами, туфопелитами. Для данной подсвиты характерна малая мощность, поэтому, несмотря на хороший маркер для разделения сумия и сариолия, в пределах площади крайне тяжело

наблюдать коренные выходы данных образований. Мощность отложений составляет 60-90 метров. Постоянная примесь туфогенного материала отражает процессы синхронного вулканизма (Глебовицкий, 2005; Ремизова, 2007). Верхняя подсвета также обладает незначительными мощностями в 200-300 метров, однако может увеличиваться до 600 м. Характерной особенностью верхней подсветы полисарской свиты является смена магматических образований от пикробазальтов и магнезиальных базальтов к андезибазальтам в пределах небольшой мощности, что отражает очередной цикл вулканизма в пределах Имандра-Варзугской зоны.

Ятулий

Умбинская свита подразделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подсветы. В целом характерной особенностью умбинской свиты является образование вулканогенных пород субщелочного ряда, однако также продолжают встречаться и породы нормального ряда (Глебовицкий, 2005; Федотов, 1984). В основании ятулийского надгорозинта лежат высокодифференцированные красноцветные терригенные и карбонатные отложения: известковистые доломиты, туфодолмиты, кварц-альбит-хлорит-серицит-карбонатные сланцы. В центральной части ИВЗ перекрывают полисарскую свиту (пикробазальты-андезибазальты) без следов выветривания последних. Карбонатные породы содержат примесь вулканогенного материала (Ремизова, 2007). Накопление осадков происходило в мелководных бассейнах. Для ИВЗ источник сноса располагался в приподнятой южной части Кольского полуострова. Параллельно накоплению материала происходил взрывчатый магматизм (пирокластический материал). На поверхности установился аридный климат. Также следует отметить, что в бассейне осадконакопления было большое количество фосфора и калия, в результате излияния субщелочных лав. Общая мощность 150-200 метров (Ремизова, 2007).

Средняя подсвета умбинской свиты представлена метатрахибазальтами порфиоровыми и миндалекаменными (Федотов, 1984; Ремизова, 2007). В верхней части подсветы наблюдается существенное обогащение сульфидами, магнетитом и самородной медью. Мощность подсветы 1300 – 2200 метров (Ремизова, 2007). Данные породы фиксируют преобладание обстановки растяжения (Глебовицкий, 2005).

Верхняя подсвета умбинской свиты сложена вулканогенными и вулканогенно-

осадочными породами. Она отделяется от средней подсвиты маркирующим горизонтом туфосланцев и туфоконгломератов, залегающих в основании. После маркирующего слоя происходит переход к андезибазальтам и базальтам нормальной щелочной серии, с редкими покровами трахибазальтов и трахиандезибазальтов (Ремизова, 2007; Федотов, 1984; Глебовицкий, 2005). Общая мощность подсвиты от 350 до 1000 метров.

Людиковий

Ильмозерская свита в пределах изучаемой площади распространена крайне незначительно и её присутствие на площади дискуссионно в рамках составления государственной геологической карты. Данная свита резко наращивает мощность в западном направлении. Характерной особенностью для вулканитов томингской серии являются условия их образования: явно подводный характер, преимущественно трещинный характер. Подводные склоны бассейнов часто были сильно рассечены, что приводило к резкому изменению мощностей покровов. Об этом свидетельствует широкое развитие шаровых лав, тонкоритмичных туфов и туффитов, сульфидно-углеродистых сланцев. При этом на незначительные глубины извержения может указывать резко подчиненная роль миндалекаменных базальтов. В межшаровых пространствах присутствуют высококремнеземистые хемогенно-карбонатные образования, которые способны формироваться в щелочных условиях морского бассейна (Смолькин, 1992).

Следует также отметить, что бассейн седиментации осадочных пород также различался на протяжении всей Имманда-Варзугской зоны – принято разделять на три фациальных подзоны (Бекасова, 1978; Предовский и др., 1974). Западная фациальная подзона, расположенная непосредственно рядом с Печенгской структурой характеризуется наличием наиболее глубоководных отложений. Центральная подзона сложена грубообломочными отложениями конусов выноса и прибрежно-мелководных фаций, в том числе доломиты и фосфориты. В восточной подзоне значительно увеличивается содержание туфогенного материала (Бекасова, 1978).

В пределах исследуемого листа она подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита представлена метаосадочными породами: строматолитовыми или онколитовыми карбонатами, метасилицитами. Мощность нижней подсвиты составляет 200 метров в пределах площади (Ремизова, 2007). Мощность данной подсвиты значительно

вырастает в западном направлении (рис. 9), при чем в нем значительную часть начинают составлять сланцы по туфам и туффиты.

Верхняя подsvита представлена metabазальтами и метаандезибазальты с подчиненными метаандезитами и метадацитами. Широко распространены актинолит-плагиоклаз-эпидотовые сланцы по metabазальтам. Мощность в пределах площади составляет 300-600 метров (Ремизова, 2007). К западу мощность увеличивается до 1500 метров (рис. 9).

2.2. Петрографическая характеристика пород

. Для изучения петрографического состава были отобраны шлифы вулканогенных и гипабиссальных пород (метабазальты, метадолериты, метатифы) из нескольких свит Иманда-Варзугской зоны: кукшинской, сейдореченской, полисарской и умбинской. Все описанные породы претерпели процессы метаморфизма (зеленосланцевая/эпидот-амфиболитовая фация), и различной степени метасоматического преобразования (пропилитизация) или отдельного изменения (серититизация, цоизитизация, окварцевание, хлоритизация). В результате этого в шлифах (19 шл.) широко распространены такие минералы как амфибол, цоизит, хлорит, биотит, эпидот. Подробное описание шлифов представлено в Приложении № 3; в Приложении № 4 представлены фотографии образцов. На карте-схеме (рис. 14) отмечены точки отбора образцов и шлифов (совпадают с местом отбора пробы).

Кукшинская свита, K_1^{kk}

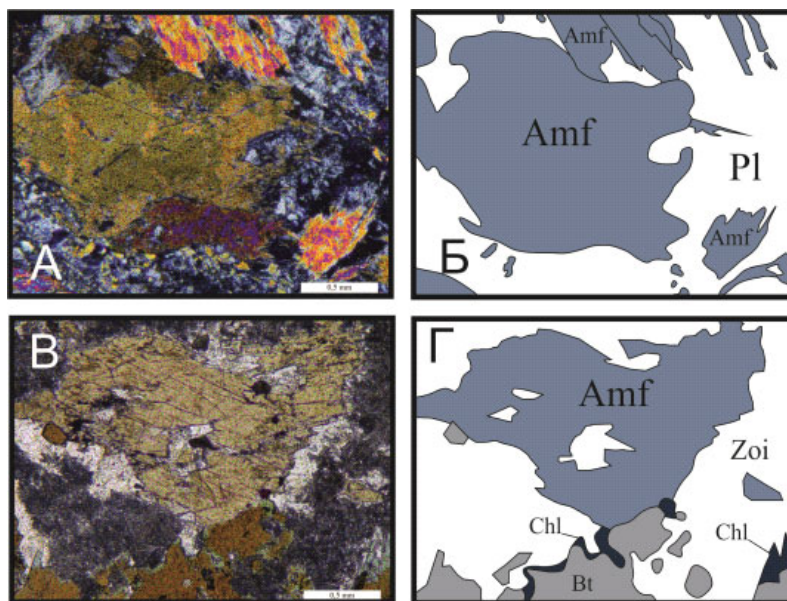


Рис. 10. Офитовая (реликтовая долеритовая) структура метадолерита: А, Б - шлиф №1004; В, Г - шлиф № 3017 (цоизитизация плагиоклаза в основной массе).

Метадолериты и метабазальты. Порода массивная, скрытокристаллической структуры, синевато-зеленого цвета.

Минеральный состав: плагиолаз (андезин) 35-40%; амфибол – 30-50%; биотит – 8-10%; хлорит – 5%; рудный минерал или кварц – 1-3%. Значительную часть также может занимать цоизит, который в результате процесса цоизитизации может занимать в горной породе до 40%, замещая, таким образом, плагиоклаз (рис. 6). Размер кристаллов плагиоклаза около 1-2 мм, идиоморфные. Амфибол представлен преимущественно роговой обманкой, однако наблюдаются также и кристаллы актинолита. В кристаллах амфибола также наблюдаются реликты диопсида. Плагиоклаз соответствует по углу погасания андезину. Для описанных пород характерна офитовая (реликтовая долеритовая) структура. Текстура описанных метадолеритов массивная.

Сейдореченская свита, K_1^{2sd}

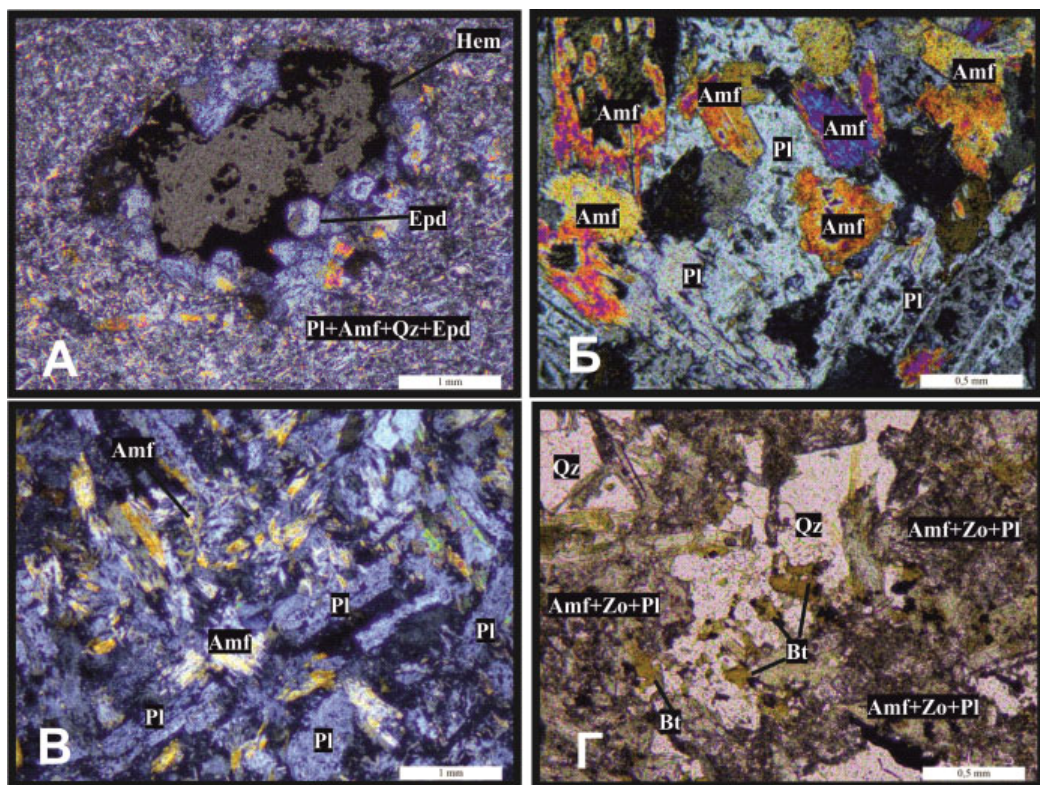


Рис. 11. А - микродолеритовая структура метабазальта с миндалекаменной текстурой (с анализатором, шлиф №1010); Б - долеритовая структура метадолерита (с анализатором, шлиф №1005); В - долеритовая структура метадолерита (с анализатором, шлиф №2002); Г - микродолеритовая основная масса и порфировые включения кварца и биотита (без анализатора, шлиф № 1008).

Метабазальты и метадолериты. Породы синевато-зеленого, бледно-зеленого цвета, с миндалекаменной или массивной текстурой и скрытокристаллической структурой.

Минеральный состав: плагиоклаз – 35-40%; амфибол – 30-40%; биотит – 5-15%; цоизит или эпидот – 10-25%; хлорит – 10-12%; рудный минерал, титанит или кварц – 1-7%. Плагиоклаз по углу погасания соответствует преимущественно андезину, реже границе андезин-лабрадор. Амфибол представлен роговой обманкой и актинолитом, могут наблюдаться реликты диопсида. Для метадолеритов данной свиты характерна долеритовая и реликтовая долеритовая структуры, тогда как для метабазальтов – микродолеритовая (рис. 7). Текстура метадолеритов массивная, метабазальтов – офитовая, миндалекаменная.

Микродолеритовая основная масса метабазальтов зачастую сложена микролейстами и иголками плагиоклаза, актинолита, кварца и эпидота. Размер лейст и иголок достигает 0,2-0,3 мм. Миндалины в основном выполнены эпидотом правильной кристаллической формы, хлоритом, кварцевыми зернами и гематитом. Размер миндалин варьирует от 2 до 6 мм.

Полисарская свита, K₁²pl

Верхняя пачка свиты отличается от вышеописанных свит частым переслаиванием метабазальтов с вероятно метатупами (актинолит-хлоритовые, кварц-актинолит-хлоритовые, эпидот-хлоритовые сланцы), особенно количество расслоенных пород увеличивается к кровле пачки и вблизи южной тектонической границы Иманда-Варзугской зоны (шлифы № 4066, № 5056-1).

Метабазальты синевато-зеленого цвета, массивной текстурой и скрытокристаллической структурой.

Минеральный состав для метабазальта: плагиоклаз – 20-40%; амфибол – 30-50%; эпидот или цоизит - 15-20%; хлорит – 10-20%; биотит – 5-10%; рудные минералы, кварц, кальцит – 1-7%. Амфибол представлен преимущественно актинолитом. Плагиоклаз представлен андезином. Структура породы микродолеритовая, текстура – афировая массивная, с единичными миндалинами (3-5 мм), выполненными преимущественно кристаллами кварца и кальцита.

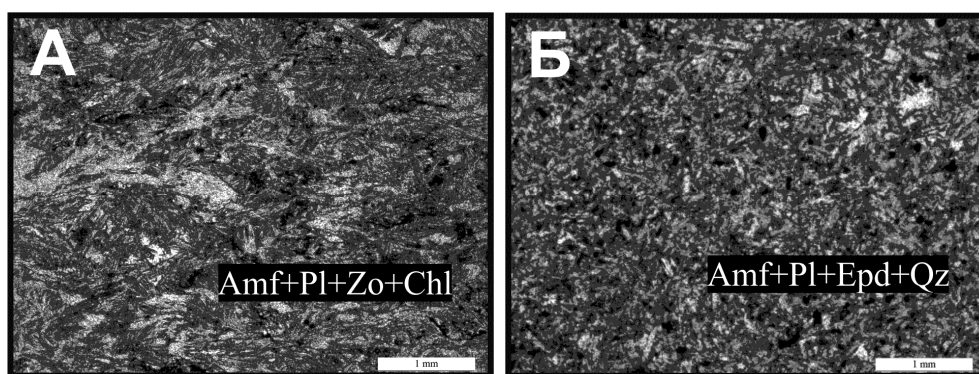


Рис. 12. А - шлиф № 4066; микроделеритовая структура базальта, виден переход от афировой массивной текстуры к сланцеватой; Б - шлиф № 5050/1, микроделеритовая структура базальта с афировой текстурой

Сланцы желтовато-зеленого или синевато-зеленого цвета, со сланцеватой/плойчатой текстурой и м/з-с/з структурой.

В минеральном составе сланцев преобладает хлорит (35%), кварц (30%), цоизит (15%), актинолит (25%). Для них характерна явная видная макроскопически сланцеватость породы и лепидогранобластовая структура в шлифе (шлиф № 4011, граница полисарской и умбинской свит). Сланец преимущественно среднезернистый (шлиф № 5056-1).

Умбинская свита, K_1^2um

Для свиты широко развито распространение слоистых метатиффов, в том числе на нижней границе с полисарской свитой (нижняя подсвита), а также в центральной части разреза (средняя/верхняя пачка).

Метабазальты бледно-желтовато-зеленого цвета, массивной и миндалекменной текстуры со скрытокристаллической структурой. Минеральный состав для метабазальтов: плагиоклаз 35-40%; амфибол – 35-50%; цоизит или эпидот – 15-20%; биотит 5-10%; хлорит 5-10%; кварц, рудные минералы, кальцит – 1-7%. Плагиоклаз представлен андезином, также можно встретить сростания кварца с плагиоклазом (рис. 4, А; Б). Амфибол представлен преимущественно актинолитом, однако может быть целиком представлен роговой обманкой (шлиф № 4082). Для метабазальтов данной свиты широко развита миндалекаменная и порфировая текстура, текстура основной массы при этом массивная афировая. Структура основной массы породы микроделеритовая (рис. 4, В; Г). Часто можно встретить эпидотовое прожилкование в породе (шлиф № 2022). Миндалины сложены преимущественно т/з

эпидотом, с/з эпидотом, кварцем. В породе в малом количестве также может присутствовать кальцит (наблюдаются перламутровые цвета интерференции). В некоторых шлифах наблюдался титанит до 7% (шлиф № 4029).

МетатUFFы (сланцы) серо-зеленого цвета, сланцеватой текстуры, среднезернистые. Минеральный состав для метатUFFов: кварц – 35-50%; хлорит – 40-50%; биотит – 5-10%; эпидот или мусковит – 4-8%. Структура породы лепидогранобластовая с характерной сланцеватой текстурой. Иногда сланцеватость переходит в явную пльчатость (рис. 9, E) с микроскладками.

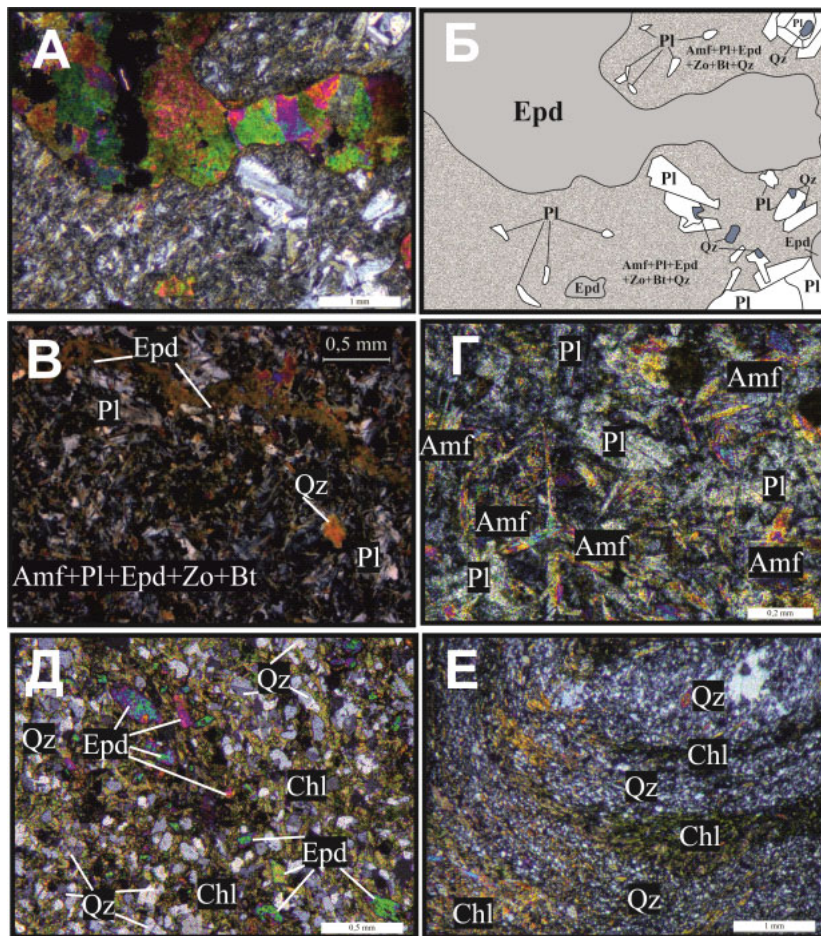


Рис. 13. А, Б - шлиф № 2020, микроделеритовая основная масса базальта с порфировыми вкраплениями кварца и плагиоклаза, а также миндалины выполненные эпидотом и кварцем (с анализатором); В - шлиф №2022, эпидотовый прожилок в микроделеритовой основной массе базальта (С анализатором); Г - шлиф № 4029, микроделеритовая масса базальта; Д - шлиф № 4011, эпидот-хлорит-кварцевый сланец с лепидогранобластовой структурой (С анализатором); Е - шлиф № 4013, кварц-хлоритовый сланец лепидогранобластовой структуры с характерной сланцеватостью до пльчатости

3. Геохимическая характеристика пород Имандра-Варзугской зоны

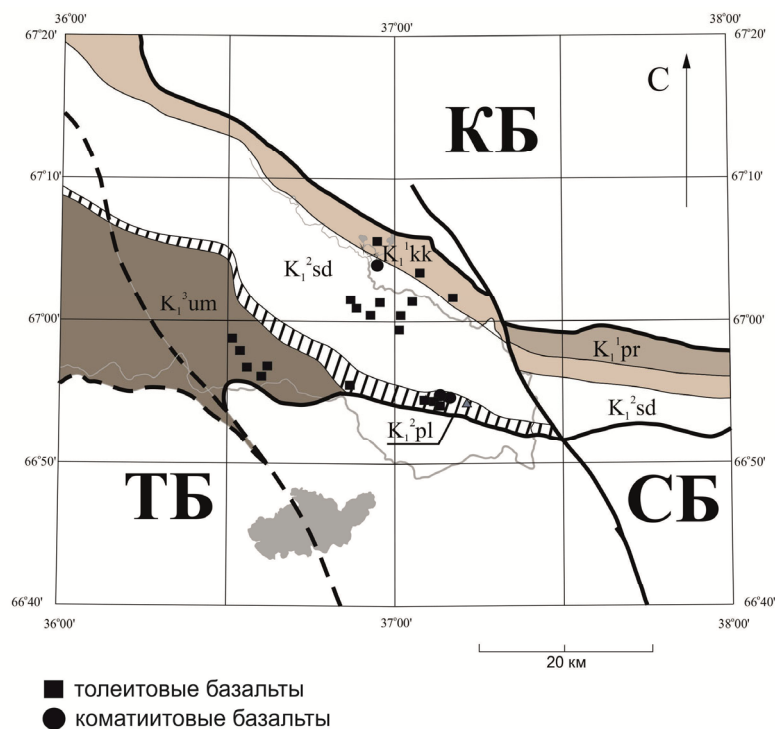


Рис. 14. Схема отбора проб ИВЗ в пределах листа Q-37-VII, VIII с обозначением состава пород;

КБ – Кейвский блок (или Кейвская СФЗ), ТБ – Терский блок (или Терско-Аллареченский ЗКП), СБ – Стрельнинский блок (или Сосновско-Стрельнинская СФЗ)

Геохимическое изучение состава пород включало в себя изучение особенностей петрохимического состава пород и анализ результатов определений содержаний элементов примесей.

Всего было использовано 23 пробы пород. Полные таблицы составов представлены в Приложении № 6. Отбор проб проводился из кукшинской, сейдореченской, полисарской и умбинской свит (рис. 14).

Породы относятся к толеитовой серии, либо расположены на границе толеитовой и известково-щелочной серий (рис. 16). При этом виден разброс фигуративных точек полисарской свиты вдоль грани $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-MgO}$, что может указывать на принадлежность к породам коматиитовой серии. В связи с этим была также использована диаграмма Дженсона (рис. 17), которая позволяет выделять также и коматиитовую серию. В поле распространения коматиитовых базальтов попали анализы из подошвы полисарской свиты и сейдореченской свиты, которые в верхних частях разреза переходят в высокожелезистые и высокомагнезиальные толеитовые базальты.

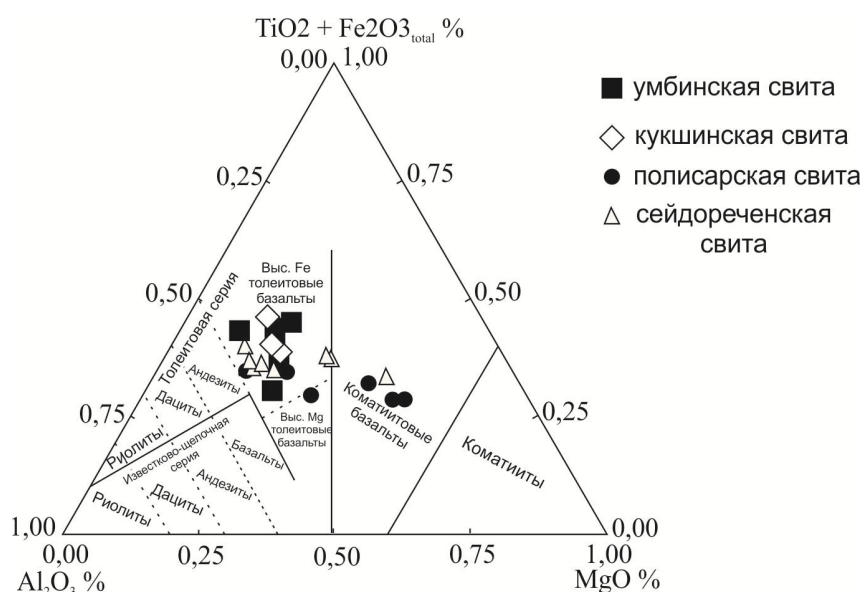


Рис.17. Тернарная диаграмма Дженсона для пород Имандра-Варзугской зоны

Также для петрохимической характеристики пород были использованы коэффициент железистости (Ефремова, 1985) и салический коэффициент (Simpson, 1954). Рассчитанные коэффициенты представлены в виде бинарной диаграммы (рис. 18). На данной диаграмме видно две отчетливо выделяющихся группы. Верхняя группа анализов представлена толеитовыми базальтами, тогда как нижняя группа анализов соответствует выделенным по диаграмме Дженсона базальтам коматиитовой серии, на что указывает их низкая железистость, а также низкий салический коэффициент.

Таким образом, породы Имандра-Варзугской серии представлены базальтам и андезибазальтами толеитовой и коматиитовой серий. Базальты коматиитовой серии слагают низы разреза полисарской и сейдореченской свит (рис. 14), которые вверх по разрезу сменяются базальтами толеитовой серии.

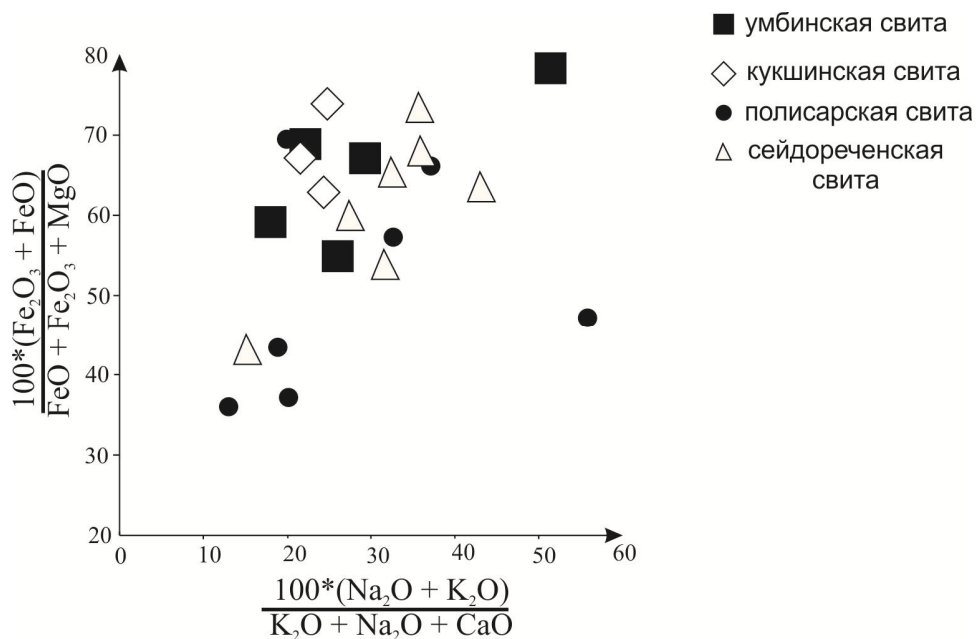


Рис. 18. Бинарная диаграмма коэффициента железистости и салического коэффициента Симпсона для пород Иманда-Варзугской зоны

Для выделения вулканических серий были построены диаграммы Феннера (рис. 19). Отбор анализов кукшинской свиты проводился непосредственно из прикровельной части (рис. 14), поэтому в данном случае некорректно говорить о выделении трендов. Однако анализы образуют плотную группу с характерным высоким содержанием Fe₂O₃, Al₂O₃ и CaO (рис. 19).

Метавулканиты сейдореченской свиты вверх по разрезу значительно обогащаются Al₂O₃, K₂O, SiO₂ (рис. 19), что свидетельствует о кристаллизационной дифференциации вещества. Стоит отметить, что тренд TiO₂-MgO имеет пологий наклон за счет содержания TiO₂ от 0,5 до 1 %, что является показателем перехода от коматиитовых базальтов к толеитовым. Тренд Fe₂O₃ и CaO также свидетельствует о кристаллизационной дифференциации, т.к. в нижних частях разреза метавулканиты более обогащены этими элементами. Также наблюдается обогащение расплава P₂O₅ к верхам разреза, что тоже может свидетельствовать о кристаллизационном фракционировании расплава.

Тренд полисарской свиты (рис. 19) параллелен тренду сейдореченской свиты в описанных координатах, хоть и отличается по абсолютным значениям. Отличием может выступать содержание CaO – несмотря на одинаковое направление тренда в сейдореченской свите наблюдается более высокие содержания.

Фигуративные точки составов пород умбинской свиты отличаются высоким содержанием CaO, Al₂O₃, P₂O₅, TiO₂ и Fe₂O₃, которые образуют тренд. Однако из-за сложности и неоднозначности структуры, которую слагают породы данной свиты, некорректно рассматривать их как тренд. Также анализы характеризуются низким содержанием K₂O и MgO.

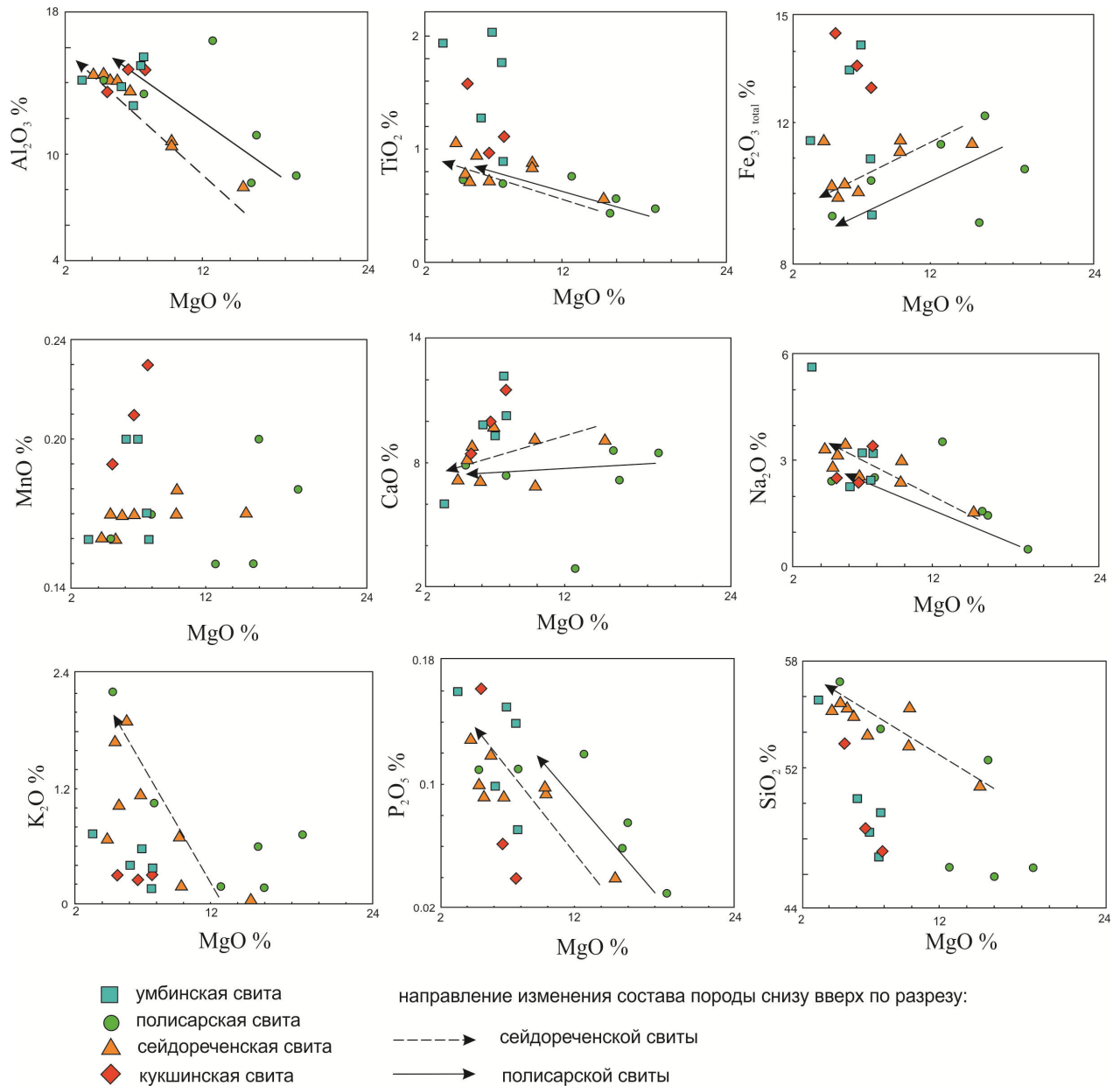


Рис. 19. Бинарные диаграммы Феннера для пород Имандра-Варзугской зоны

3.2. Определение геодинамической обстановки формирования

Исследуемые породы по тернарной диаграмме (рис. 20) попадают в поле распространения базальтов MORB (middle ocean ridge basalts), WTB (within-plate toleitic basalts) и IATB (island-arc toleitic basalts). В поле базальтов MORB попадают преимущественно породы сейдореченской и полисарской свит. Породы умбинской свиты образуют более рассеянную группу, которая расположена в поле WTB.

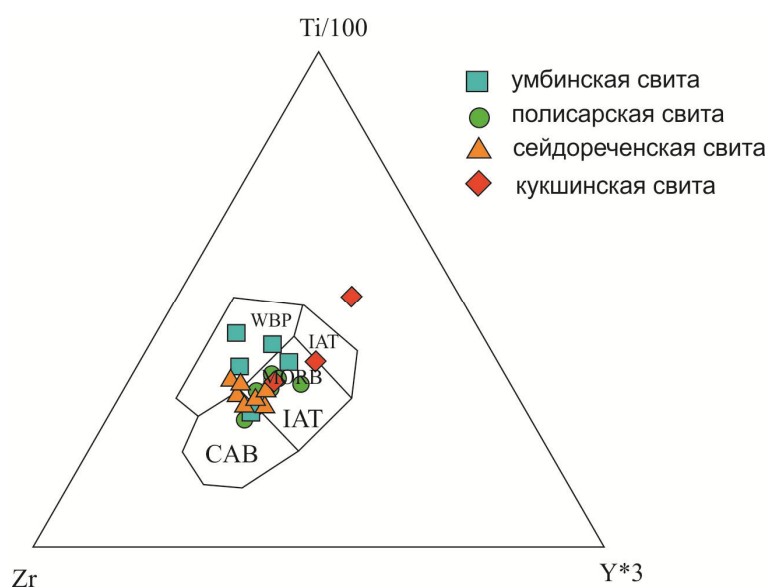


Рис. 20. Тернарная диаграмма Ti-Zr-Y для определения геодинамической обстановки формирования: WBP – внутриплитные базальты; CAB – базальты известково-щелочные; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; IAT – толеиты островных дуг

Для более точного и корректного определения геодинамической обстановки отдельно для каждой свиты были построены спектры распределения РЗЭ. Далее поочередно будут рассмотрены особенности распределения элементов для каждой свиты.

Кукшинская свита

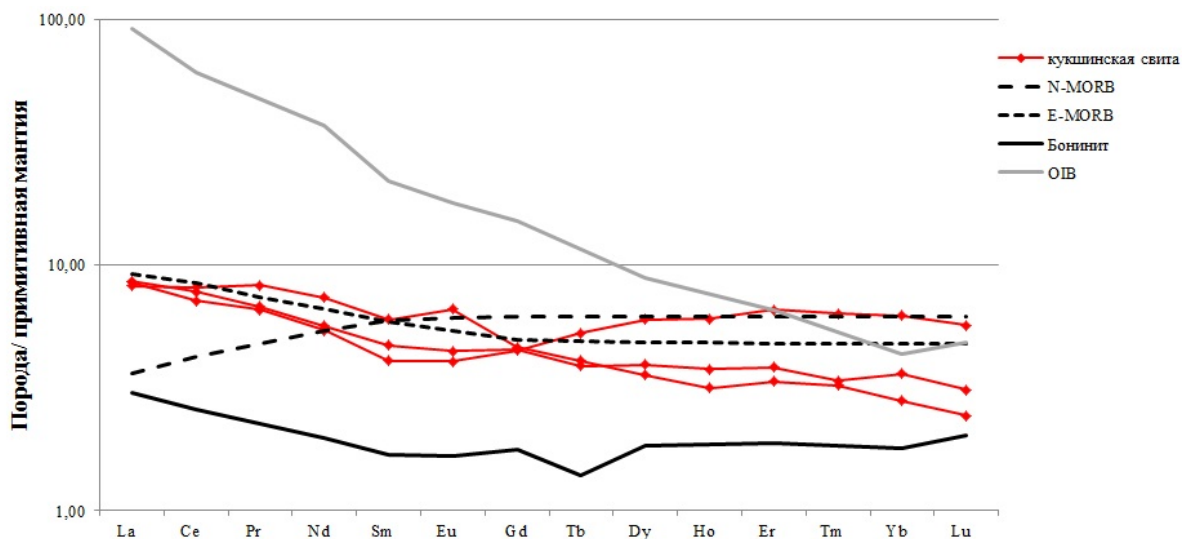


Рис. 21. Диаграмма распределения редкоземельных элементов для вулканитов кукшинской свиты, нормированная к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1995) с нанесенными кривыми для N-MORB, E-MORB (Sun, McDonough, 1989), OIB (Halliday et al, 1994), бонинит (Drummond, 1996)

Спектры распределения РЗЭ характеризуется плоской формой (рис.21), с пологим уклоном на легких РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd). Отношение $(La/Yb)_{pm}$ варьируется от 1,4 до 2,9. $(La/Sm)_{pm}$ отношение для пород кукшинской свиты варьируется от 1,4 до 2,1, что может указывать на обстановки формирования базальтов E-MORB, т.к. для них характерно $(La/Sm)_{pm}$ отношение более 1,5 (Gale, 2013). Также стоит отметить схожесть с кривой РЗЭ E-MORB, однако в тяжелых РЗЭ кривые распределения кукшинской свиты могут иметь слабый наклон. Отношение $(Tb/Yb)_{pm}$ низкое от 0,7 до 1,17, что может свидетельствовать об отсутствии граната в источнике (Школьник, 2009; Складов, 2001).

Сейдореченская свита

Спектры распределения РЗЭ (рис. 22) характеризуется крутым наклоном ($(La/Yb)_{pm}$ 7,5-11). Стоит отметить, что проба, отобранная в основании разреза, выбивается из основной группы и характеризуется более низкими содержаниями легких РЗЭ ($(La/Yb)_{pm}$ 4,8), что характерно для коматиитов и коматиитовых базальтов (Ланда, 2014). Кривая распределения

схожа с кривой распределения базальтов OIB и E-MORB, однако, для последних не характерно такое высокое содержание легких РЗЭ. Для пород характерно $(La/Sm)_{pm}$ отношение от 2,15 до 3,8. Отношение низкое $(Tb/Yb)_{pm}$ от 0,47 до 0,7, что может указывать на отсутствие граната в источнике (Школьник, 2009; Складов, 2001).

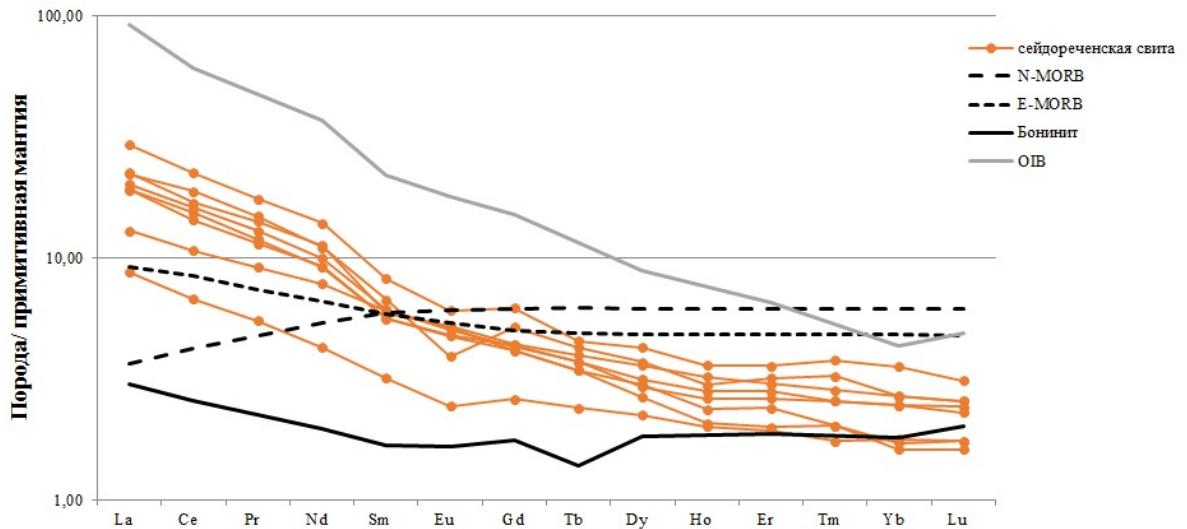


Рис. 22. Диаграмма распределения редкоземельных элементов для вулканитов сейдорченской свиты, нормированная к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1995) с нанесенными кривыми для N-MORB, E-MORB (Sun, McDonough, 1989), OIB (Halliday et al, 1994), бонинит (Drummond, 1996)

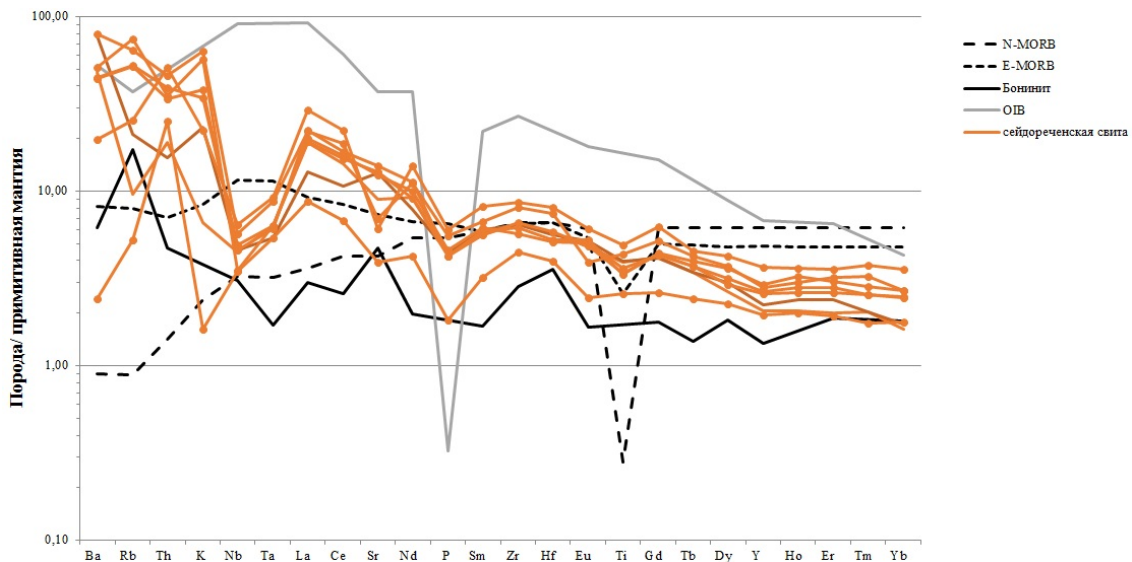


Рис.23. Мультиэлементная диаграмма для вулканитов сейдорченской свиты, нормированная к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1995) с нанесенными кривыми для N-MORB, E-MORB (Sun, McDonough, 1989), OIB (Halliday et al, 1994), бонинит (Drummond, 1996)

На мультиэлементных диаграммах спектры распределения сейдореченской свиты повторяет форму кривой базальтов E-MORB (рис. 23), кроме всех высокозарядных элементов (Nd, Ta, Ti и др.). Nb и Ti аномалии могут являться характеристикой континентальной коры и индикатором вовлечения корового компонента в магматические процессы (Скляр, 2001; Школьник, 2009). Преобладание крупноионных некогерентных элементов (Ba, Rb), легких РЗЭ, Th над тяжелыми РЗЭ в породах может быть обусловлено тем, что вещество источника магмы образовано при плавлении погружающейся океанической коры или осадка (Мартынов, 2010). Высокое содержание Ba, Sr, Rb может помимо этого также указывать непосредственно на контаминацию магмы веществом земной коры, т.к. крупные литофильные элементы концентрируются в континентальной коре (Скляр, 2001).

Полисарская свита

Кривые распределения РЗЭ (рис. 24) характеризуется крутым наклоном ($(La/Yb)_{pm}$ от 5,3 до 10,45), однако для проб отобранной в кровле разреза и в основании разреза характерен либо слабый уклон, либо субгоризонтальное положение кривой ($(La/Yb)_{pm}$ 1,4-2). Такое обеднение легкими РЗЭ могло произойти в результате дислокационного метаморфизма, т.к. легкие РЗЭ мобильны в зонах деформации (Скублов, 2005), что подтверждается резким преобладанием хлорита в породе из этой точки и наличием сланцеватой/плойчатой текстуры породы (см. описание шлифа № 4004). Также обеднение могло произойти в результате инфильтрационного метасоматоза (Вау, 1991).

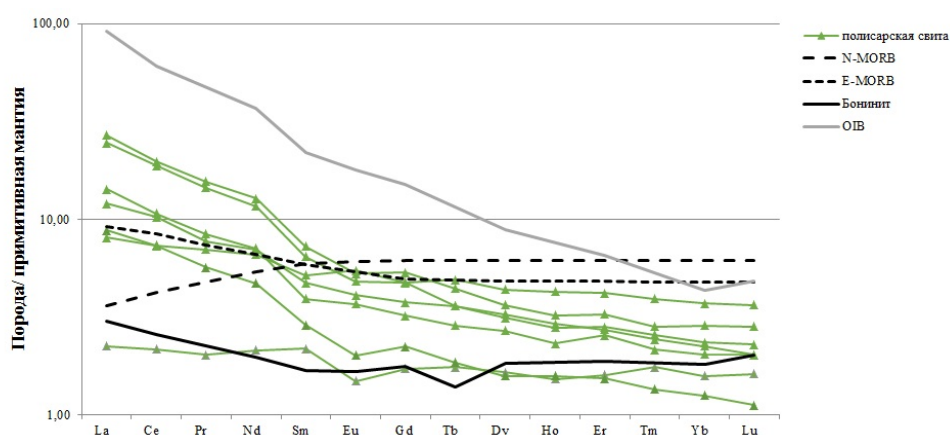


Рис. 24. Диаграмма распределения редкоземельных элементов для вулканитов полисарской свиты, нормированная к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1995) с нанесенными кривыми для N-MORB, E-MORB (Sun, McDonough, 1989), OIB (Halliday et al, 1994), бонинит (Drummond, 1996)

Для пробы из основания разреза низкое содержание легких РЗЭ (рис.24) может указывать непосредственно на коматиитовую серию (Ланда, 2014). Для полисарской свиты характерно высокое $(La/Sm)_{pm}$ отношение, которое варьируется от 1,55 до 3,55. Также стоит отметить, что La/Sm отношение для нижней кривой низкое 1,05. $(Tb/Yb)_{pm}$ отношение в районе 0,7, что может свидетельствовать об отсутствии граната в источнике (Школьник, 2009; Складов, 2001). Наблюдается слабовыраженный Eu-минимум. Кривая распределения повторяет форму E-MORB базальтов.

На мультиэлементной спайдер-диаграмме спектры полисарской свиты схожи с кривой распределения базальтов E-MORB (рис. 25). Мультиэлементная диаграмма полисарской свиты также схожа с сейдореченской свитой: также наблюдается Nb-аномалия, высокое содержание крупноионных некогерентных элементов (Ba, Rb, K, легкие РЗЭ), - всё это может указывать на коровую контаминацию или на расположение источника непосредственно в нижней коре. Также стоит отметить наличие отрицательной аномалии Ti, что также может являться доказательством коровой контаминации..

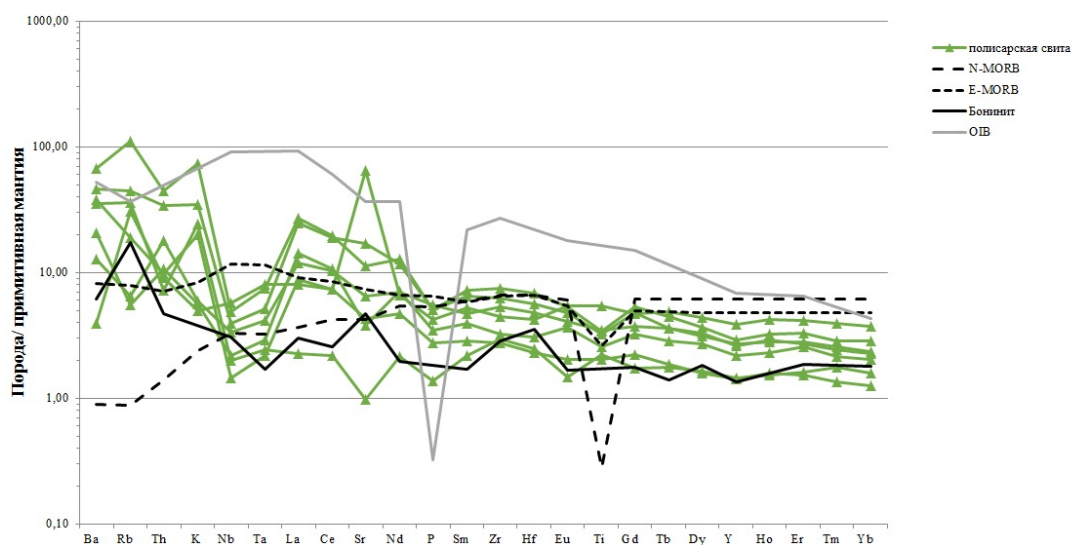


Рис. 25. Мультиэлементная диаграмма для вулканитов полисарской свиты, нормированная к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1995) с нанесенными кривыми для N-MORB, E-MORB (Sun, McDonough, 1989), OIB (Halliday et al, 1994), бонинит (Drummond, 1996)

Умбинская свита

Кривые распределения РЗЭ характеризуются крутым наклоном (рис.26). $(La/Yb)_{pm}$ отношение высокое от 3,73 до 31,65. Данное отношение отчетливо фиксирует резкое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми РЗЭ. Eu-минимум не наблюдается: кривая распределения в данной части плавная. $(La/Sm)_{pm}$ отношение высокое от 1,8 до 5,8. $(Tb/Yb)_{pm}$ низкое – от 0,36 до 0,77, что может указывать на отсутствие граната в источнике. Кривые распределения повторяют форму кривой базальтов E-MORB и близки к базальтам OIB, и расположены в поле между двумя данными кривыми.

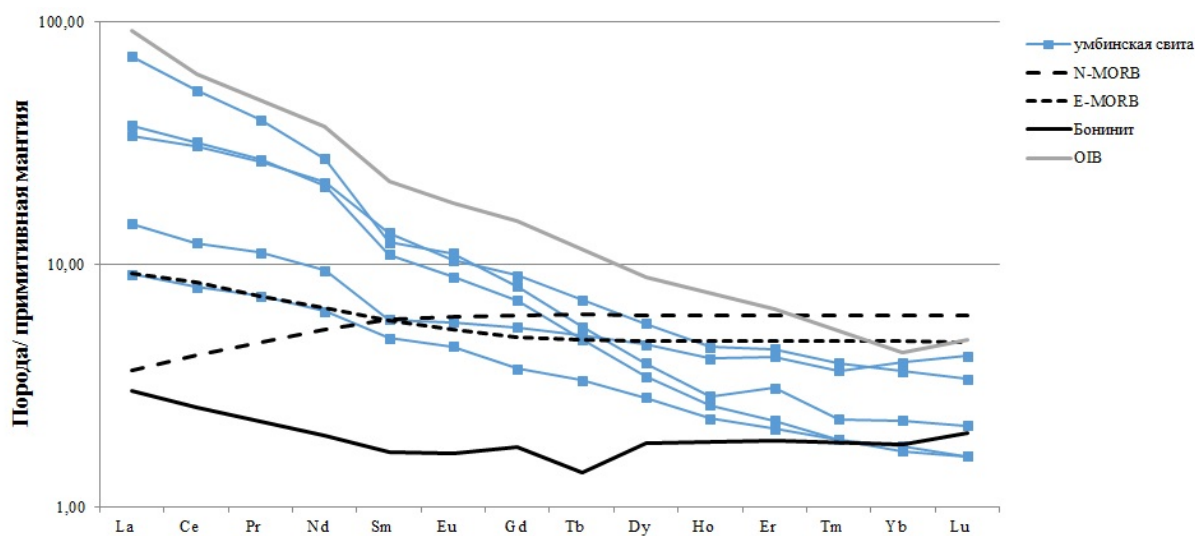


Рис. 26. Диаграмма распределения редкоземельных элементов для вулканитов умбинской свиты, нормированная к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1995) с нанесенными кривыми для N-MORB, E-MORB (Sun, McDonough, 1989), OIB (Halliday et al, 1994), бонинит (Drummond, 1996)

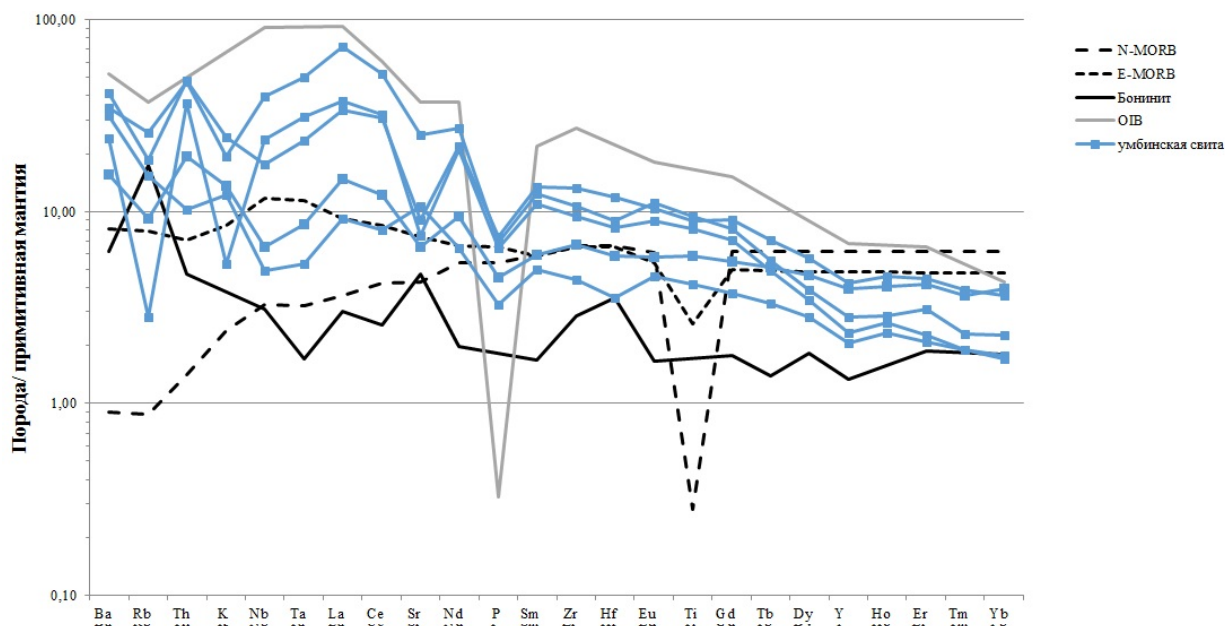


Рис.27. Мультиэлементная диаграмма для вулканитов полисарской свиты, нормированная к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1995) с нанесенными кривыми для N-MORB, E-MORB (Sun, McDonough, 1989), OIB (Halliday et al, 1994), бонинит (Drummond, 1996)

На мультиэлементной диаграмме для пород умбинской свиты (рис. 27) спектры характеризуется наличием явных Rb, Sr, P, K отрицательных аномалий, а также отчетливой положительной аномалией La. Также можно выделить незначительную отрицательную аномалию Hf. Кривая распределения близка к базальтам OIB, хотя и повторяет очертания кривой базальтов E-MORB.

3.3. Характеристика источника вещества

Концентрация и взаимоотношения редких и РЗЭ элементов могут нести информацию об источнике расплавов и условиях кристаллизации магм. На основании характера их распределения могут рассматриваться термодинамические условия, характер и степень фракционирования вулканитов. В данной работе используются рассчитанные тренды фракционирования минералов из расплава (Лобач-Жученко, 1988; Condie, 1976; Pearce, 1979), которые позволят оценить в первом приближении характер кристаллизации вещества.

Стоит отметить, что оценка характера распределения РЗЭ проводилась только для пород сейдореченской и полисарской свит, т.к. в умбинской и кукшинской свитах отбор образцов производился либо из сложной структуры, либо из прикровельной части разреза соответственно. Таким образом, выделение трендов эволюции химического состава вулканитов этих свит невозможно.

Для достижения данной цели был построен ряд диаграмм. Диаграммы Ti-Y, Ti-Zr, Zr-Y позволяют оценить роль граната (рис. 28), Y-Sr – плагиоклаза (рис. 29), Ti-Zr – магнетита (рис. 28). Стоит отметить, что близость коэффициентов распределения редких элементов у моноклинного и ромбического пироксена не дает основания для их разделения подобным способом.

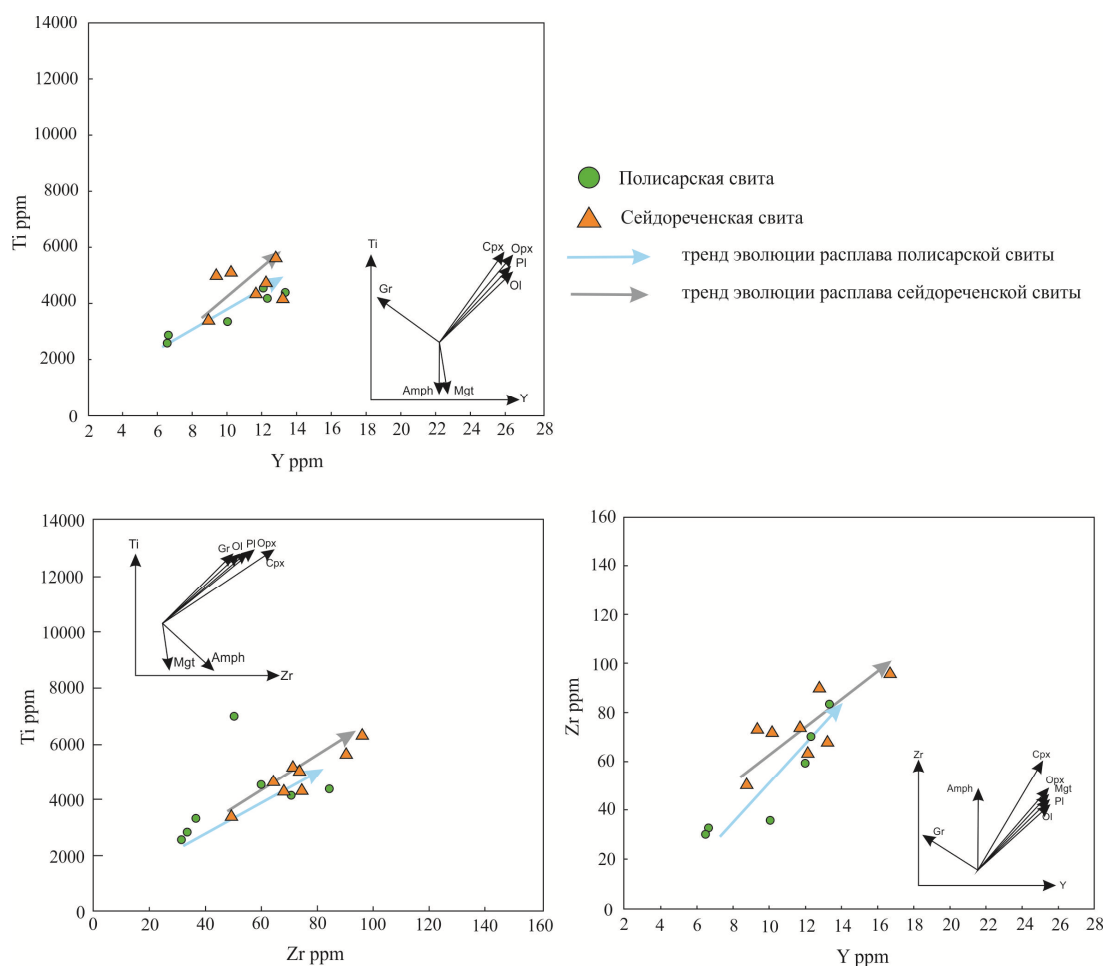


Рис. 28. Бинарные диаграммы распределения редких элементов с нанесенными трендами эволюции расплава и трендами фракционирования минералов (по Лобач-Жученко, 1988).

На диаграмме Ti-Y (рис. 28) наблюдаются два явных тренда эволюции расплава, которые субпараллельны друг другу, однако тренд полисарской свиты отличается большей длиной. Угол наклона данных трендов более пологий, нежели совпадающие с ними по направлению тренды фракционирования Cpx, Орх, Pl, Ol на референсных диаграммах, что может указывать на фракционирование из расплава также в незначительной степени и магнетита или амфибола. На диаграмме Ti-Zr (рис. 28) тренды эволюции расплава полисарской и сейдореченской свит также параллельны и совпадают с трендами фракционирования пироксена, плагиоклаза, оливина и граната на референсных диаграммах. Диаграмма Zr-Y (рис. 28) также отражает два явно выраженных тренда, однако в данном случае пересекающихся: угол наклона тренда полисарской свиты более крутой и нежели тренд сейдореченской свиты. Также как и в предыдущих диаграммах наблюдается фракционирование клинопироксена, ортопироксена, плагиоклаза, магнетита и оливина.

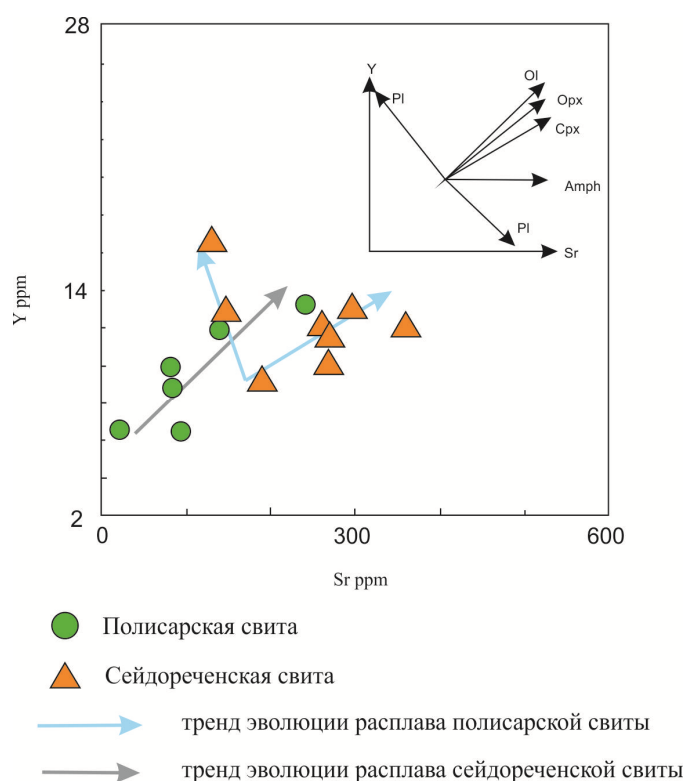


Рис. 29. Бинарная диаграмма Sr-Y с нанесенными трендами эволюции расплава и трендами фракционирования минералов (по Лобач-Жученко, 1988)

Диаграмма Sr-Y (рис. 29) характеризуется наличием двух явных трендов для пород сейдореченской свиты, что может указывать на явное фракционирование плагиоклаза и

пироксена в ходе эволюции расплава, также наблюдается незначительное отклонение по тренду амфибола. Для полисарской свиты характерен более крутой тренд, нежели тренд фракционирования пироксена и оливина, что также может указывать на кристаллизацию плагиоклаза из расплава, однако, вероятно, в меньших количествах.

При помощи La/Sm и Tb/Yb отношений также можно охарактеризовать первичный источник (рис. 30 А). В данном случае можно говорить о понижении степени деплетированности источника вещества, что может указывать на контаминацию веществом земной коры, или увеличении степени плавления. Изначальным веществом для пород Имандра-Варзугской зоны послужил расплав, образованный в результате плавления шпинелевого перидотита.

$Nb/Yb-Th/Yb$ отношения также позволяют уточнить предварительные выводы из диаграммы 30 А. Породы кукшинской свиты попадают в поле мантийного источника (рис. 30 В), который затем претерпевает контаминацию коровым веществом, о чем свидетельствует положение фигуративных точек сейдореченской свиты. Источник для полисарской свиты вероятно, располагался в нижней коре (LCC), и расплав также претерпел коровую контаминацию. Наблюдаются высокие Nb/Yb отношения фигуративных точек умбинской свиты. Однако стоит отметить, что верхняя часть разреза (умбинская свита) значительно разорвана по времени образования от кукшинской, сейдореченской и полисарской свит, поэтому можно предположить наличие третьего отличного источника.

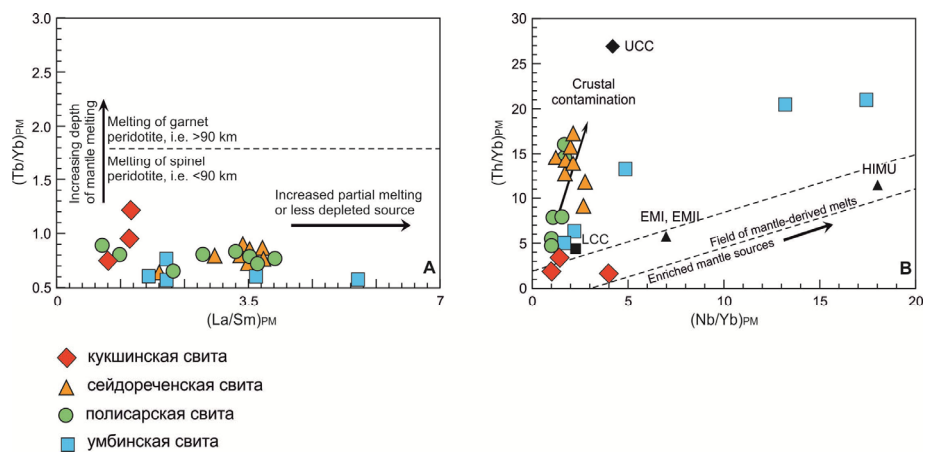


Рис. 30. Дискриминационные диаграммы: А – диаграмма отношения $Tb/Yb - La/Sm$; В – диаграмма отношения $Th/Yb - Nb/Yb$;

Положение значений верхней континентальной коры (UCC) и нижней континентальной коры (LCC) взяты из работы Taylor and McLennan (1985), значения обогащенных мантийных источников (EMI, EMII, HIMU) взяты из работы Condie (2001).

На рис. 31 изображена модель равновесного плавления гранатового и шпинелевого перидотита. На данной диаграмме видно, что породы Имандра-Варзугской зоны вероятно сформировались из шпинелевого перидотита, что подтверждается и диаграммой 30 А. Диапазон значений частичных выплавов для фигуративных точек полисарской свиты варьирует от 1 до 15%, тогда как для сейдореченской свиты наблюдаются значительная концентрация фигуративных точек в районе 1-3%.

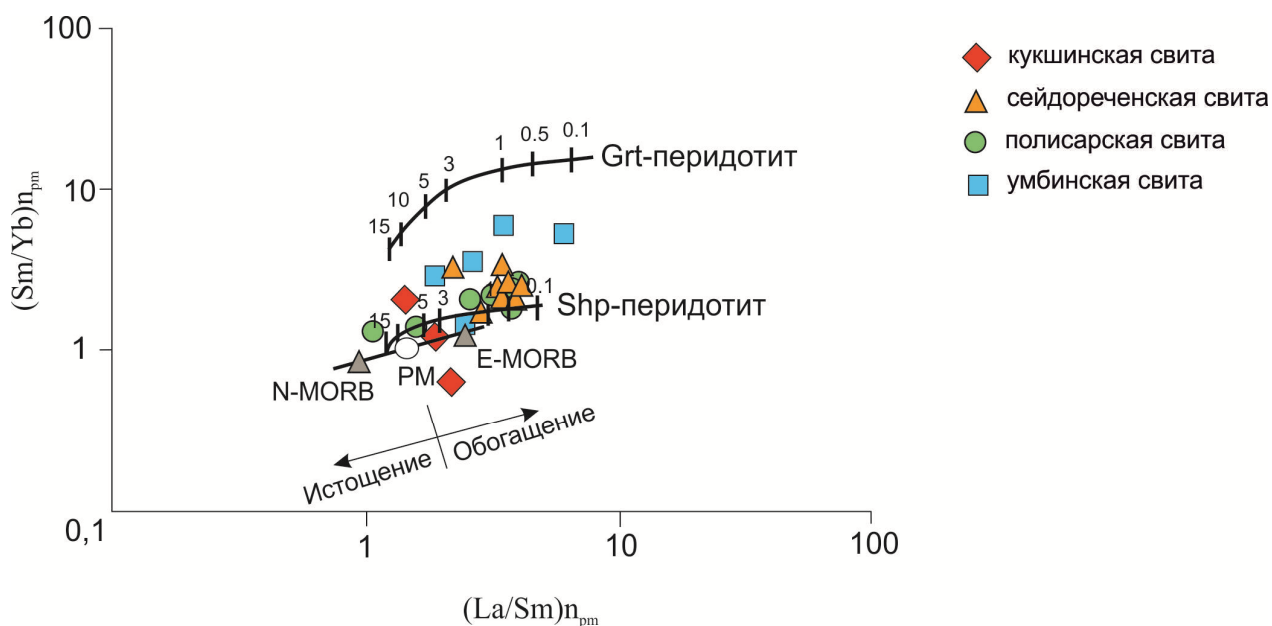


Рис. 31. Вариации La/Sm относительно Sm/Yb , нормированы на примитивную мантию (Sun, McDonough, 1995); кривые фракционирования рассчитаны по Shaw, 1995

3.4. Обсуждение результатов

1) Установлено существование трех мантийных источников, существовавших в разное время (сумий, сариолий, ятулий). Первый источник, который сформировался в сумии (кукшинская и сейдореченская свиты), образовался при плавлении шпинелевого перидотита. На отсутствие граната в мантийном источнике также указывает и слабофракционированный в области тяжелых РЗЭ спектр распределения (среднее значение $(Gd/Yb)_{pm}$ 1,65). При этом дифференцированный спектр РЗЭ по отношению La/Yb и слегка пониженные или близкие к N-MORB значения Zr/Nb (4.4-22.3) могут свидетельствовать об относительной обогащенности мантийного источника вулканитов. Вероятно, изначальный источник магмы для пород стрельнинской серии мог располагаться непосредственно в мантии (рис. 30 В).

Второй источник, сформировавшийся в сариолии (полисарская свита), также образовался при плавлении шпинелевого перидотита, на что указывают схожие с первым источником Zr/Nb и Gd/Yb отношения, пониженные отношения Zr/Nb и дифференцированность по La/Yb отношениям позволяет сделать вывод об относительно обогащенном источнике. Для полисарской свиты наиболее вероятен источник, который мог располагаться в нижней части земной коры (рис. 30 В).

Третий источник, сформировавшийся в ятулии (умбиснская свита), образовался при плавлении шпинелевого перидотита, на что также указывают Zr/Nb и Gd/Yb отношения. Значительно дифференцированный спектр РЗЭ по отношению La/Yb может указывать на обогащенный источник.

2) Формирование начальной расплава сейдореченской свиты происходило при частичном плавлении (0,2-0,3%) Формирование полисарской свиты при схожем частичном плавлении – 0,2%. Отсутствие граната в мантийном перидотите свидетельствует о том, что мантийные источники начальных расплавов находились на глубине менее 90 км (рис. 30 А). По мере эволюция расплава увеличивалась степень его частичного плавления, которая большинства фигуративных точек составляет 1-3%, с разбросом до 15% (рис. 31). Считается, что для выплавления толеитовых базальтов степень частичного плавления должна находиться на уровне 10-15% (Сондерс, 1987). Поэтому можно предположить, что в данном случае происходило плавление не примитивной мантии, а несколько более обогащенной мантии (Школьник, 2009).

3) Формирование сейдореченской свиты происходило путем кристаллизационной дифференциации плагиоклаза, пироксена, а также подчиненного амфибола (рис. 28,29). Образование полисарской свиты происходило путем кристаллизационного фракционирования плагиоклаза и пироксена из первичного расплава (рис. 28, 29). Вероятно, опираясь на тренды эволюции магматического расплава можно предположить, что в полисарской свите преобладающими минералами являются ортопироксены и клинопироксены, т.к. при рассмотрении Sr/Yb отношения у сейдореченской свиты выделился явный тренд фракционирования плагиоклаза, в отличие от полисарской свиты (рис. 29).

4) Установлено значительное влияние процесса коровой контаминации при образовании вулканических серий: на поздних этапах существования первого источника (сейдореченская свита) и на ранних этапах для второго (полисарская свита). Свидетельством коровой

контаминации также может служить обогащение расплава Ba, Th, U при незначительном увеличении содержаний Ta, Nb, Ti, тяжелых РЗЭ, что приводит к появлению отрицательных аномалий. Данные отрицательные аномалии отчетливо фиксируются мультиэлементными диаграммами (рис. 23, 25). Все эти факты указывают на то, что процессы коровой контаминации играли значительную роль при формировании вулканитов.

5) Различные источники, а также различное фракционирование указывают на разные условия магмогенерации, что косвенно может свидетельствовать о различных геодинамических обстановках формирования. Схожесть спектров распределения РЗЭ стрельнинской серии с кривой E-MORB, а также увеличенные значения K, Ba, Sr, Rb, легких РЗЭ (рис.22, 23) могут указывать на обогащенный мантийный источник вещества. Отрицательные аномалии Nb, Ta указывают на субдукционные события. Таким образом, можно предположить, что времени образования кукшинской свиты предшествовало субдукционное событие (Богина, 2010), вероятно Лапландско-Кольская коллизия (Балаганский, 2016), в результате которого сформировался погруженный слэб, который может объяснять данные аномалии на более поздних этапах развития рифта (сейдореченская свита). Наличие амфибола при фракционировании (рис. 29) также может указывать на предшествовавшую субдукцию.

Несмотря на объединение полисарской и умбинской свит в одну серию (Житникова, 2016) их спектры распределения РЗЭ разительно отличаются (рис. 24-27), а сами свиты сформировались со значительной разницей во времени (сариолий и ятулий соответственно). Полисарская свита также характеризуется спектром распределения редких элементов близким к E-MORB. Фиксируются отрицательные аномалии Nb, Ta, которые также указывают на геодинамическую обстановку схожую с образованиями нижележащей стрельнинской серии – рифтогенную.

Однако базальты умбинской свиты характеризуется Rb, Sr, P, K отрицательными аномалиями, а спектры распределения РЗЭ по углу наклона более близки к OIB, нежели к E-MORB. По литературным данным базальты умбинской свиты могут характеризоваться как базальты OIB (Арзамасцев, 2020), что также может указывать на смену источника расплава на более глубокий, например мантийный плюм.

Заключение

Таким образом, полученные в ходе исследования данные позволяют сделать ряд следующих выводов:

- 1) Породы южной части Имандра-Варзугской зоны представлены преимущественно метабазами, метаандезибазами и хлоритовыми сланцами, вероятно образованными по туфогенным породам;
- 2) В ходе исследования было высказано предположение о смене источника вещества для пород стрельнинской и варзугской серий, а также приведены геохимические данные, показывающие различия полисарской и умбинской свит, что позволяет предположить существование третьего источника;
- 3) Были охарактеризованы обогащенные источники вещества, магма которых образовалась в результате плавления шпинелевого перидотита и затем претерпела контаминацию веществом земной коры в ходе магматизма;
- 4) На основании проведенных исследований восстановлена история геологического развития территории. Установлено три источника, которые отвечают различным геодинамическим обстановкам. Первая геодинамическая обстановка соответствует континентальному рифтогенезу, которая продолжалась в течение всего сумия – формируются кукшинская и сейдореченская свиты. В сариолии восстановились процессы растяжения, что привело к формированию полисарской свиты. В ятулии источник сменяется более глубинным, вероятно мантийным плюмом, действие которого фиксируется появлением умбинской свиты.
- 5) В условиях плохой обнаженности листа Q-37-VII, VIII полученные данные позволяют сделать вывод, что низы сейдореченской и полисарской свит сложены базальтами коматиитовой серии, что позволит более достоверно провести геологическую границу свит;

Список литературы

Опубликованная литература:

1. Арзамасцев А.А., Степанова А.В. и др. Базитовый магматизм Северо-Восточной части Фенноскандии (2.06-1.86 млрд лет): геохимия вулканитов и корреляция с дайковыми комплексами // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*; том 28, с.3-40; 2020
2. Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофенский орогены (Балтийский щит) // *Вестник КНЦ РАН*, №3 (26), с.5-11, 2016
3. Балаганский В.В., Ветрин В.Р. и др. Региональная геология и тектоника Кольского региона: краткий обзор, новые подходы и результаты / *Вестник КНЦ РАН*, 2012
4. Бекасова Н.Б. Литолого-фациальное расчленение продуктивной толщи рудного поля Печенги // *Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты*, 1978, с. 113-122
5. Бискэ Ю.С. Геология России: курс лекций. – СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2019. – 228 с.
6. Богина М.М., Злобин В.Л. Корреляция сумийского базальтового вулканизма Карельского и Кольского кратонов: петрогеохимия, возраст и геодинамическая обстановка формирования / *XI Петрографическое совещание (тезисы докладов)*, том №1, 2010
7. Глебовицкий В.А. и др. Ранний докембрий Балтийского щита – СПб.: Наука, 2005. – 711 с.
8. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород: справочное пособие / Москва: Недра, 1985, 511 с.
9. Козлов М.Т., Латышев Л.Н. Маркитахина Т.М. Палеовулканические постройки горы Арваренч // *Региональная геология, стратиграфия и геофизика. Апатиты*, 1974, с. 15-22
10. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб.: Наука, 2005. – 147, 142 с.

11. Латышев Л.Н. Геологическое строение докарельских образований района оз. Вочеламбина – Кисла губа / Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты, 1984, с.20-27
12. Ланда Э.А., Марковский Б.А. Пикриты и коматииты (дискуссионные проблемы сопоставления и классифицирования) / Региональная геология и металлогения, ВСЕГЕИ, №59, 2014
13. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Крылов И.Н., Матреничев А.В. Фракционная кристаллизация в архейских коматиит-базальтовых сериях, установленная по распределению редких элементов / Геохимия, ИГГД РАН, Ленинград, 1988, с. 1437-1448
14. Мартынов Ю. А. Основы магматической геохимии. Владивосток: Дальнаука, 2010. – 228 с.
15. Минц М.В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. 1. Ранний протерозой // Геотектоника, 1993, №1, с.39-56
16. Минц М.В., Главнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий Северо-Востока Балтийского щита; палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М., 1996, 287 с.
17. Минц М.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г. и др. Глубинное строение раннедокембрийской коры Карельского кратона, юго-восток Фенноскандинавского щита: результаты исследований вдоль профиля 4В // Геотектоника, 2004, №2, с.10-29
18. Мудрук С.В., Балаганский В.В., Горбунов И.А., Раевский А.Б. Альпинотипная тектоника в палеопротерозойском Лапландско-Кольском орогене // Геотектоника, 2013, №4, с.13-30
19. Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М. Геохимия печенгского комплекса (метаморфические осадки и вулканиты). М.: Л., 1974, 139 с.
20. Скляр Е.В. Интерпретация геохимических данных: Учеб. Пособие / М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 228с.
21. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита // СПб, 1992, 272 с.

22. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М., Мир, 1987, с. 102—133.
23. Федотов Ж. А. Состав вулканических пород зоны Имандра-Варзуга и эволюция раннепротерозойского вулканизма Кольского региона: дисс. канд. г.-м. наук: 04.00.08. Апатиты, 1984. – 261 с.
24. Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараиш И.Г. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканиитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский регион) / Геология и геофизика, том 50, №9, с.1013-1024
25. Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // Chem. Geol. 1991. Vol. 1993. P. 219–230.
26. Bridgwater D., Marker M., Mengel F. The eastern extension of the early Proterozoic Torngat Orogenic Zone across the Atlantic // LITHOPROBE Report 27. 1992. P. 76–91.
27. Daly J.S. et al., The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // European Lithosphere Dynamics. Geological Society London, Memoirs, 2006. Vol. 32. P. 579–598
28. Condie K.C., Harrison N.M., 1976. Geochimistry of the archean Bulawayan group, Midlands Greenstone Belt, Rhodesia / Precambrian Research, 3, p.253-271
29. Condie, K.C., 2001. Mantle Plumes and Their Record in Earth History. Cambridge University Press, Oxford, UK.
30. Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskis P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 87, p. 205-215
31. Gale A., C. A. Dalton, C. H. Langmuir, Y. Su, and J.-G. Schilling (2013), The mean composition of ocean ridge basalts, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 489–518
32. Pearce J.A., Norry M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // *Mineralogy and Petrology*, 69, p. 33-47

33. Simpson E.S.W., 1954. *On the graphical representation of differentiation trends in igneous rocks.* – *Geol. Magazine*, 91, p. 238-267
34. Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes.* In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins: Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 42, pp. 313–345.
35. Sun, S.S., McDonough, W.F. 1995. *The composition of the Earth/ Chemical Geology* 120, V.120, p.223-253
36. Shaw D.M., 1970. *Trace element fractionation during anatexis* // *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 34, p. 237—243.
37. Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution: an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks.* Blackwell Scientific, Oxford.

Фондовая литература:

1. Анзель В.В., Калинин М.М. и др. *Отчет о поисковых геофизических работах, выполненных в пределах ультраосновных-щелочных интрузий центрального типа Кольского полуострова* // *Апатиты*, 1975
2. Абакумова Н.Б. и др. *Окончательный отчет по теме: «Геология и минералогия редкометальных месторождений связанных с протерозойским комплексом основных и щелочных пород Кольского п-ва и Сев. Карелии; их генезис и поисковые критерии»* // *Ленинград*, 1961
3. Антонов Л.Б. и др. *Отчет о рекогносцировочно-поисковых работах на патит по Саллантвинскому, Салмагорскому и Песочному плутонам* // *Кировск*, 1969
4. Бискэ Г.С. и др. *Отчет о съемке четвертичных отложений бассейна верхнего течения р. Поной и Панских тундр* // *Ленинград*, 1948

5. Богачев А.И. и др. Отчет о геолого-поисковых работах, проведенных на массивах основных пород Панских высот, Марьёвской и Песочной магнитных аномалиях // Петрозаводск, 1953
6. Богатырев В.Л. и др. Отчет о результатах поисковых работ на редкие металлы, проведенных в 1961-1964 гг в районе Ильских озер и г. Лаврентьевская (Ловозерский район, Мурманская область) // Апатиты, 1967
7. Вербицкий Р.И. и др. Отчет Южно-Кольской гравиразведочной партии за 1973-1974 // Ленинград, 1975
8. Вербицкий Р.И. и др. Отчет о результатах гравиметрической и аэроэлектро-магнитной съемок и наземных геофизических работ по проверке аномалий в южном обрамлении Имандра-Варзугской структурной зоны (Сергозерская площадь) // Ленинград, 1980
9. Вербицкий Р.И. и др. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1: 50000 в восточной части Имандра-Варзугской структурной зоны (Восточно-Варзугская площадь) // Ленинград, 1982
10. Волегов Н.П. Отчет о результатах работ по общим поискам кимберлитов на Ондомозерской площади // Апатиты, 1986
11. Гаскельберг Л.А. Отчет о геологическом доизучении Кейвской струры в масштабе 1:200000 и составлении обновленной геологической карты м-ба 1:200000, проведенных Кейвской партией в 1974-1978 гг в Ловозерской р-не Мурманской области // Апатиты, 1978
12. Гольдберг Ю.И., Пушкин Г.Ю. и др. Отчет по геологическому доизучению Имандра-Варзугской структурной зоны в масштабе 1:200000 и проведению геохимических поисков в масштабе 1:200000 за 1974-1978 гг. в Кировско-Апатитском, Ловозерском и Термском районах Мурманской области // Апатиты, 1978
13. Дайн А.Д., Ремизова А.М. и др. Отчет по глубинному геологическому картированию, геологическому доизучению м-ба 1:50000 и поискам медно-никелевых руд, меди и золота в пределах Центрального блока Имандра-Варзугской структуры // Мончегорск, 1984
14. Житникова И.А., Вороняева Л.В. и др. Отчет о результатах работ по объекту «Проведение в 2016 году региональных геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000 на

группу листов в пределах Северо-Западного и Центрального ФО (Лист Q-37-XI, XII» // Санкт-Петербург, 2017

15. Зайцев В.Г., Дайн А.Д. и др. Отчет о результатах поисковых работ на медно-никелевые руды в южной части Имандра-Варзугской структурной зоны // Мончегорск, 1981

16. Иванов А.А. и др. Отчет аэрогеофизической партии № 12 о результатах комплексной аэрогеофизической съемки, проведенной на Стрельнинском объекте // Ленинград, 1990

17. Казанов О.В. и др. Отчет о результатах выполненных работ по объекту «Геохимические поиски на рудное золото в пределах Сергозерско-Стрельнинской площади (Мурманская область)» // Мончегорск, 2014

18. Калафати Л.В. и др. Отчет о геолого-съёмочных и поисковых работах масштаба 1:50000, проведенных в Терском районе Мурманской области в 1957-1959 гг (Верхне-Реченская, Терская и Южно-Стрельнинская партии) // Ленинград, 1960

19. Калуга Н.В. и др. Отчет о результатах поисков месторождений медно-никелевых руд на Панско-Федеровотундровском массиве // Никель, 1990

20. Климентьев В.Н. и др. Отчет по результатам поисков сульфидных медно-никелевых руд и золота на участке кустового сосредоточения массивов основных-ультраосновных пород «Фомкин ручей» в южной части Имандра-Варзугской структурной зоны // Мончегорск, 1983

21. Константинов В.В. и др. Отчет о поисковых работах на никель, проведенных в среднем течении р. Варзуги (Варзугская поисковая партия) // Тик-губа, 1965

22. Клюнин С.Ф. и др. Отчет Верхне-Варзугской партии о результатах геолого-съёмочных работ масштаба 1:50000, проведенных в 1972-1973 гг в верховьях р. Варзуги // Апатиты, 1974

23. Клюнин С.Ф. и др. Отчет Сергозерской партии о результатах групповой геолого-съёмочной съемки масштаба 1:50000, проведенной в 1974-1977 гг в районе среднего течения реки Варзуги (Терский район Мурманской области) // Мончегорск, 1978

24. Латонин М.Н. Отчет о результатах опрежающих геохимических и геофизических работ масштаба 1:50000 для последующей ГСР-50 с общими поисками на алмазы, благородные

металлы и другие полезные ископаемые на Кузоменьско-Ондомозерской площади // Мончегорск, 1991

25. Любавин Л.М. и др. Отчет о результатах работ Южно-Кольской аэроэлектроразведочной партии ВМП // Ленинград, 1975

26. Макиевский С.И. и др. Отчет о геолого-поисковых и разведочных работах на Стрельнинском месторождении мусковита в 1956 (Терский район, Мурманская область) // Ленинград, 1957

27. Поляков И.В. и др. Информационный отчет о результатах поисковых работ на алмазы в пределах Варзугской площади в 2004-2008 гг // Мончегорск, 2008

28. Поляков И.В. и др. Отчет о результатах геологического изучения с целью выявления коренных месторождений алмазов на участке Ондомозерской площади // Архангельск, 2009

29. Проскуряков В.В. и др. Отчет о геолого-поисковых работах на никель, проведенных Киевской партией на массиве основных пород Панские высоты в Ловозерском районе Мурманской области // Апатиты, 1964

30. Ремизова А.М. и др. Отчет о составлении цифровой геологической карты Мурманской области масштаба 1:200000 (листы Q-37- VII, VIII (Чальмны Варрэ)/ Апатиты, 2007

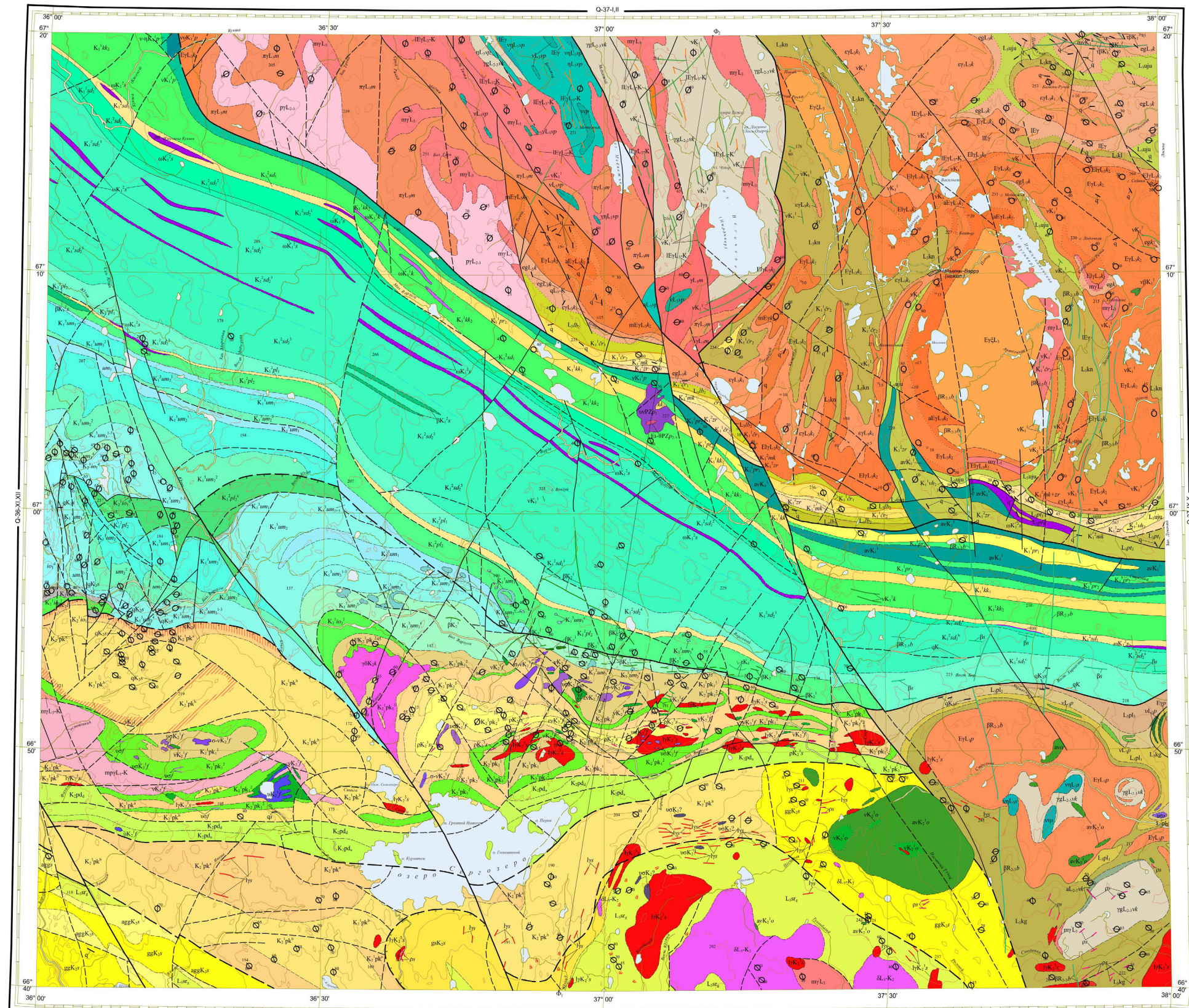
31. Селивановская Е.Е. Отчет о геолого-съёмочных и поисковых работах масштаба 1:50000, проведенных Ондомозерской партией в Терском районе Мурманской области // Ленинград, 1964

32. Семенов Л.М. и др. Отчет Восточно-Кольской партии о результатах геолого-съёмочных работ масштаба 1:50000 с общими поисками на площади 2550 кв. км и поисков масштаба 1:25000 на площади 65 кв.км, проведенных в пределах восточного блока Имандра-Варзугской структурной зоны и её обрамления // Мончегорск, 1988

33. Чалых Е.Д. и др. Отчет Варзугской партии о результатах поисково-съёмочных работ масштаба 1:50000, проведенных в 1960-1961 гг в районе среднего течения р. Варзуги // Апатиты, 1964

Приложения

Приложение № 1. Предварительная геологическая карта листа Q-37-VII, VIII с легендой (выполнено Михайловым В.И., Касторным Н.А. в рамках ГДП-200 по Ремизовой А.М., 2007)



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Этап		КОЛЬСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА ВОСТОЧНО-КОЛЬСКИЙ ПЛУТОНИЧЕСКИЙ РАЙОН					
Этап	Надгоризонт	ИМАНДРА-ВАРЗУГСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ МЕЖБЛОКОВАЯ ЗОНА ЦЕНТРАЛЬНЫЙ И ВОСТОЧНЫЙ БЛОКИ		КЕЙСКИЙ ДОМЕН МАЛОКЕЙСКАЯ ЗОНА	СТРЕЛЬНИЧЕСКИЙ ДОМЕН	СОСНОВСКИЙ ДОМЕН	
ФАНЕРОЗОЙ	ПАЛЕОСОЮЗНАЯ	<p>Песочный комплекс ультрамафит-филлитовый с карбонатитом: Вторая и третья лавы не расчленены: мелкоулытки, малакиты, карбониты</p> <p>Первая фаза: перидотиты, пироксениты</p>					
ПОЗДНИЙ КАРЕЛИЙ	КАЛЕВИЙ	<p>Иррадиционная метавердотиты, метавердотиты, возможно - более древние</p> <p>Основа руды комплекс габбро-перидотитов: Метавердотиты, метавердотиты, метавердотиты и метабазиты, лейкократовые метабазиты (75601), метавердотиты, метавердотиты (75604, 75607), метабазиты, лейкократовые метабазиты (75603, 75606), метавердотиты, метавердотиты, щелочные габброиды - эконоиты, возможно более молодые (75605), метавердотиты малакиты (Торъямский) (75602)</p> <p>Кансовый комплекс габброидитов: Гранитоидные и овариваемые лейко-мезократовые метабазиты, габбро-диориты</p> <p>Идеальный метасоматический комплекс: Метасоматиты - сланцы с преобладанием в новообразовании сульфид-хлорит-альбит-варзунских агротитов (95403). Хлорит-сульфидиты, псевдопегиты, диориты, обогатенные кварцем и улитками выцветом (95407)</p> <p>Подземельная толща: Сланцы мусковит-варзунские, дуэлидные и филлитовые, порфиры и метавердотиты, часто биокристаллы и углеродистые сланцы (75289), то же в чередовании с метабазитами (амфиболиты) и зелеными сланцами (75288)</p>		<p>Кварцевые метасоматиты</p> <p>Баренцево-мозольский сито-дальний комплекс доперидотитов: Дайки доперидотитов</p> <p>Кварцевые жилы</p> <p>Малые тела (95403) и жилы (95404) щелочных гранитов лейкократовых</p>		<p>Стрельнический комплекс лейкогранитов-егматов: Лейкограниты микроли-плагиоклазовые и плагио-микроликовые пегматитовые и неомикроликовые порфиры, биотитовые, часть мусковит-содержащие (95300, 95310), пегматиты (95320), грейзаны (95301)</p> <p>Сервисный метаморфо-метасоматический комплекс: Гнейсы и сланцы оваривание дуэлидные, гранат-биотитовые с силлиманитом, кивитом (95401), гнейсы и сланцы оваривание с амфиболитами силикатизированными, гранатитовыми, пироксенитовыми (95402), гнейсы и сланцы оваривание и графитизированные дуэлидные, гранат-биотитовые с силлиманитом, кивитом, гнейсы амфиболитов (95 и 95400), кварцевые жилы (95408)</p>	
		<p>Панасская толща. Верхняя подтолща. Верхняя лавы. Дуголидно-хлоритовые сланцы с горизонтальными амфиболитовыми сланцами (530-540м)</p> <p>Средняя лавы. Дуголидные гнейсы и сланцы (200-300м)</p> <p>Нижняя лавы. Хлорит-дуэлидные интрузивы с гранитом сланцы, с протитом амфиболитовых сланцев и лимонитом амфиболитовых сланцев по соседству с эрфундами (100-700м)</p> <p>Панасская толща. Нижняя подтолща. Верхняя лавы. Амфиболиты по базальтам (200-500м)</p> <p>Нижняя лавы. Ритмично переслаивающиеся сланцы по песчаным, аргилитам, лептам, туфоглинистым породам (80м)</p>		<p>Силты и дайки метавердотитов</p> <p>Ильмаринская свита: Нерасчлененные образования ильмаринской свиты (только на разрезе) Метаултиты, метавердотиты, доломиты</p> <p>Верхняя подтолща. Первая лавы. Метабазиты и эфрот-актинолит-спанжоловые сланцы по ним (300-600м)</p> <p>Нижняя подтолща. Доломиты, иногда строматолитовые и онколитовые, овариваемые доломиты, метасилиты (200м)</p> <p>Переслаивание метаморфозных хлорит-слердисто-варзунских и сульфидно-утиридных сланцев (до 600м)</p>		<p>Однородный комплекс габброидитовый: Среднекристаллические габброидиты (75320) амфиболитизированные габброидиты (75310)</p>	
РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (КАРЕЛИЙ)	ИТУЛИЙ	<p>Верхняя подтолща. Четвертая лавы - метаморфизованные глубокие лавы анортозитовых, отдельные порции метавердотитовых, метавердотитовых (60-100м)</p> <p>Первая, вторая и третья лавы нерасчлененные, в том числе порфиры и мидальманские, сланцы с псевдо-агитомитовыми туфами лейкобазальтовыми, псевдопегитовыми - анортозитового состава, порции лейкобазальтовыми (200-700м)</p> <p>Средняя подтолща. Верхняя лавы. Метавердотиты, мидальманские, метавердотиты, метавердотиты (до 800 м)</p> <p>Нижняя лавы. Метавердотиты, часто порфиры и мидальманские, азитовые метавердотиты (800-1000м)</p> <p>Нижняя подтолща. Кварц-альбит-хлорит-серпентин-карбонатные сланцы по аргилитам, пестроцветные и известковатые доломиты, туфоглины (150-200м)</p>		<p>Эксплозивные образования габброидитовых, метавердотитовых, кластиков и туфобриций</p> <p>Средняя подтолща. Нерасчлененная Метавердотиты, часть порфиры мидальманские, со сланцами самородной меди (1700-2200м)</p>		<p>Дайки биотитовых лампрофитов трапе-андезитового состава</p> <p>Дайки микролиноидирующие амфиболиты</p>	
		<p>Сейдоринский габбро-диоритовый комплекс: Силты и дайки метавердотитовых габброидитов (5610, 54811), мидальманских базальтовых и лейкобазальтовых порфиритов (54620, 54622)</p> <p>Полосовая свита: Верхняя подтолща. Мидальманские метабазиты - метавердотиты и их туфы (250-700м); Эксплозивные образования - глыбовые и агитомитовые вулканические брекчи контрастного состава с отдельными порциями метабазитов</p> <p>Нижняя подтолща. Метавердотитовые туфоглины, песчаные, аргилитовые, туфоглины (60-90м)</p>		<p>Дайки и силты мидальманских базитов: Паноклаз-хлорит-тремолитовые, мезократовых роговообъемных амфиболитов</p> <p>Золоторинская свита. Сланцы дуэлидные с гранитом и створолитом, иногда углеродистые, с лавками кварцевых конгломератов, сланцы мусковит-серпент-кварцевые (450м)</p>		<p>Стрельнический комплекс пироксенит-габброидит-перидотитовый: Метавердотиты, метавердотиты</p>	
РАННИЙ КАРЕЛИЙ	САРНСКИЙ	<p>Сейдоринская свита. Верхняя подтолща. Четвертая лавы (Центральный блок) - метавердотиты, метавердотиты, мидальманские (450-700м)</p> <p>Третья лавы (Центральный блок) - метавердотиты, метабазиты, часто мидальманские (1000-1600м)</p> <p>Вторая лавы (Центральный блок) - метавердотитовые агитомитовые кластиковые мидальманские базальты, метабазиты, туфы (200-260м)</p> <p>Первая лавы (Центральный блок) - мидальманские метабазиты, метавердотиты, туфы и сланцы (350-700м)</p> <p>Нижняя подтолща. Центральный блок ИБЗ: аркозовые метасоматиты и метавердотиты, кварциты, аргилитовые и лепгитовые сланцы (200м). Восточный блок ИБЗ: порфиры с мусковитом-варзунскими сланцами (с кварцевыми и полевчатит-варзунскими метасоматитами и метатуфитами) (450м)</p>		<p>Сейдоринская свита. Верхняя подтолща. Третья лавы (восточный блок) - мидальманские, метавердотиты, метавердотиты, мидальманские, с лавками мусковитов среднего состава (до 2000м)</p> <p>Вторая лавы (восточный блок) - мидальманские, мусковитовые и мидальманские с лавками мусковитов среднего и высокого состава (1000-1600м)</p> <p>Первая лавы (восточный блок) - мидальманские кластиковые основного состава (0-250м)</p>		<p>Нерасчлененные малокейская и золоторинская свиты - гранит-слердисто-кварцевые сланцы (около 600м)</p> <p>Малокейская свита. Аркозовые метасоматиты, конгломераты полимитовые, слердисто-варзунские сланцы (200-320м)</p>	
		<p>Панасская толща. Гнейсы и сланцы биотитовые, реже дуэлидные. Характерны хлоритизация, оваривание</p> <p>Комплекс рескрипированных ультрамафитических гранитов: Милитит граниты (8810), милитит граниты плагиоклазовые и микроли-плагиоклазовые (85300)</p>		<p>Малые тела и дайки метавердотитов (46502), метавердотитов (46501)</p> <p>Выкрасовская свита. Верхняя подтолща. Сланцы порфиризованные кварцит-створолитовые, в базисе плагиоклаз-мусковит-кварцевые, иногда углеродсодержащие (370м)</p> <p>Чернушевская свита. Сланцы кивитовые, створолит-мидальманские, часть с плагиоклазом, слердисто-кварцевые углеродистые, силлиманитовые (до 500м)</p> <p>Нижняя подтолща. Гранат-дуэлидные гнейсы и сланцы со створолитом углеродсодержащие (до 120м)</p>		<p>Гнейсоидиты</p> <p>Комплекс мидальман-гранитов. Гнейсограниты темные биотитовые</p>	
ПОЗДНИЙ АРХЕЙ (ЛОПИЙ)	ПОЗДНИЙ ЛОПИЙ	<p>Сейдоринская свита. Верхняя подтолща. Мидальманские метабазиты, метавердотиты, мидальманские (450-700м)</p> <p>Третья лавы (Центральный блок) - метавердотиты, метабазиты, часто мидальманские (1000-1600м)</p> <p>Вторая лавы (Центральный блок) - метавердотитовые агитомитовые кластиковые мидальманские базальты, метабазиты, туфы (200-260м)</p> <p>Первая лавы (Центральный блок) - мидальманские метабазиты, метавердотиты, туфы и сланцы (350-700м)</p> <p>Нижняя подтолща. Центральный блок ИБЗ: аркозовые метасоматиты и метавердотиты, кварциты, аргилитовые и лепгитовые сланцы (200м). Восточный блок ИБЗ: порфиры с мусковитом-варзунскими сланцами (с кварцевыми и полевчатит-варзунскими метасоматитами и метатуфитами) (450м)</p>		<p>Кейский комплекс щелочных гранитов: 2 фазы: граниты щелочные эфирин-арфедсонитовые, в краевых зонах эфирин-арфедсонитовые с рибзитом и арфедсонит-эфиринные (35520), в эфиринистых - граниты эфиринные с мидальманскими лейкобазальтовыми (35523), граниты эфирин-рибзитовые мидальманские (35524), щелочные граниты по лейкам лейкобазальтовой свиты и полевой серии (36424), 1 фаза: лейкобазиты субфидиновые эфирин-арфедсонитовые (35510)</p> <p>Верхняя подтолща - биотитовые гнейсы с гранитом и мусковитом, тонкозернистые тонкопластовые (лентиты) - 180-400 м и мусковитовые (латиты) - 800-900 м</p> <p>Верхнеподольский комплекс габбро-анортозитов. Метавердотитовые габбро-диориты, слердистые габброидиты и подквевные им пороксениты (36401), габбро-анортозиты амфиболитизированные (36402), анортозиты (36403)</p> <p>Мидальманский комплекс порфирированных гранитов: Граниты порфирированные лейкобазальтовыми</p> <p>Марьяловский латит-мусковитовый комплекс: Плагиоклазиты с кварцевыми мидальманскими</p> <p>Углеродистая толща: Биотитовые гнейсы, дуэлидные гнейсы-сланцы и плагиоклазы, часто с гранитом и мусковитом, прослойки амфиболитов (до 600 м)</p> <p>Старчугинская свита: Верхняя подтолща. Амфиболит-биотитовые и биотит-амфиболитовые плагиоклазы по вулканитам, прослойки биотитовых гнейсов и амфиболитов (600м)</p> <p>Нижняя подтолща. Амфиболиты по адезибазальтам и базальтам, часто мидальманские, порфиры, биотитовые, прослойки дуэлидных гнейсов, кварц-мусковитовый створолитовый сланцы (800 м)</p> <p>Ковалевская толща. Амфиболит-биотитовые и биотитовые гнейсы, дуэлидные гнейсы и сланцы, лимы конгломератных пород (до 500 м)</p> <p>Именевская толща. Биотитовые и дуэлидные сланцы, обычно с гранитом, гнейсы и плагиоклазы с-фр (более 1000)</p>		<p>Сосновский комплекс габбро-анортозитов: Амфиболитизированные габброанортозиты, амфиболитизированные габбро, анортозиты</p> <p>Пурнинский комплекс щелочных гранитов: Граниты щелочные эфирин-арфедсонитовые</p> <p>Панасский комплекс метавердотит-метабазитовый: Амфиболитизированные габбро, пороксениты (33302), габбро-амфиболиты (33300)</p> <p>Лепгитовая толща. Верхняя подтолща. Амфиболиты с лимонитом плагиоклазом, в верхней части разреза переслаивание амфиболитов, плагиоклазов с лимонитом и кварцевыми амфиболитами (до 700м)</p> <p>Средняя подтолща. Чередование биотитовых, амфиболит-биотитовых, дуэлидных гнейсов, плагиоклазов с лимонитом и кварцевыми амфиболитами (до 1000м)</p> <p>Нижняя подтолща. Сланцевые амфиболиты (до 1000м)</p> <p>Кварцито-гнейсовая толща: Дуголидные гнейсы с повышенным содержанием кварца, гранит-биотитовые гнейсы (200-500м)</p>	
		<p>Среднеподольский комплекс: Гнейсы и гранитогнейсы биотит-амфиболитовые, амфиболит-биотитовые (15110) с лимонитом амфиболитов (15112)</p>		<p>Комплекс ультраметаллических плагиогранитов-диоритов: Гнейсогранитовые, плагиоклазитовые со ослонками гнейсоидитов, амфиболит-биотитовые олигоклазы</p>		<p>Восточно-кольский метаморфический комплекс: Гнейсы и гранитогнейсы биотит-амфиболитовые, амфиболит-биотитовые (15110) с лимонитом амфиболитов (15112)</p>	

Приложение № 2. Схема дешифрирования разрывных нарушений

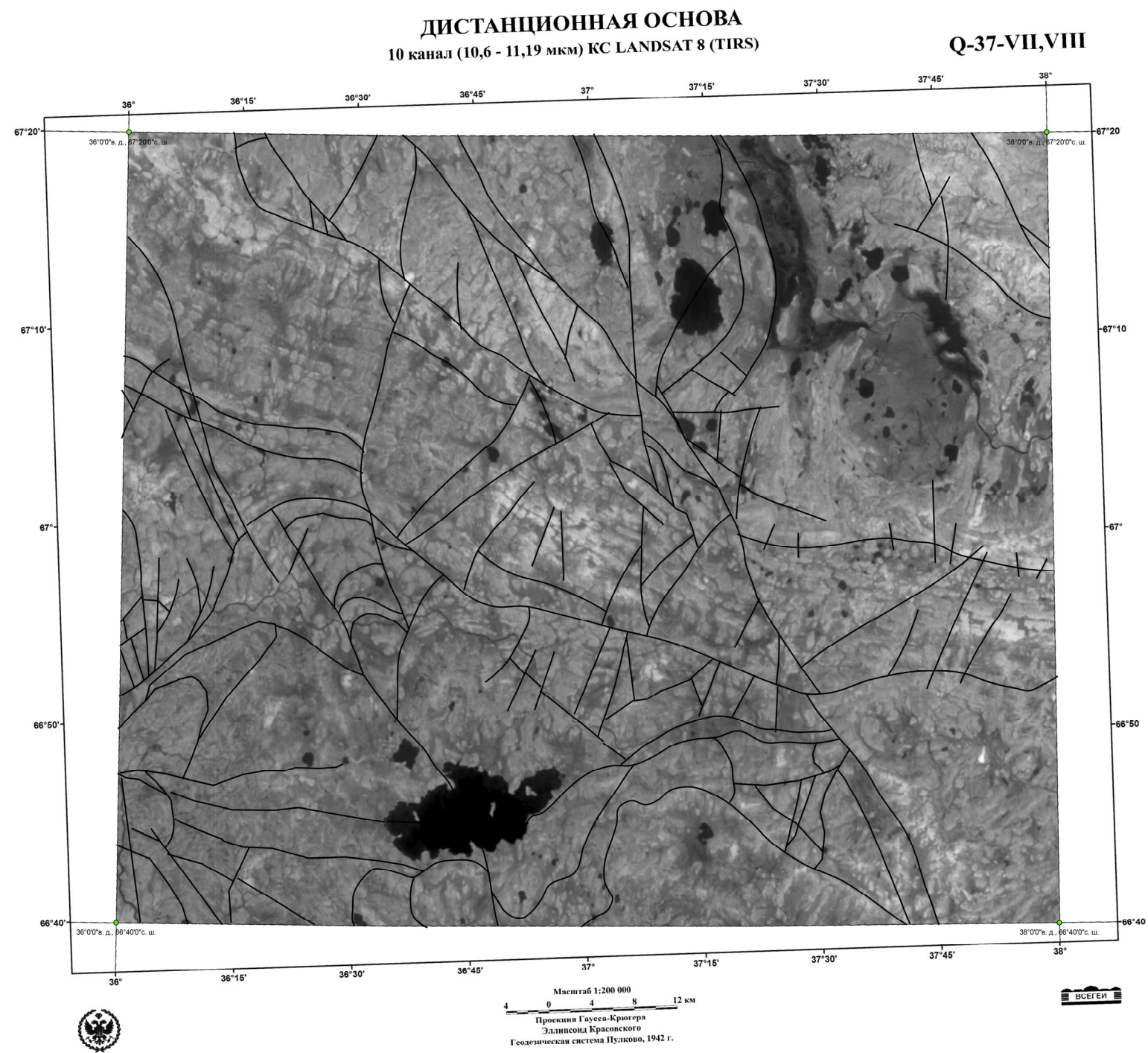


Рис. 1. Результаты предварительного дешифрирования разрывных нарушений (выполнено автором в рамках ГДП-200)

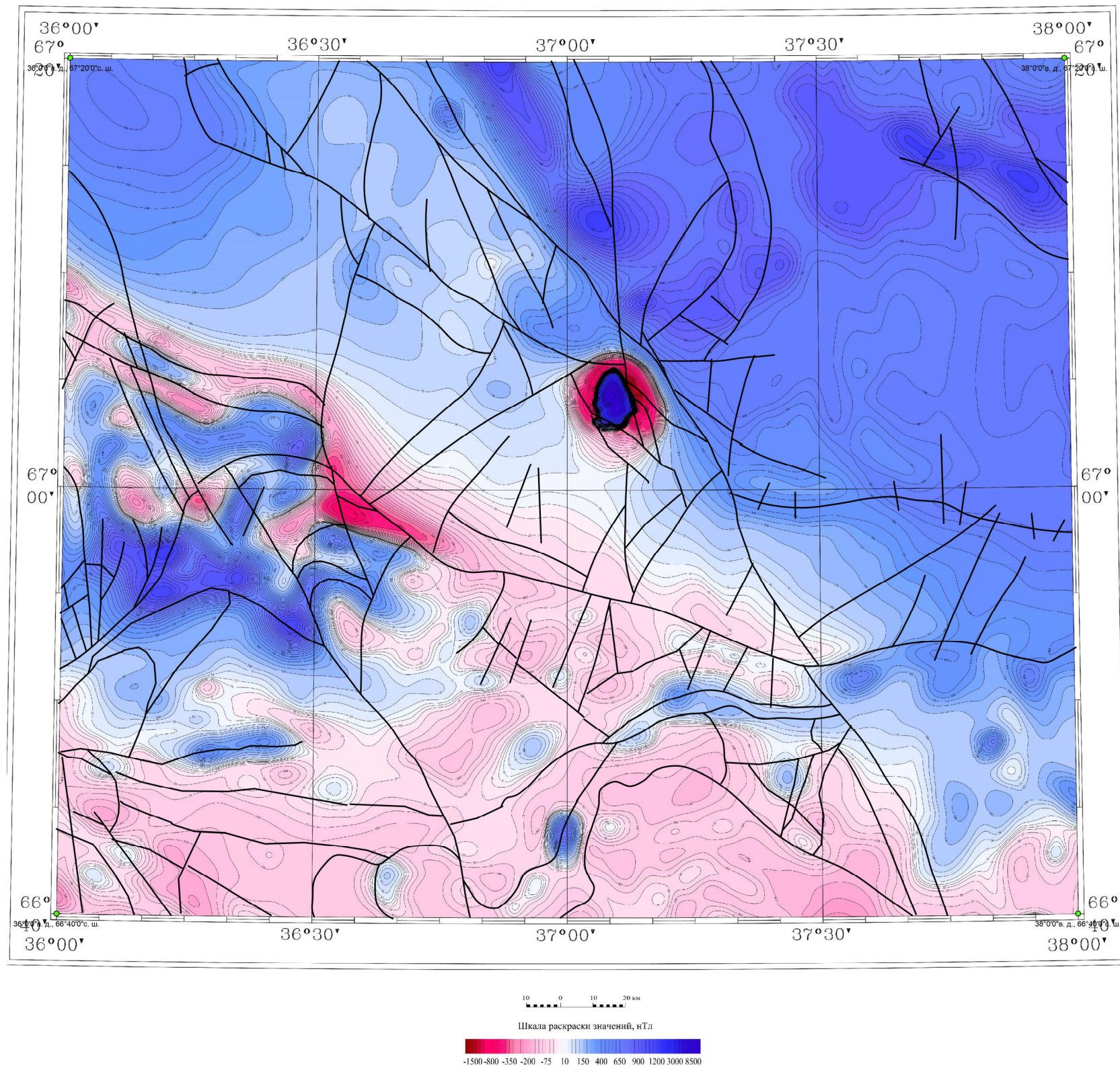


Рис. 2. Результаты предварительного дефиширования разрывных нарушения, вынесенные на геофизическую основу (Ремизова А.М., 2007)

Приложение № 3. Стратиграфическая колонка

Акротема	Эратема	Надгоризонт	С.Сория	Индекс	Колонка	Мощность	Характеристика подразделений
Имандра-Варзугская структурно-формационная зона, Северная и Томингская подзоны							
АРХЕЙ (ЛОПИИ)	ВЕРХНЕПОЛИЙСКАЯ ГИМОЛЬСКАЯ ИМВЕНДРОВСКАЯ	КАЛЕВИЙ ПАИНСКАЯ	ПАИНСКАЯ	KR ³ .sm		>175-200	Верхняя подсвита. Метадациты, метариодациты и туфы по ним рассланцованные
				KR ³ .sm		>200-350	Самингская свита Нижняя подсвита. Рассланцованные вулканы кислого состава: метадациты, метариодациты и их туфы, потоки метариолитов, метаандезитов, прослои черных сульфидно-углеродистых сланцев
				KR ³ .pn		>350	Верхняя подсвита. Метабазальты с прослоями метапесчаников, метапелитов, метатуфов
				KR ³ .pn		1000-1200	Паларченская свита Верхняя подсвита. Метабазальты и сланцы по ним, метаандезитобазальты с подчиненными метабазальтами, метаандезитами, метадацитами
				KR ³ .jo		1500	Верхняя подсвита. Метабазальты и сланцы по ним, метаандезитобазальты с подчиненными метабазальтами, метаандезитами, метадацитами
				KR ³ .jo		800-1100	Ильозерская свита Нижняя подсвита. Переслаивание туфогенных углеродсодержащих метавулканитов, метапелитов, сланцев по ним с вулканогенно-терригенными метапесчаниками, метагравелитами, линзами конгломератов в основании; с крупными линзами метабазальтов, метатрахибазальтов и их туфов, метатрахиандезитобазальтов и сланцев по ним, сланцев слюдино-хлорит-кварц-альбитового состава, с прослоями доломитов, силицитов
				KR ³ .um		500-900	Верхняя подсвита. Метатрахибазальты, слоистые метатуфы метатрахибазальтов, метапикробазальтов, метабазальтов, покровы пикробазальтов, метаморфизованные глыбовые лавы андезитобазальтов, метатрахибазальтов
				KR ³ .um		1700-2200	Умбинская свита Средняя подсвита. Метатрахибазальты, в верхней части разреза - порфировые, неравномерно обогащенные магнетитом, самородной медью, метапикриты, лавы метатрахиандезитобазальтов
				KR ³ .um		150-200	Нижняя подсвита. Кварц-альбит-серицит-карбонатные сланцы по алевропелитам с прослоями метаспесчаников, сланцы по глинисто-карбонатным породам, известковые доломиты, туфодоломиты, метатрахибазальты
				KR ³ .pl		250-600	Полисарская свита Верхняя подсвита. Магнезиальные метабазальты, шаровые брекчи по ним, метатрахиандезитобазальты и их туфы
				KR ³ .pl		50-90	Нижняя подсвита. Метаморфизованные туфогенные конгломераты, песчаники, алевропелиты, туфопелиты с конгломератами
				СУМЬИЙ	СТРЕЛЬНИНСКАЯ	KR ³ .sd	
KR ³ .sd		150-170	Нижняя подсвита. Аркозовые метапесчаники, сланцы кварц-биотитовые, серицит-хлорит-кварцевые				
KR ³ .ks		800-900	Кукшинская свита, верхняя подсвита. Метабазальты афировые и порфировые				
LP.ar		1100	Арварченская свита. Плагинейсы и сланцы биотитовые, амфибол-биотитовые - порфириды и порфиридоиды дацитового и андезитового состава, амфиболиты				
LP.vt		700	Витезубская свита. Амфиболиты с подчиненными плагисланцами биотит-амфиболитовыми, амфибол-биотитовыми				
LP.ks		850	Кислозубская свита. Сланцы и гнейсы биотитовые и гранат-биотитовые, частью с маломощными прослоями двуслюдяных, амфиболиты				

Стратиграфическая колонка для пород Имандра-Варзугской зоны в пределах Северо-Серозерской и Умбинской площадей, составлена автором на основе литературных (Глебовицкий, 2005) и фондовых (Житникова, 2016; Ремизова, 2007; Гольдберг, 1978) данных

Приложение № 4. Описание шлифов.

Шлиф 1004. Габбродолерит (кукшинская свита, $K_1^1kk_2$)

Минеральный состав: плагиоклаз – 35 %, амфибол – 30 %, цоизит – 10 %, биотит – 10 %, хлорит – 5 %, рудный минерал – 1-3 %. Структура – офитовая (реликтовая долеритовая) струкрутра, текстура – массивная. Порода состоит из плагиоклаза и амфибола в равном соотношении с подчиненным количеством реликтового пироксена, хлорита и биотита. Плагиоклаз представлен в виде хорошо образованных лейст с длиной вытянутой грани до 1-2 мм, андезин-лабрадор. Плагиоклаз затронут вторичными изменениями – цоизитизацией, без анализатора приобретает буровато-коричневый оттенок, но с анализатором — видны явные полисинтетические двойники - андезин. Цоизитизация начинается с центральной части плагиоклазовых лейст. Зеленый амфибол представлен кристаллами с ромбическими сечениями, ксеноморфными зернами, расщепленными на концах, с хорошо проявленной спайностью, средний размер зерен 0,1x0,4 мм, до 1x1,5 мм. Рельеф минерала высокий, шагреневая поверхность хорошо проявлена. Аномальное погасание, плеохроирует в зеленом цвете, - вероятно обыкновенная роговая обманка. Роговая обманка псевдоморфно заместила пироксен, обнаруживаются реликты диопсида в малом количестве. Цоизит образует идиоморфные сечения размером 0,5 мм. Часто находится в сростании с амфиболом. Биотит псевдоморфно развивается по амфиболу, минерал имеет мелкочешуйчатую форму рыжевато-коричневый цвет без анализатора и высокие цвета интерференции. Хлорит светло-зеленого цвета имеет светло-зеленое строение с серыми, грязно-желтыми и зелеными цветами интерференции. Хлоритизация амфибола также начинается с центральной части кристаллов роговой обманки.

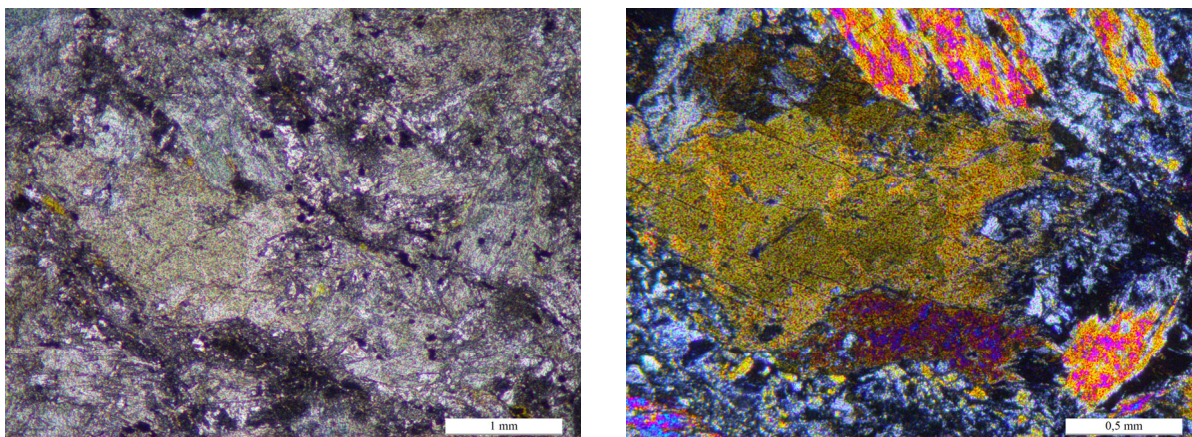


Рис.1. Шлиф 1004. Офитовая (реликтовая долеритовая) структура породы. Фото без анализатора/ с анализатором.

Шлиф 3017. Пропилит по долериту (кукшинская свита, $K_1^1kk_2$)

Минеральный состав: амфибол (роговая обманка) – 40 %, цоизит – 40 %, актинолит – 10 %, биотит – 10 %, рудный минерал – 1-3 %, кварц – 1-3 %. Структура основной массы – офитовая, текстура – массивная. Порода состоит преимущественно из роговой обманки и

цоизитизированного плагиоклаза. Плагиоклаз в шлифе не обнаружен, он полностью преобразован в мелкозернистый буровато-коричневый агрегат минералов группы эпидот-цоизита. Цоизитизированные участки заполняют все пространство между хорошо образованных кристаллов роговой обманки, что создает эффект офитовой структуры. Зеленый амфибол представлен кристаллами с ромбическими сечениями, ксеноморфными зернами, расщепленными на концах, с хорошо проявленной спайностью в двух направлениях, средний размер зерен 0,4x0,4 мм, до 1x1,5 мм. Рельеф минерала высокий, шагреневая поверхность хорошо проявлена. Амфибол имеет буровато-зеленый цвет, плеохроирует в зеленом цвете. Амфибол является обыкновенной роговой обманкой. Биотит псевдоморфно развивается по амфиболу, минерал имеет мелкочешуйчатую форму рыжевато-коричневый цвет без анализатора и высокие цвета интерференции. Хлорит светло-зеленого цвета имеет светло-зеленое строение с серыми, грязно-желтыми и зелеными цветами интерференции.

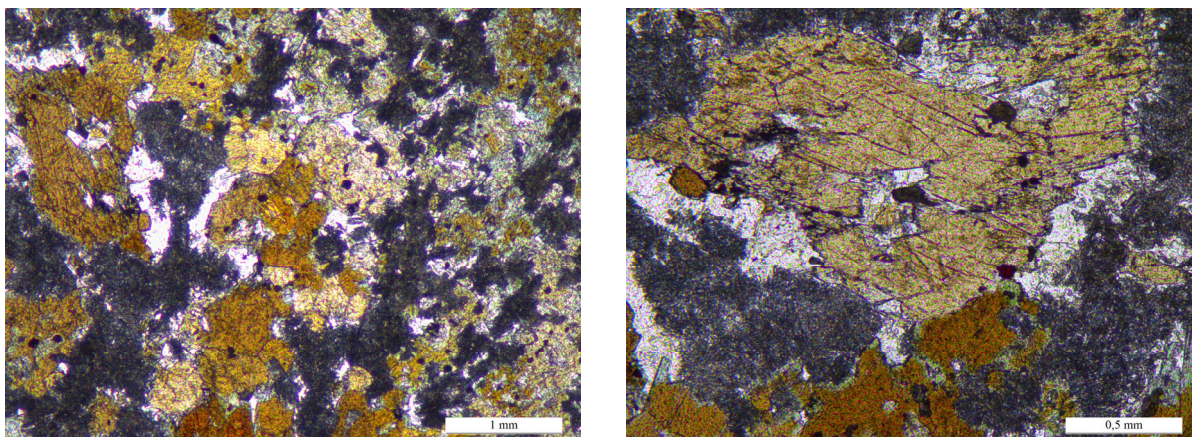


Рис. 2. Шлиф 3017. Кристаллы роговой обманки, частично замещенные биотитом. Биотит замещается хлоритом, минерал с высоким рельефом в основной массе - цоизит. Фото без анализатора.

Шлиф 1005. Долерит амфиболитизированный (сейдореченская свита, $K_1^2sd_2^1$)

Минеральный состав: плагиоклаз – 35-40 %, амфибол (обыкновенная роговая обманка) – 40 %, биотит – 5 %, хлорит – 3-5 %, цоизит – 10 %, рудный минерал – 5-7 %. Структура – долеритовая среднекристаллическая, текстура – массивная. Порода состоит из плагиоклаза и амфибола в равном соотношении с подчиненным количеством реликтового пироксена, хлорита и биотита. Плагиоклаз представлен в виде хорошо образованных лейст с длиной вытянутой грани до 1-2 мм, андезин-лабрадор. Плагиоклаз затронут вторичными изменениями – цоизитизацией, без анализатора приобретает буровато-коричневый оттенок, но с анализатором — видны явные полисинтетические двойники - андезин. Цоизитизация начинается с центральной части плагиоклазовых лейст. Зеленый амфибол представлен кристаллами с ромбическими сечениями, ксеноморфными зернами, расщепленными на концах, с хорошо проявленной спайностью, средний размер зерен 0,1x0,4 мм, до 1x1,5 мм. Рельеф минерала высокий, шагреневая поверхность хорошо, аномальное погасание,

плеохроирует в зеленом цвете - обыкновенная роговая обманка. Роговая обманка псевдоморфно заместила пироксен, обнаруживаются реликты диопсида в малом количестве. Цоизит образует идиоморфные сечения размером 0,5 мм. Часто находится в сростании с амфиболом. Биотит псевдоморфно развивается по амфиболу, минерал имеет мелкочешуйчатую форму рыжевато-коричневый цвет без анализатора и высокие цвета интерференции. Хлорит светло-зеленого цвета имеет светло-зеленое строение с серыми, грязно-желтыми и зелеными цветами интерференции. Хлоритизация амфибола также начинается с центральной части кристаллов роговой обманки.

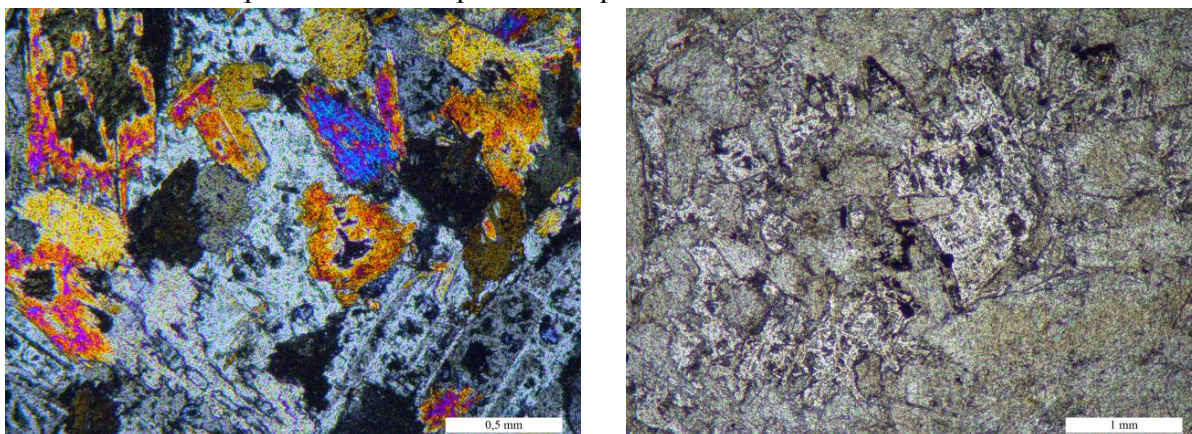


Рис. 3. Шлиф 1005. Долеритовая структура породы. Хлоритизация амфибола и цоизитизация плагиоклаза. Фото с анализатором/без анализатора.

Шлиф 1010. Миндалекаменный базальт (сейдореченская свита, $K_1^2sd_2^3$)

Минеральный состав: плагиоклаз - 40 %, актинолит – 35 %, эпидот – 5 %, кварц – 3-5 %, хлорит – 7 %, рудный минерал – 1-3 %, титанит – 5 %. Структура основной массы – микродолеритовая, текстура – миндалекаменная, порфировая. Основная масса миндалекаменного базальта состоит из актинолита, плагиоклаза, кварца, эпидота. Содержит до 5 % заполненных миндалин хлоритового и эпидотового состава с рудным минералом. Актинолит наблюдается в виде игольчатого агрегата с размером иголок до 0,2 мм, светло-зеленого цвета, с малым углом погасания. Актинолит участками замещается биотитом. Биотит представлен ксеноморфными кристаллами, слабо плеохроирует в коричневатозеленых тонах, максимальная интерференционная окраска синяя 3 порядка. Эпидот светло-зеленого цвета присутствует в породе в 2-х генерациях, мелкозернистый агрегат эпидота в основной массе, и призматические более поздние правильные кристаллики размером до 0,2 м, обособленные в основной массе, также заполняющие миндалины. Плагиоклаз представлен в виде микролейст размером 0,2-0,3 мм, отмечается наличие полисинтетических двойников, наличие буроватого оттенка без анализатора за счет вторичных процессов цоизитизации. Плагиоклаз - № 30, вероятно, андезин. Миндалины имеют преимущественно неправильную вытянутую форму, размер их достигает 5-6 мм, состоят большей частью из хлорита, кварцевых зерен, эпидота и рудного минерала, который часто образует каймы вокруг

миндалин. Рудный минерал изотропен, но просвечивает буро-красным цветом, вероятно, гематит.

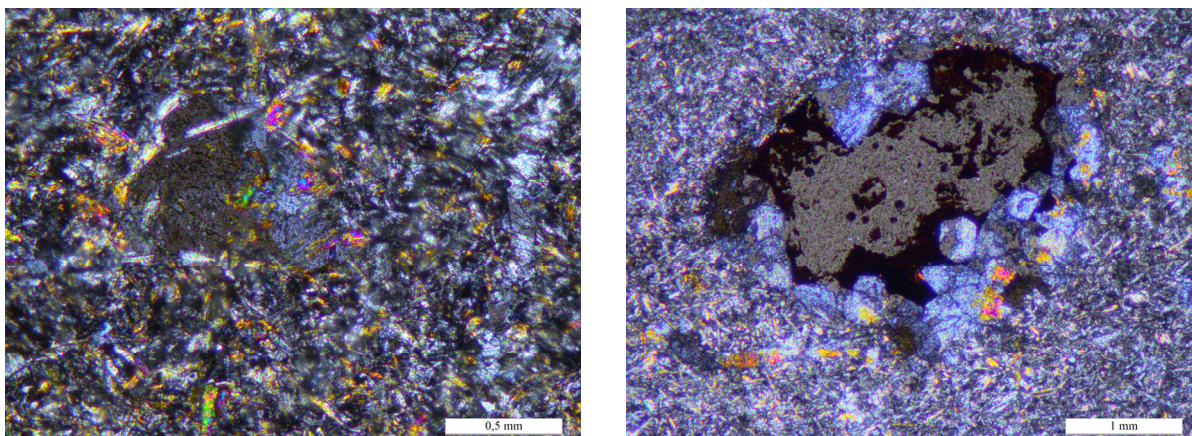


Рис. 4. Шлиф 1010. Микрозернистая основная масса миндалекаменного базальта. Фото с анализатором

Шлиф 1009. Базальт (сейдореченская свита, $K_1^2sd_2^3$)

Минеральный состав: плагиоклаз - 40 %, актинолит – 35-40 %, цоизит – 15 %, кварц – 3-5 %, рудный минерал – 1-3 %. Структура основной массы – микроделеритовая, текстура – массивная. В порфировых включениях кварц – 7 %. Порода представляет собой мелкозернистый микролитовый базальт с микроделеритовой структурой, преимущественно актинолит-плагиоклазового состава. Светло-зеленый актинолит имеет удлиненную игольчатую форму кристаллов (0,1 мм). Цоизит бесцветен до светло-зеленого цвета присутствует как мелкозернистый агрегат эпидота в основной массе, и призматические более поздние правильные кристаллики размером до 0,2 мм, обособленные в основной массе. Цоизит развивается по плагиоклазу, придавая ему буровато-коричневый оттенок. Плагиоклаз представлен в виде хорошо образованных лейст с длиной вытянутой грани до 0,2 мм, андезин, а также таблитчатых кристаллов размером 0,1x0,2 мм, ясно видны явные полисинтетические двойники.

Шлиф 100701. Базальт миндалекаменный (сейдореченская свита, $K_1^2sd_2^3$)

Минеральный состав: плагиоклаз - 35 %, актинолит – 25 %, эпидот – 15 %, кварц – 5 %, биотит – 15 %, рудный минерал – 1-3 %, кальцит – 1-2 %. Структура основной массы – микроделеритовая, текстура – миндалекаменная, порфировая. Основная масса миндалекаменного базальта состоит из актинолита, плагиоклаза, кварца, эпидота. Содержит до 5 % заполненных миндалин. Плагиоклаз представлен в виде микролейст размером 0,2-0,5 мм, отмечается наличие полисинтетических двойников, наличие буроватого оттенка без анализатора за счет вторичных процессов цоизитизации. Плагиоклаз - вероятно, андезин. Актинолит наблюдается в виде игольчатого агрегата с размером иголок до 0,2 мм, светло-зеленого цвета, с малым углом погасания. Актинолит участками замещается биотитом. Биотит представлен ксеноморфными кристаллами, слабо плеохроирует в коричневатом-

зеленых тонах, максимальная интерференционная окраска синяя 3 порядка. Эпидот светло-зеленого цвета присутствует в породе в 2-х генерациях, мелкозернистый агрегат эпидота в основной массе, и призматические более поздние правильные кристаллики размером до 0,2 м, обособленные в основной массе, также заполняющие миндалины. Кальцит наблюдается в виде скоплений кристаллов, преимущественно правильной формы, с ромбическими сечениями. Минерал характеризуется высоким двупреломлением - перламутровыми цветами интерференции. Миндалины редкие, имеют округлую вытянутую форму, размер их достигает 2-3 мм, состоят большей частью из кварцевых зерен и мелкозернистого агрегата минералов эпидот-цоизитовой группы. Все миндалины имеют неправильную форму и полиминеральный состав: кварц, эпидот, кальцит, рудное вещество.

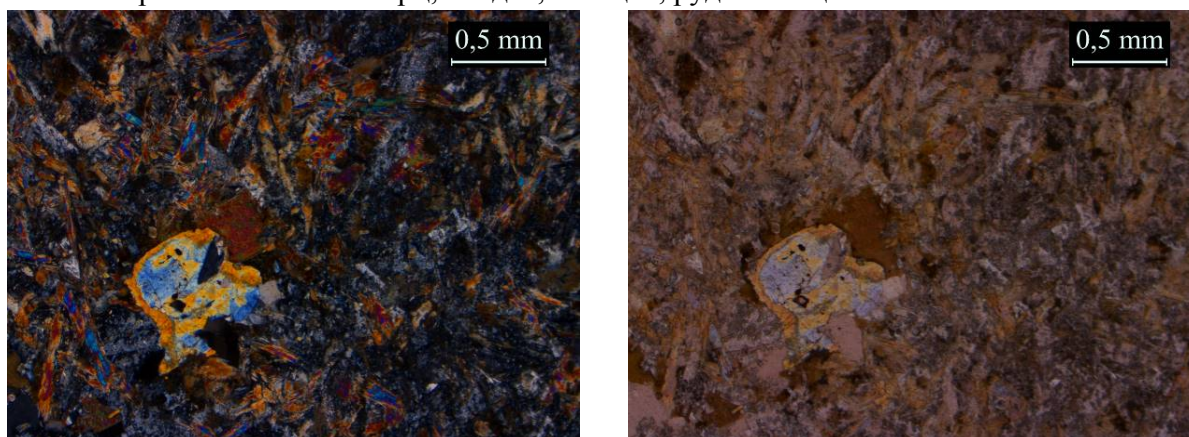


Рис. 6. Шлиф 100701. Эпидотовая миндалина в микродолеритовой структуре базальта. Фото с анализатором/без анализатора.

Шлиф 301904. Долерит (сейдореченская свита, $K_1^2sd_2^2$)

Минеральный состав: плагиоклаз – 35-40 %, амфибол – 30 %, эпидот – 10 %, хлорит – 15 %, биотит – 5 %, кварц – 5 %, рудный минерал – 1-3 %. Структура – долеритовая мелко-среднекристаллическая, текстура – массивная. Долеритовая структура выражена в изоморфизме лейст плагиоклаза и более ксеноморфном амфиболе в интерстициях меж кристаллов первого. Порода состоит из плагиоклаза и амфибола в равном соотношении. Плагиоклаз представлен в виде хорошо образованных таблитчатых кристаллов и в большей степени лейст с длиной вытянутой грани до 0,5-1 мм, андезин-лабрадор. Плагиоклаз затронут вторичными изменениями – цоизитизацией, без анализатора приобретает буровато-коричневый оттенок, но с анализатором — видны явные полисинтетические двойники - андезин. Цоизитизация начинается с центральной части плагиоклазовых лейст. Минерал приобретает желтые цвета интерференции, видимо, из-за толщины шлифа. Амфибол окрашен в коричневато-зеленый цвет, с заметным плеохроизмом, образует призматические кристаллы и зерна. Продольные сечения по форме приближены к прямоугольным, а поперечные более изометричны, размеры которых до 1 мм. Для минерала характерна совершенная спайность в двух направлениях, пересекающихся под углом $\approx 60^\circ$, которая четко видна на поперечных

сечениях, когда как на продольных сечениях видна только одна система спайности. Рельеф высокий положительный, шагреневая поверхность резко выражена. Цоизит образует идиоморфные сечения размером 0,5 мм. Часто находится в сростании с амфиболом. Биотит псевдоморфно развивается по амфиболу, минерал имеет мелкочешуйчатую форму рыжевато-коричневый цвет без анализатора и высокие цвета интерференции.

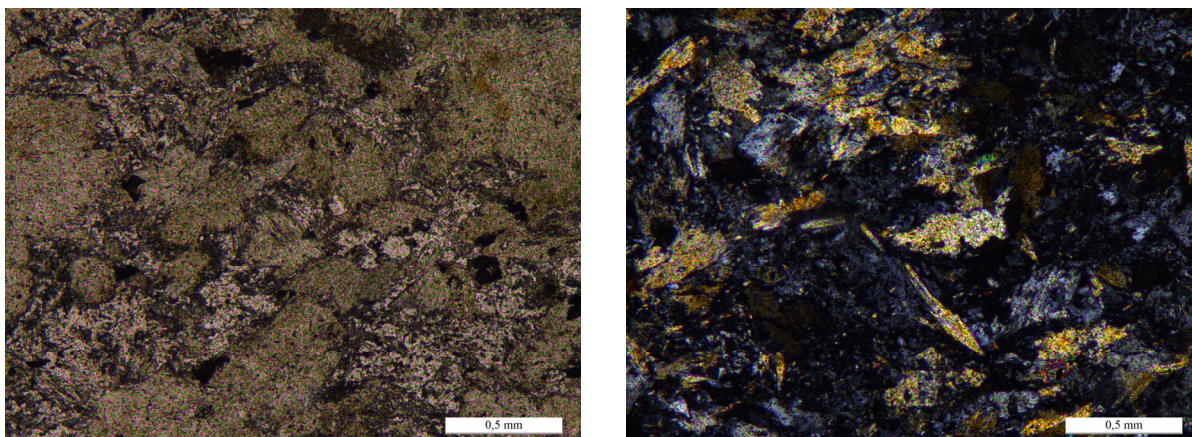


Рис. 7. Шлиф 301904. Дolerитовая структура долерита. Фото без анализатора/ с анализатором.

Шлиф 2002. Дolerит амфиболизованный (сейдореченская свита, $K_1^2sd_2^3$)

Минеральный состав: плагиоклаз – 40 %, амфибол – 30 %, биотит – 15 %, хлорит – 13-15 %, цоизит – 1-2 %. Структура – долеритовая мелко-среднекристаллическая, текстура – массивная. Порода состоит из плагиоклаза и амфибола в равном соотношении с подчиненным количеством хлорита и биотита. Плагиоклаз представлен в виде хорошо образованных лейст с длиной вытянутой грани до 3-4 мм, андезин-лабрадор. Плагиоклаз затронут вторичными изменениями – цоизитизацией, без анализатора приобретает буровато-коричневый оттенок, но с анализатором — видны явные полисинтетические двойники - андезин. Амфибол – сложен ксеноморфными зернами, расщепленными на концах, с хорошо проявленной спайностью. Средний размер зерен 0,1x0,03мм, до 1x0,5мм. Рельеф минерала высокий, шагреневая поверхность хорошо проявлена. Удлинение отрицательное, аномальное погасание, плеохроирует в зеленом цвете. По оптическим константам амфибол является обыкновенной роговой обманкой. Цоизит образует идиоморфные сечения размером 0,5 мм. Часто находится в сростании с амфиболом. Биотит псевдоморфно развивается по амфиболу, минерал имеет мелко-чешуйчатую форму рыжевато-коричневый цвет без анализатора и высокие цвета интерференции. У отдельных зерен пироксена отмечаются каймы темно-зеленого амфибола. Хлорит светло-зеленого цвета имеет светло-зеленое строение с серыми, грязно-желтыми и зелеными цветами интерференции.

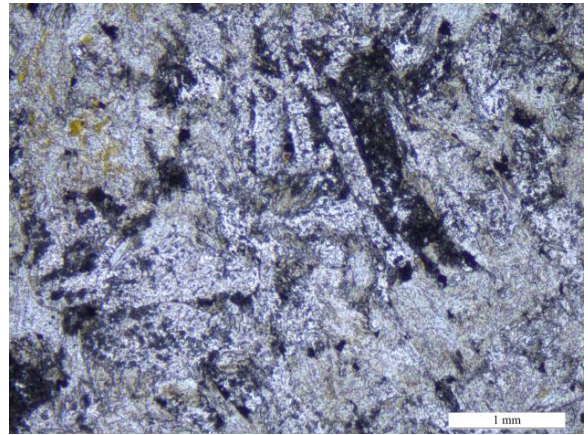
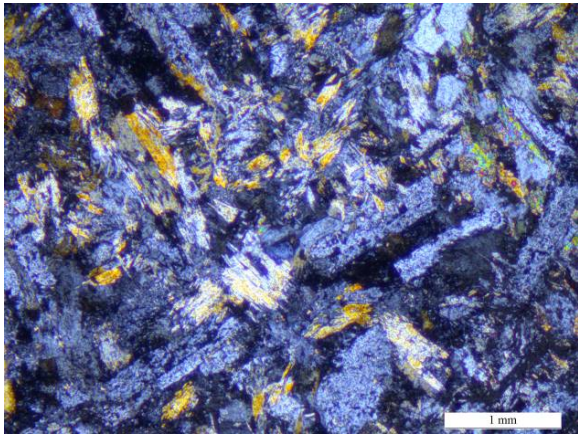


Рис. 8. Шлиф 2002. Дolerитовая структура долерита. Фото с анализатором/ без анализатора.

Шлиф 1008. Порфировый базальт (сейдореченская свита, $K_1^2sd_2^3$)

Минеральный состав: актинолит – 45 %, цоизит – 25 %, плагиоклаз - 15 %, кварц – 7 %, биотит – 3-5 %, рудный минерал – 1-3 %, титанит – 1-3 %. Структура основной массы – микродолеритовая, текстура – порфировая массивная. В порфировых вкрапленниках кварц и биотит – 10-12 %. Необильные порфировые выделения, спорадически распределенные в породе, представлены крупными зернами кварца и пластинчатым биотитом. Основная масса цоизит-актинолитовая с содержанием реликтового плагиоклаза. Актинолит имеет удлиненную игольчатую форму кристаллов (0,1 мм). Плагиоклаз представлен в виде хорошо образованных лейст с длиной вытянутой грани до 0,2 мм, андезин, а также таблитчатых кристаллов размером 0,1x0,1 мм. Плагиоклаз практически полностью преобразован в агрегат мелкозернистого цоизита. Биотит в шлифе представлен пластинчатыми выделениями которые имеют зазубренные края. Минерал обладает средним положительным рельефом и шагреневой поверхностью биотитого типа. В скрещенных николях наивысшая интерференционная окраска зеленая третьего порядка. Кварц в шлифе представлен корродированными, размером около 1-1,5 мм, бесцветными зернами, у которых отсутствует спайность. У минерала очень слабая шагренева поверхность и низкий положительный рельеф. Зерна угловатые, большей частью присутствует в виде порфировых вкрапленников в породе. К ним приурочены также вытянутые выделения рудного минерала.

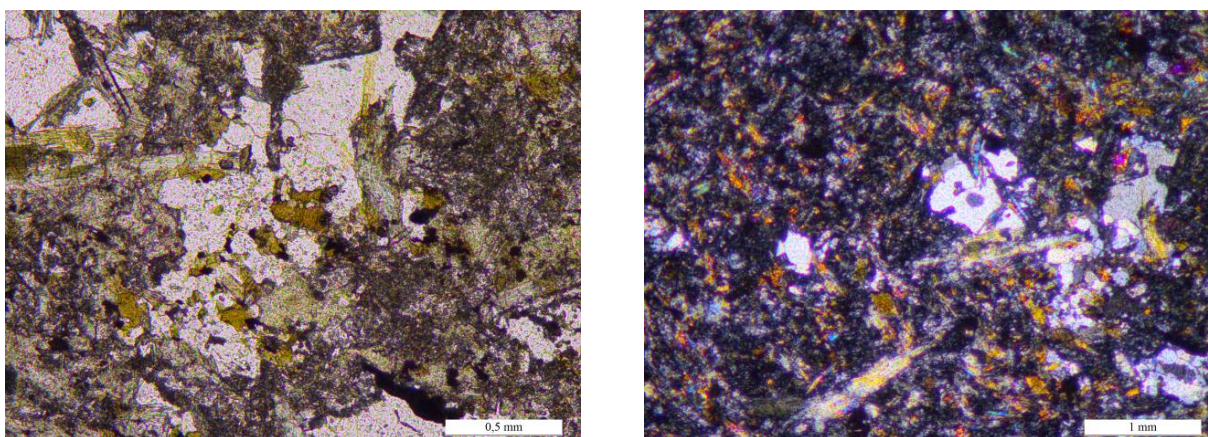


Рис. 9. Шлиф 1008. Порфировые вкрапленники кварца и биотита в базальте. Фото без анализатора/ с анализатором.

Шлиф 505001. Базальт (полисарская свита, $K_1^2P_2$)

Минеральный состав: плагиоклаз - 40 %, актинолит – 25 %, эпидот – 20 %, кварц – 7 %, кальцит – 5 %, рудный минерал – 1-3 %. Структура основной массы – микродолеритовая, текстура – афировая массивная, единичные миндалины. Миндалины редкие, имеют округлую вытянутую форму, размер их достигает 3-5 мм, состоят большей частью из кварцевых зерен и мелкозернистого агрегата минералов эпидот-цоизитовой группы. Основная масса состоит из актинолита, плагиоклаза, кварца, эпидота. Актинолит имеет удлиненную игольчатую форму кристаллов (0,1 мм). Эпидот светло-зеленого цвета присутствует в породе в 2-х генерациях, мелкозернистый агрегат эпидота в основной массе, и призматические более поздние правильные кристаллики размером до 0,2 м, обособленные в основной массе, также заполняющие миндалины. Кальцит наблюдается в виде скоплений кристаллов, преимущественно правильной формы, с ромбическими сечениями. Минерал характеризуется высоким двупреломлением, перламутровыми цветами интерференции. Плагиоклаз представлен в виде хорошо образованных лейст с длиной вытянутой грани до 0,2 мм, андезин, а также таблитчатых кристаллов размером 0,1x0,2 мм. Плагиоклаз затронут вторичными изменениями – цоизитизацией и серицитизацией, без анализатора приобретает сероватый оттенок, но с анализатором — видны явные полисинтетические двойники.

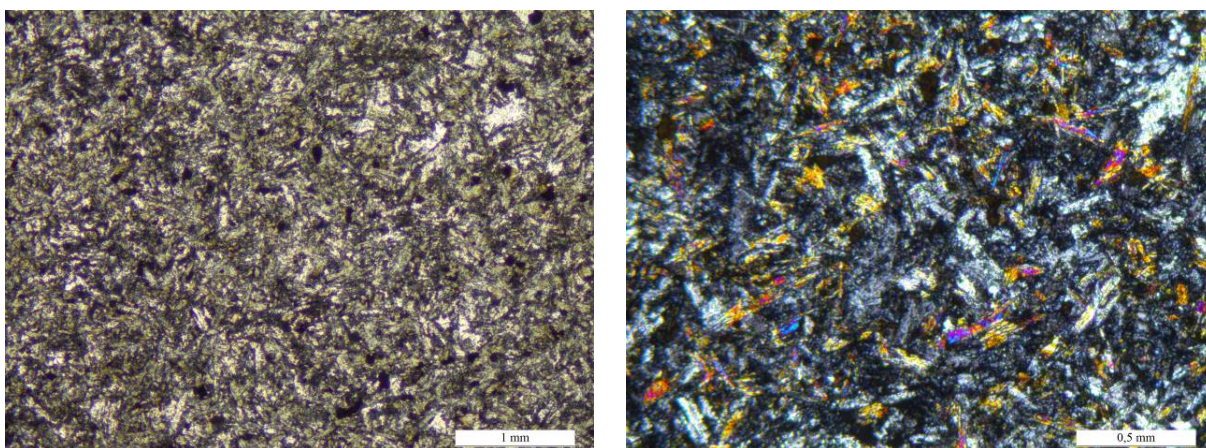


Рис.10.Шлиф 5050. *Микродолеритовая структура базальта. Без анализатора/с анализатором.*

Шлиф 5056-1. Актинолит-кварц-хлоритовый сланец (полисарская свита, $K_1^2p_1^2$)

Минеральный состав: хлорит (клинохлор) – 35 %, кварц — 30 %, цоизит — 15 %, актинолит – 25 %, эпидот – 3 %, рудный минерал — 1-3 %. Структура — лепидогранобластковая, текстура — сланцевая. Порода представляет собой среднезернистый сланец преимущественно хлорит-кварцевый состава. Эпидот – образует идиоморфные сечения размером 0,005мм, часто находится в сростании с амфиболом, светло-зеленовато-серого цвета, $\Delta=0,040$. Актинолит замещается светло-зеленым мелкочешуйчатым хлоритом – клинохлором с грязно-зелеными, серо-желтыми цветами интерференции. Участками хлорит также имеет игольчатое строение за счет псевдоморфоз по амфиболу, образует микросферолиты. Хлоритизация породы повсеместна по основной массе. Отмечается некоторое смятие, которое фиксируется по деформированным лейстам чешуйчатых минералов и линзовидных скоплениях титанита. Титанит в виде мелкой вкрапленности образует буровато-коричневые вытянутые линзы вместе с цоизитом. Хлорит - клинохлор образует каркас для кварцевых и эпидотовых зерен. Кварц представлен в виде неправильной формы зерен размером от 0,1 мм до 0,5 мм. Зерна имеют неровные грани, часто зерна угловатые, волнистое до мозаичного погасание. Биотит оливково-зеленого цвета с ясным плеохроизмом, по показателю преломления он относится к V группе. Актинолит наблюдается в виде игольчатых агрегатов с зеленоватым оттенком и малым углом погасания в основной массе породы. А также в более крупных кристалликах ромбического сечения до 0,5-1 мм, иногда ориентированных несогласно с общей директивностью породы.

Шлиф 5058. Базальт (полисарская свита, $K_1^2p_1^2$)

Минеральный состав: актинолит – 50 %, плагиоклаз - 20 %, эпидот – 1-3 %, хлорит – 20 %, кальцит – 2-3 %, рудный минерал – 1-3 %. Структура основной массы – микродолеритовая,

текстура – афировая массивная. Актинолит имеет удлиненную игольчатую форму кристаллов (0,1 мм). Эпидот светло-зеленого цвета присутствует в породе в 2-х генерациях, мелкозернистый агрегат эпидота в основной массе, и призматические более поздние правильные кристаллики размером до 0,2 мм, обособленные в основной массе, также заполняющие единичные миндалины. Кальцит наблюдается в виде скоплений кристаллов, преимущественно правильной формы, с ромбическими сечениями. Минерал характеризуется высоким двупреломлением, перламутровыми цветами интерференции. Плаггиоклаз представлен в виде хорошо образованных лейст с длиной вытянутой грани до 0,2 мм, андезин, а также таблитчатых кристаллов размером 0,1x0,2 мм. Светло-зеленый фисташковый эпидот образует ветвящиеся прожилки в породе мощностью 1-2 мм. Основная масса состоит из актинолита, плаггиоклаза, кварца, эпидота. Плаггиоклаз затронут вторичными изменениями – цоизитизацией и серицитизацией, без анализатора приобретает сероватый оттенок, но с анализатором — видны явные полисинтетические двойники.

Шлиф 4066. Базальт (полисарская свита, $K_1^2P_2$)

Минеральный состав: плаггиоклаз – 25-30 %, актинолит – 35 %, цоизит – 10-15 %, хлорит – 10 %, биотит – 10 %, рудный минерал – 1-3 %. Структура основной массы – микроделеритовая, текстура – афировая массивная до сланцеватой. Основная масса базальта состоит из актинолита, плаггиоклаза, кварца, эпидота. Порода рассланцована, наблюдается некоторая ориентировка в расположении актинолита. Актинолит наблюдается в виде игольчатого агрегата с размером иголок до 1 мм, светло-зеленого цвета, с малым углом погасания. Актинолит участками замещается биотитом. Биотит представлен ксеноморфными кристаллами, слабо плеохроирует в коричневато-зеленых тонах, максимальная интерференционная окраска синяя 3 порядка. Актинолит повсеместно замещается оливково-зеленым биотитом. Биотит замещается светло-зеленым хлоритом – клинохлором в мелкочешуйчатой форме с серо-желтыми цветами интерференции. Плаггиоклаз представлен в виде микролейст размером 0,2-0,3 мм, отмечается наличие полисинтетических двойников, наличие буроватого оттенка без анализатора за счет вторичных процессов цоизитизации. Плаггиоклаз - № 30, вероятно, андезин.

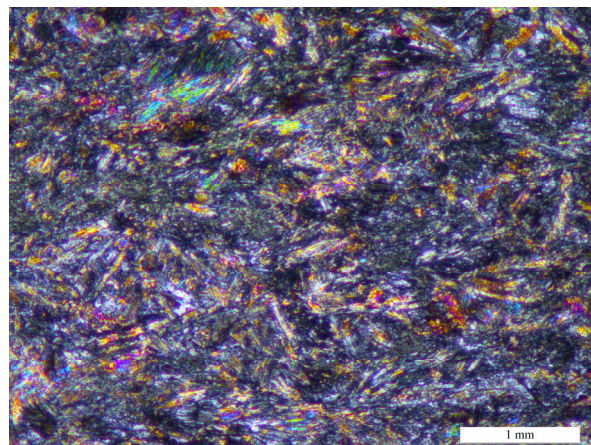
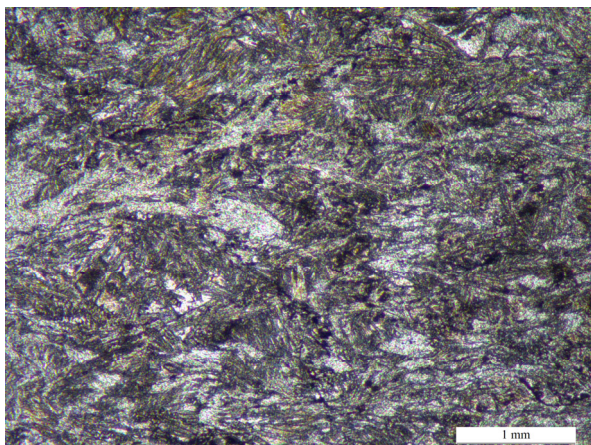


Рис. 13. Шлиф 4066. *Плагиноклаз-актинолитовая основная масса базальта. Без анализатора/ с анализатором.*

Шлиф 2020. Базальт миндалекаменный (умбинская свита, K_1^2um)

Минеральный состав: плагиноклаз - 35 %, актинолит – 35-40%, эпидот – 15 %, кварц – 1-2 %, биотит – 5 %, цоизит – 5-7 %, рудный минерал – 1-3 %. Структура основной массы – микроделеритовая, текстура – миндалекаменная, порфировая. Основная масса миндалекаменного базальта состоит из актинолита, плагиноклаза, кварца, эпидота. Содержит до 7 % заполненных миндалин. Плагиноклаз представлен в виде микролейст размером 0,2-0,5 мм и порфировых вкрапленников 1-1,2 мм, отмечается наличие полисинтетических двойников, наличие буроватого оттенка без анализатора за счет вторичных процессов цоизитизации. Плагиноклаз - № 30, вероятно, андезин. Актинотит наблюдается в виде игольчатого агрегата с размером иголок до 0,2 мм, светло-зеленого цвета, с малым углом погасания. Актинотит участками замещается биотитом. Биотит представлен ксеноморфными кристаллами, слабо плеохроирует в коричневато-зеленых тонах, максимальная интерференционная окраска синяя 3 порядка. Эпидот светло-зеленого цвета присутствует в породе в 2-х генерациях, мелкозернистый агрегат эпидота в основной массе, и призматические более поздние правильные кристаллики размером до 0,2 м, обособленные в основной массе, также заполняющие миндалины. Кальцит наблюдается в виде скоплений кристаллов, преимущественно правильной формы, с ромбическими сечениями. Минерал характеризуется высоким двупреломлением, перламутровыми цветами интерференции. Миндалины имеют преимущественно неправильную вытянутую форму, размер их достигает 5-6 мм, состоят большей частью из кварцевых зерен и эпидота.

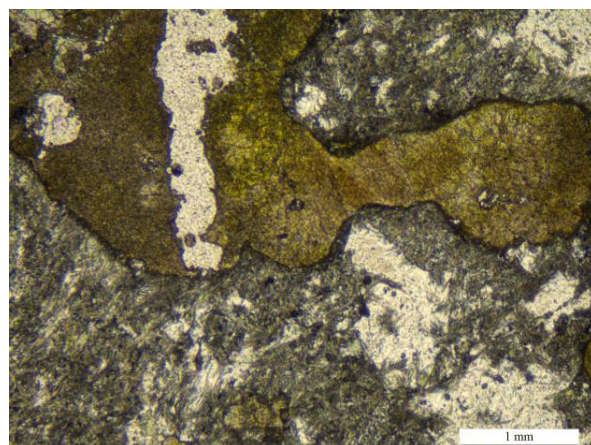
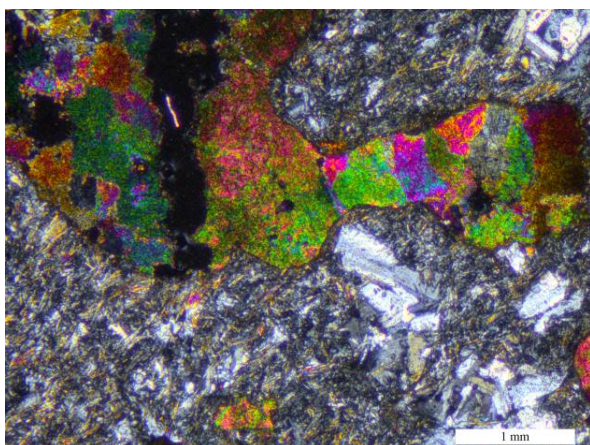


Рис. 14. Шлиф 2020. *Эпидотовая миндалина в микроделеритовой структуре базальта. С анализатором/ без анализатора.*

Шлиф 2022. Базальт миндалекаменный (умбинская свита, K_1^2um)

Минеральный состав: плагиоклаз - 40 %, актинолит – 25 %, эпидот – 20 %, кварц – 7 %, кальцит – 5 %, рудный минерал – 1-3 %. Структура основной массы – микроделеритовая, текстура – миндалекаменная, порфирировая. Миндалины редкие, имеют округлую вытянутую форму, размер их достигает 3-5 мм, состоят большей частью из кварцевых зерен и мелкозернистого агрегата минералов эпидот-цоизитовой группы. Все миндалины имеют неправильную форму и полиМинеральныйсостав: кварц, эпидот, кальцит, рудное вещество. Светло-зеленый фисташковый эпидот образует ветвящиеся прожилки в породе мощностью 1-2 мм. Основная масса состоит из актинолита, плагиоклаза, кварца, эпидота. Актинолит имеет удлиненную игольчатую форму кристаллов (0,1 мм). Эпидот светло-зеленого цвета присутствует в породе в 2-х генерациях, мелкозернистый агрегат эпидота в основной массе, и призматические более поздние правильные кристаллики размером до 0,2 м, обособленные в основной массе, также заполняющие миндалины. Кальцит наблюдается в виде скоплений кристаллов, преимущественно правильной формы, с ромбическими сечениями. Минерал характеризуется высоким двупреломлением – 0,172 (кальцит), перламутровыми цветами интерференции. Плагиоклаз представлен в виде хорошо образованных лейст с длиной вытянутой грани до 0,2 мм, андезин, а также таблитчатых кристаллов размером 0,1x0,2 мм. Плагиоклаз затронут вторичными изменениями – цоизитизацией и серицитизацией, без анализатора приобретает сероватый оттенок, но с анализатором — видны явные полисинтетические двойники.

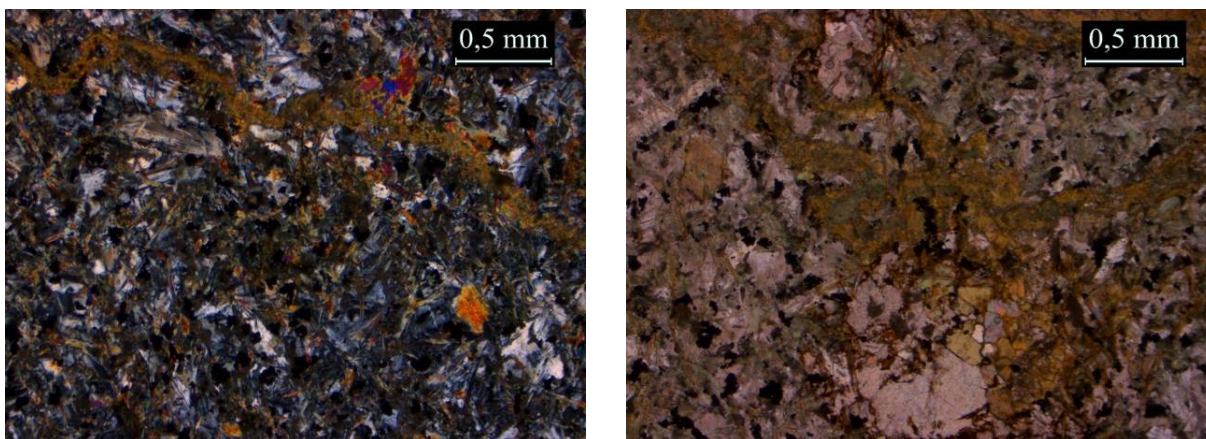


Рис. 15. Шлиф 2022. Микроделеритовая структура базальта, т/з прожилкование эпидотом, вкрапленник кварца. С анализатором/ без анализатора.

Шлиф 4013. Кварц-хлоритовый плейчатый сланец (умбинская свита, K_1^2um)

Минеральный состав: хлорит – 45-47 %, кварц – 35 %, биотит — 10 %, мусковит – 2-3 %, рудный минерал – 3-5 %. Структура — лепидогранобласстовая, текстура — сланцевая до плейчатой. В шлифе отчетливо наблюдаются микроскладки. Порода представляет собой среднезернистый сланец преимущественно хлоритового состава. Кварц представлен в виде неправильной формы зерен размером от 0,1 мм до 0,5 мм. Зерна имеют неровные грани, часто зерна угловатые, волнистое до мозаичного погасание. Биотит оливково-зеленого цвета с ясным плеохроизмом, по показателю преломления он относится к V группе. Биотит наблюдается преимущественно в пластинчатых агрегатах с размером длинной грани до 1 мм, а также в виде фрагментов пластинчатых кристаллов. Биотитовые лейсты вытянуты согласно сланцеватости породы, часто перемяты, образуя эффект плейчатой текстуры. Хлорит также подчеркивает сланцеватость и плейчатость породы. Повсеместно отмечаются участки замещения биотита светло-зеленым мелкочешуйчатым хлоритом. К участкам замещения биотита хлоритом приурочена ксеноморфная рудная вкрапленность.

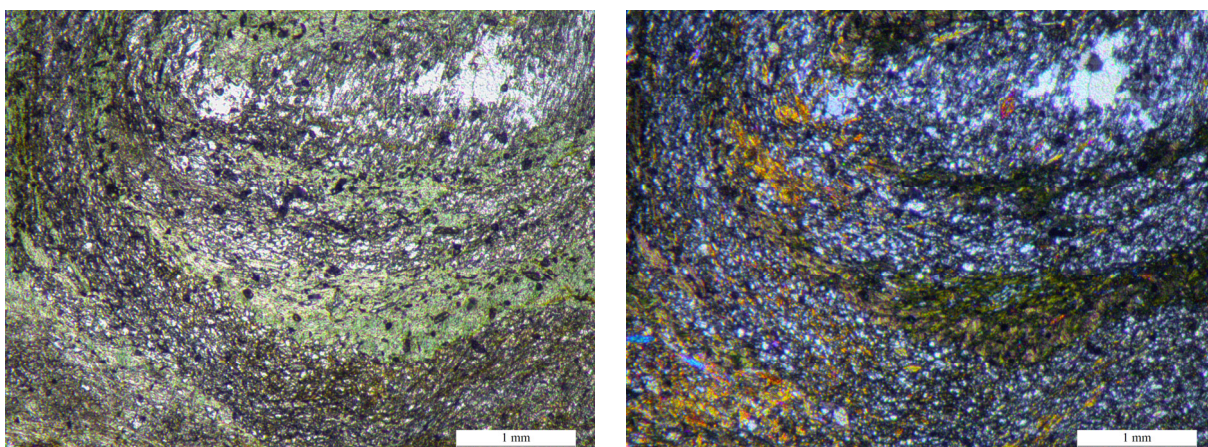


Рис. 16. Шлиф 4013. Плейчатая текстура сланца. Без анализатора/ с анализатором.

Шлиф 4011. Эпидот-хлорит-кварцевый сланец (умбинская свита, K_1^2um)

Минеральный состав: хлорит (клинохлор) – 40 %, кварц – 50 %, биотит — 2-4 %, эпидот – 6-10 %. Структура — лепидогранобласстовая, текстура — сланцеватая. Порода представляет собой среднезернистый сланец преимущественно хлорит-кварцевого состава. Хлорит образует каркас для кварцевых и эпидотовых зерен. Эпидот – слагает идиоморфные (самый поздний минерал в породе) слабоудлиненные зерна размером, как и кварца, около 0,2-0,3 мм до 0,5 мм. Эпидот имеет светло-зеленый цвет, высокие сарафанистые цвета интерференции, хорошую огранку и высокий рельеф. Секущие породу прожилки, мощностью 1,5-2мм выполнены мелкозернистым агрегатом эпидота и хлорита. Кварц представлен в виде неправильной формы зерен размером от 0,1 мм до 0,5 мм. Зерна имеют неровные грани, часто зерна угловатые, волнистое до мозаичного погасание. Биотит оливково-зеленого цвета с

ясным плеохроизмом, по показателю преломления он относится к V группе.

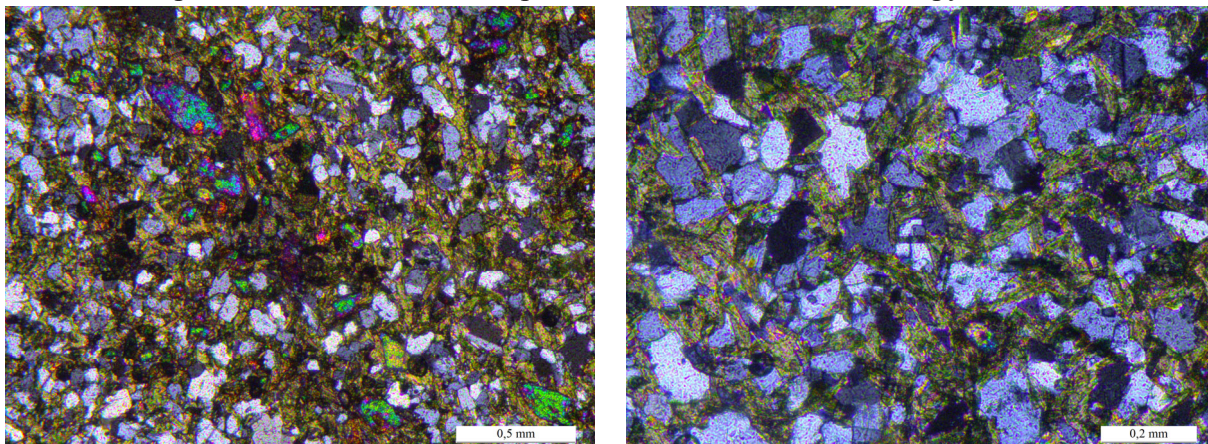


Рис. 17. Шлиф 4011. Кристаллы эпидота на фоне хлорит-кварцевой основной массы породы. С анализатором.

Шлиф 4082. Долерит (умбинская свита, K_1^2 um)

Минеральный состав: плагиоклаз – 35-40 %, роговая обманка – 30 %, эпидот – 20 %, хлорит – 3-5 %, рудный минерал – 8 %. Структура – долеритовая мелко-среднекристаллическая, текстура – массивная. Порода состоит из плагиоклаза и амфибола в равном соотношении с подчиненным количеством хлорита и эпидота и рудного минерала. Плагиоклаз представлен в виде хорошо образованных лейст с длиной вытянутой грани до 1-2 мм, андезин-лабрадор. Плагиоклаз затронут вторичными изменениями – цоизитизацией, без анализатора приобретает буровато-коричневый оттенок, но с анализатором — видны явные полисинтетические двойники - андезин. Цоизитизация начинается с центральной части плагиоклазовых лейст. Зеленый амфибол представлен кристаллами с ромбическими сечениями, ксеноморфными зернами, расщепленными на концах, с хорошо проявленной спайностью, средний размер зерен 0,1x0,4 мм, до 1x1,5 мм. Удлинение отрицательное, аномальное погасание, плеохроирует в зеленом цвете. По оптическим константам амфибол является обыкновенной роговой обманкой. Роговая обманка псевдоморфно заместила пироксен, обнаруживаются реликты диопсида в малом количестве. Цоизит образует идиоморфные сечения размером 0,5 мм. Часто находится в сростании с амфиболом. Биотит псевдоморфно развивается по амфиболу, минерал имеет мелкочешуйчатую форму рыжевато-коричневый цвет без анализатора и высокие цвета интерференции. Хлорит светло-зеленого цвета имеет светло-зеленое строение с серыми, грязно-желтыми и зелеными цветами интерференции. Хлоритизация амфибола также начинается с центральной части кристаллов роговой обманки. Эпидот насыщенного зеленого цвета с сарафанистыми цветами интерференции до зональных слагает идиоморфные слабоудлиненные зерна размером 0,5-1 мм.

Шлиф 4029. Базальт (умбинская свита, K_1^2um)

Минеральный состав: плагиоклаз - 35 %, актинолит – 50 %, цоизит – 15 %, хлорит – 20 %, титанит – 7 %, рудный минерал – 1-3 %. Структура основной массы – микроделеритовая, текстура – афировая массивная. Порода представляет собой мелкозернистый микролитовый базальт с микроделеритовой структурой, преимущественно актинолит-плагиоклазового состава. Светло-зеленый актинолит имеет удлиненную игольчатую форму кристаллов (0,1 мм). Актинолит представлен лучистыми агрегатами светло-зеленого цвета размером 0,5-1 мм. Цоизит бесцветен до светло-зеленого цвета присутствует как мелкозернистый агрегат эпидота в основной массе, и призматические более поздние правильные кристаллики размером до 0,2 м, обособленные в основной массе. Цоизит развивается по плагиоклазу, придавая ему буровато-коричневый оттенок. Плагиоклаз представлен в виде хорошо образованных лейст с длиной вытянутой грани до 0,2 мм, андезин, а также таблитчатых кристаллов размером 0,1x0,2 мм, ясно видны явные полисинтетические двойники. Титанит окрашен в коричневый цвет, кристаллы размером 0,3 мм с ромбическими сечениями. Рельеф очень высокий, шагреневая поверхность резко выражена.

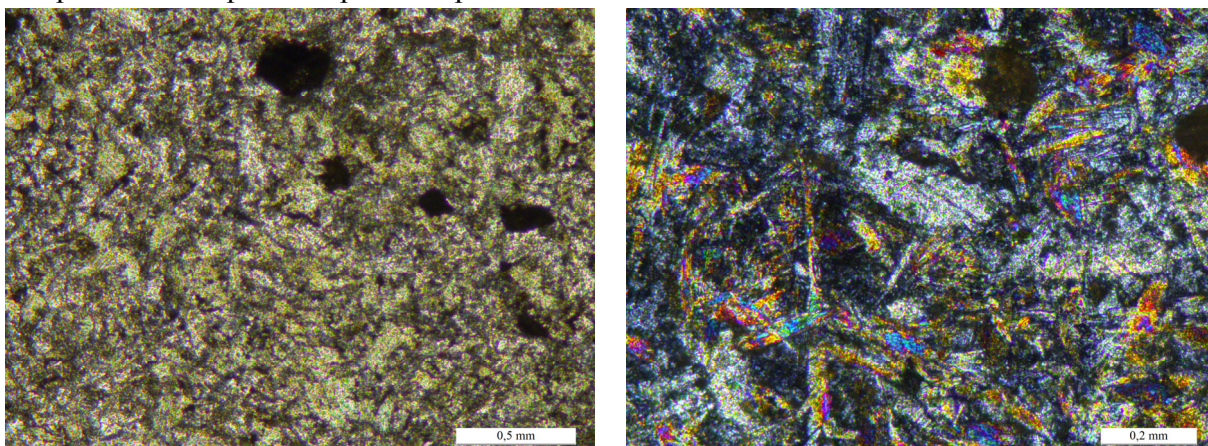


Рис. 19. Шлиф 4029. Микроделеритовая структура базальта, кристаллы титанита. Без анализатора/ с анализатором.

Приложение № 5. Фотографии образцов



Фото 1. Образец № 1004 (метадолерит); размер клетки – 1 см



Фото 2. Образец № 1005 (метадолерит); размер клетки – 1 см



Фото 3. Образец № 1008 (метадолерит); размер клетки – 1 см



Фото 4. Образец № 1009 (метабазальт); размер клетки – 1 см



Фото 5. Образец № 1010 (миндалекаменный базальт); размер клетки – 1 см

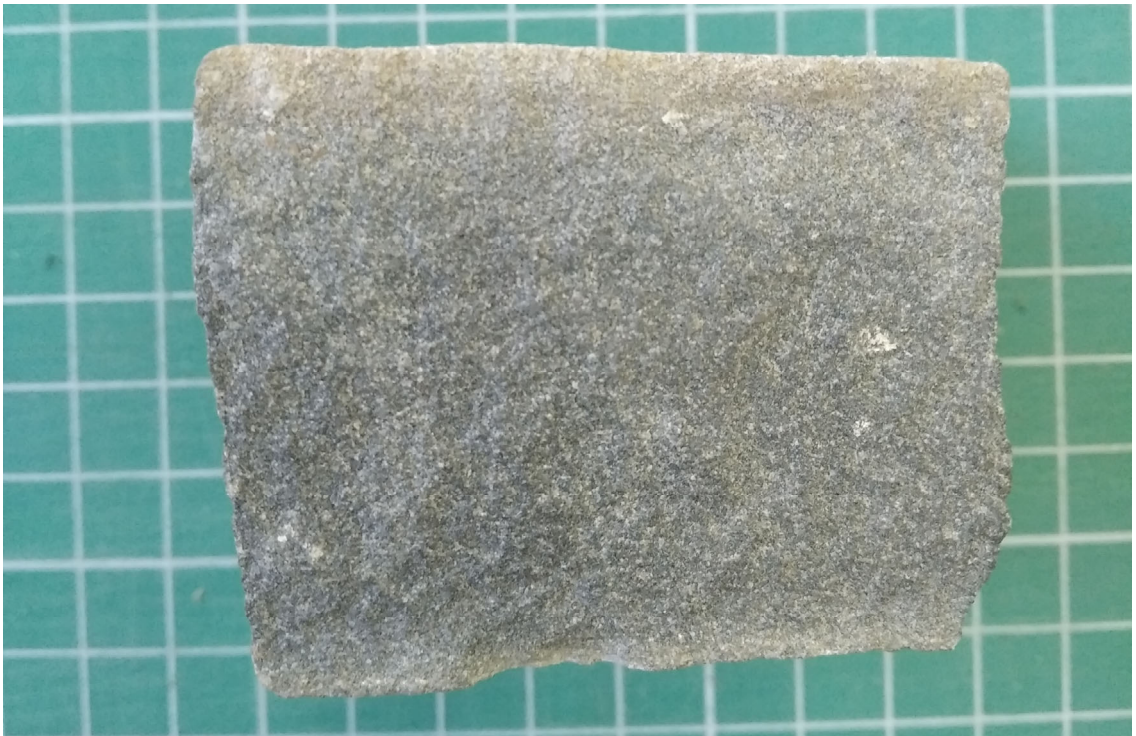


Фото 6. Образец № 505001 (метабазаьт); размер клетки – 1 см



Фото 7. Образец № 5058 (метабазальт); размер клетки – 1 см



Фото 8. Образец № 505601 (рассланцованный метабазальт (актинолит-хлоритовый сланец));
размер клетки – 1 см



Фото 9. Образец № 2020 (миндалекаменный базальт); размер клетки – 1 см

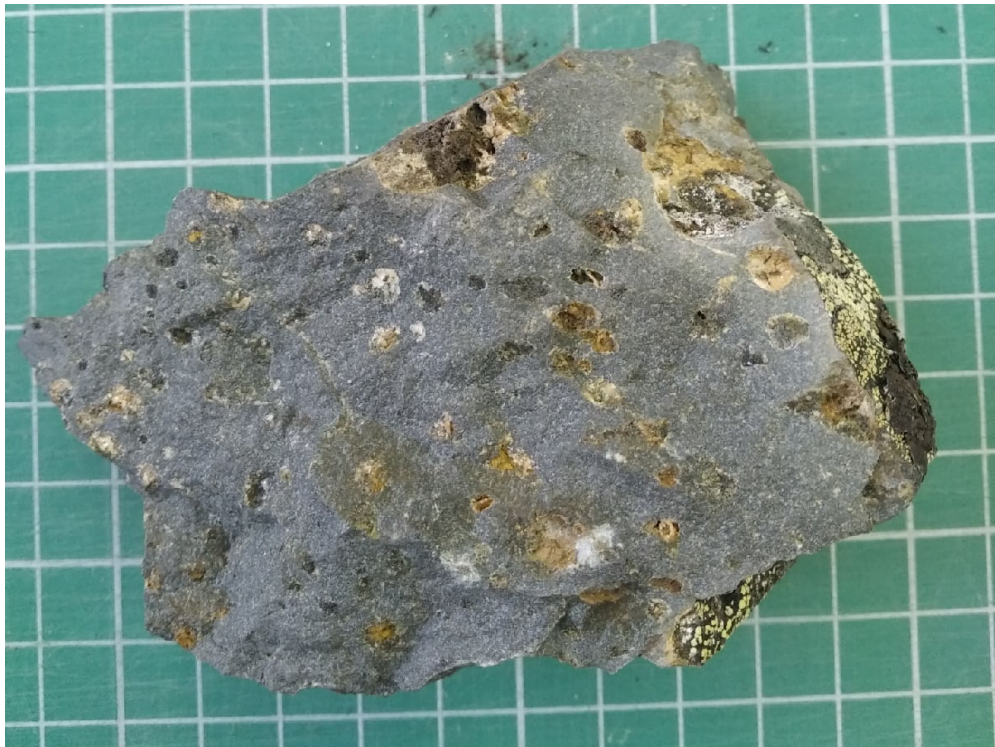


Фото 10. Образец № 2023 (миндалекменный базальт); размер клетки – 1 см



Фото 11. Образец № 2026 (метабазальт); размер клетки – 1 см



Фото 12. Образец № 3016 (метабазальт); размер клетки – 1 см

Приложение № 6. Таблицы с геохимическими данными

	V ppm	Cr ppm	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Nb ppm	Ba ppm	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm	Hf ppm	Ta ppm	Th ppm	U ppm
1004	223	145	4,45	194	15,7	49,6	2,44	75,1	5,89	13,8	1,87	7,67	2,09	0,75	2,71	0,42	2,89	0,62	1,84	0,25	1,78	0,23	1,27	0,13	0,61	0,15
1005	135	950	3,33	82,7	8,88	49,9	2,49	16,9	6,01	12	1,52	5,77	1,42	0,41	1,56	0,26	1,66	0,33	0,93	0,13	0,88	0,13	1,22	0,22	2,13	0,47
1008	162	65,9	33,4	271	11,7	74,3	3,49	313	13,2	27,2	3,31	12,4	2,49	0,81	2,6	0,4	2,16	0,43	1,26	0,19	1,22	0,17	1,81	0,26	3,31	0,82
1009	232	28	16,2	128	16,7	96,3	4,57	139	20,1	39,8	4,84	18,8	3,65	1,02	3,71	0,49	3,14	0,59	1,72	0,28	1,76	0,23	2,5	0,38	4,33	1,1
1010	169	69,4	40,5	146	12,8	90,4	4,08	558	15,2	33,4	4,1	15	2,99	0,66	3,08	0,46	2,74	0,49	1,53	0,24	1,33	0,19	2,29	0,36	3,93	0,9
505001	168	132	70,2	240	13,3	83,8	3,49	469	18,5	35,1	4,3	17,3	3,23	0,89	3,19	0,48	2,7	0,53	1,57	0,21	1,41	0,21	2,11	0,31	3,83	1,07
505002	158	1720	4,16	137	12	59,8	2,39	89	8,26	18,3	2,14	9,49	2,11	0,69	2,24	0,39	2,42	0,48	1,31	0,18	1,11	0,15	1,49	0,17	1,52	0,22
5053	144	2090	22,8	20,5	6,62	33,2	1,43	249	1,55	3,85	0,56	2,91	0,97	0,25	1,03	0,19	1,22	0,25	0,77	0,13	0,78	0,12	0,76	0,1	0,62	<0.1
505401	152	1090	3,54	80	10	36,2	1,56	144	9,78	19	2,33	9,62	1,74	0,62	1,92	0,31	1,99	0,38	1,23	0,16	1,01	0,15	0,95	0,12	0,91	0,12
505601	164	258	28,5	359	12,3	70,2	2,8	324	16,9	33,4	4,02	15,8	2,87	0,81	2,84	0,39	2,31	0,46	1,35	0,19	1,16	0,17	1,73	0,21	2,92	0,62
5058	120	876	12	90,6	6,48	30,9	1,04	267	6,03	13,1	1,57	6,39	1,28	0,34	1,33	0,2	1,17	0,26	0,74	0,1	0,62	0,083	0,71	<0.1	0,83	0,13
2002	187	264	32,8	294	13,2	68,7	3,3	307	15,4	30	3,91	15,2	2,63	0,88	2,63	0,43	2,65	0,53	1,45	0,21	1,32	0,19	1,63	0,25	2,88	0,84
200402	168	42,9	47,1	263	12,1	63,9	2,52	357	13,8	28,5	3,58	13,5	2,73	0,85	2,56	0,4	2,33	0,46	1,35	0,19	1,21	0,18	1,58	0,26	2,99	0,85
201201	238	75,9	6,54	212	26,4	125	5,48	82,2	5,87	12,7	1,82	7,33	1,81	0,68	2,68	0,57	4,43	0,99	3,15	0,47	3,07	0,42	3,33	0,4	1,88	0,2
2020	155	183	9,74	224	9,43	49,5	3,49	220	6,27	14,3	2,04	8,7	2,21	0,77	2,22	0,36	2,09	0,38	1,01	0,14	0,84	0,12	1,09	0,22	0,87	0,19
2022	186	131	16,3	530	12,8	119	28,2	241	49,4	92,5	10,9	37	5,47	1,87	4,85	0,6	2,89	0,47	1,49	0,17	1,12	0,16	2,77	2,06	4,03	0,78
2023	168	64,9	11,8	191	19,3	148	12,5	289	23,3	54,7	7,33	29,5	5,99	1,75	5,36	0,77	4,2	0,75	2,15	0,29	1,79	0,25	3,68	0,96	4,1	1,19
202401	157	86,5	<2	158	10,6	105	16,8	167	25,7	56,6	7,48	28,5	4,87	1,49	4,23	0,53	2,54	0,43	1,09	0,14	0,88	0,12	2,54	1,27	3,1	0,67
2026	238	79,9	5,8	138	17,9	74,9	4,63	109	10,1	21,7	3,08	12,8	2,63	0,97	3,28	0,55	3,45	0,67	2	0,27	1,94	0,31	1,8	0,35	1,65	0,44
3016	116	445	6,06	190	9,36	73,2	3,19	333	13,1	25,4	3,17	12,5	2,5	0,8	2,49	0,37	1,96	0,34	0,96	0,15	0,8	0,12	1,79	0,26	1,61	0,29
3017	240	203	2,67	297	13,8	23,2	8,05	98,4	5,65	14,4	2,28	9,97	2,67	1,11	2,76	0,44	2,63	0,52	1,61	0,24	1,38	0,18	0,66	0,21	0,35	<0.1
301904	136	560	13,5	269	10,2	72,3	3,26	539	8,9	19	2,53	10,6	2,68	0,87	2,47	0,37	2,22	0,39	1,15	0,15	0,85	0,13	1,74	0,22	1,33	0,29
4004	293	64,9	19,5	1380	17,6	50,2	4,09	27,6	5,54	13	1,94	8,96	2,31	0,92	2,83	0,53	3,23	0,7	2,01	0,29	1,83	0,27	1,3	0,33	0,77	0,3

Таблица 1. Результаты анализов проб по редким и редкоземельным элементам

	SiO2 %	Al2O3 %	TiO2 %	Fe2O3общ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	P2O5 %	ППП %	Сумма %	V %	Ba %	Fe2O3 %	FeO %
1004	48,7	14,8	0,97	13,6	0,21	6,63	9,93	2,46	0,25	0,062	2,28	99,8	0,027	0,011	3,5	9,1
1005	50,9	8,19	0,56	11,4	0,17	15	9,08	1,55	0,049	<.05	2,82	99,8	0,015	0,0053	0,92	9,4
1008	55,3	14,2	0,73	9,92	0,16	5,25	8,82	3,19	1,04	0,092	1,4	100	0,021	0,037	2,26	6,9
1009	55,2	14,5	1,06	11,5	0,16	4,25	7,19	3,33	0,67	0,13	1,93	100	0,028	0,023	2,68	7,96
1010	54,9	14,1	0,95	10,3	0,17	5,8	7,07	3,47	1,91	0,12	1,37	100	0,02	0,075	2,09	7,43
5050-1	56,9	14,2	0,74	9,37	0,16	4,77	7,9	2,46	2,22	0,11	1,36	100	0,019	0,056	2,38	6,29
5050-2	46,4	16,4	0,76	11,4	0,15	12,7	2,97	3,56	0,18	0,12	5,12	99,7	0,018	0,016	1,74	8,72
5053	46,4	8,81	0,48	10,7	0,18	18,8	8,5	0,52	0,73	<.05	4,34	99,5	0,015	0,035	1,16	8,64
505401	45,9	11,1	0,56	12,2	0,2	15,9	7,24	1,49	0,17	0,076	4,87	99,7	0,017	0,02	1,5	9,63
5056-1	54,2	13,4	0,7	10,4	0,17	7,71	7,43	2,52	1,05	0,11	2,36	100	0,019	0,045	2,85	6,82
5058	52,4	8,4	0,44	9,21	0,15	15,5	8,62	1,57	0,6	0,06	2,86	99,8	0,014	0,038	0,79	7,58
2002	53,9	13,6	0,72	10,1	0,17	6,74	9,79	2,53	1,15	0,092	1,25	100	0,02	0,04	2,12	7,2
200402	55,6	14,4	0,78	10,2	0,17	4,91	8,17	2,88	1,71	0,1	1,24	100	0,021	0,048	2,29	7,13
201201	53,4	13,6	1,58	14,5	0,19	5,1	8,47	2,49	0,3	0,16	0,43	100	0,025	0,0088	2,57	10,8
2020	49,5	15,5	0,9	9,43	0,16	7,7	10,3	3,23	0,37	0,071	3,07	100	0,018	0,027	3,54	5,31
2022	48,4	12,8	2,04	14,2	0,2	6,89	9,34	3,24	0,58	0,15	2,26	100	0,021	0,037	7,65	5,91
2023	55,9	14,2	1,94	11,5	0,16	3,25	6,06	5,67	0,74	0,16	0,7	100	0,021	0,045	6,88	4,17
202401	47	15	1,77	11	0,17	7,58	12,2	2,51	0,16	0,14	2,58	100	0,019	0,02	5,41	5
2026	50,3	13,8	1,28	13,5	0,2	6,07	9,84	2,28	0,41	0,099	2,41	100	0,029	0,018	4,93	7,73
3016	55,4	10,4	0,85	11,2	0,17	9,79	6,89	3,01	0,2	0,095	2,05	100	0,015	0,06	1,63	8,64
3017	47,3	14,9	1,11	13	0,23	7,67	11,5	3,39	0,31	<.05	0,82	100	0,027	0,015	2,51	9,48
301904	53,2	10,6	0,86	11,5	0,18	9,79	9,11	2,42	0,7	0,098	1,42	99,9	0,015	0,072	1,56	8,94
4004	50,5	13,3	1,18	14,2	0,2	6,17	9,3	2,16	0,15	0,092	2,75	100	0,033	0,0062	5,31	8,03

Таблица 2. Результаты анализов проб для петрогенных элементов