

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ «САНКТ-
ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»
(СПбГУ)

Институт наук о Земле
Кафедра региональной геологии

Белякова Руслана Валентиновна

**Гальки магматических пород из нижнеюрских конгломератов
архипелага Земли Франца - Иосифа: состав, геохимические особенности,
возраст и геодинамическая интерпретация**

Выпускная бакалаврская работа
по направлению 05.03.01 «Геология»

Научный руководитель
к.г. –м. н. Ершова В.Б.

Рецензент
к.г. –м. н. Прокопьев А. В.

Санкт Петербург

2018

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Физико–географический очерк Земли Франца - Иосифа	4
Глава 2. Геологическое строение арх. Земля Франца-Иосифа.....	6
Протерозойская Акротема	6
Палеозойская эратема	7
Мезозойская эратема.....	8
Триасовая система	8
Юрская система	10
Меловая система.....	10
Кайнозойская эратема.	11
Глава 3. Материал и методика исследования.	12
Глава 4. Петрографическая характеристика изученных галек магматических пород.....	17
Глава 5. Геохимическая характеристика изученных галек магматических пород	26
Глава 7. U-Pb датирование цирконов	47
Обсуждение результатов	50
Выводы	52
Список литературы.....	53

Введение

Знание геологической структуры, стратиграфической полноты и особенностей осадочного чехла арктического шельфа России важны для восстановления геологической истории Арктики в прошлом. На сегодняшний день Арктический регион представляет кладезь мировых запасов углеводородного сырья, но удаленность региона и его труднодоступности делают его мало изученным. Архипелаг Земля Франца – Иосифа является ключевым для понимания геологии северной окраины Баренцевоморского осадочного бассейна и западной Арктики в целом.

Цель – петрографическое, геохимическое и изотопно-геохронологическое исследование галек магматических пород из юрских отложений архипелага Земли Франца-Иосифа для реконструкции геодинамической истории северо-востока Баренцевоморского региона.

Задачи:

1. Сбор и анализ геолого-геофизической информации по исследуемому региону
2. Изучение петрографического состава магматических галек
3. Геохимическая характеристика
4. Определение изотопного возраста на основе U-Pb датирования обломочных цирконов
5. Реконструкция источника сноса изученных галек и геодинамическая интерпретация

Автор выражает благодарности своему научному руководителю, к.г.- м.н. Ершовой В. Б. за помощь и общий контроль в процессе написания работы.

Глава 1. Физико–географический очерк Земли Франца - Иосифа

Архипелаг Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) расположен в бассейне Северного Ледовитого океана и входит в западную часть Российской Арктики. С восточной части архипелаг омывается водами Карского моря, с севера – Северным Атлантическим океаном, с юга и запада – Баренцевым морем. (См. рис. 1).

Архипелаг ЗФИ состоит из 191 острова общей площадью 16 334 км². Островная суша на 81,1% (13 375 км²) покрыта ледниками. (Боярский П. В., 2013)

Рельеф. Характерными чертами рельефа архипелага Земля Франца-Иосифа является сильная расчлененность, обусловленная наличием консервирующих рельеф базальтовых покровов и пластовых интрузий. Степень расчлененности характеризуется в первую очередь большим количеством островов, составляющих архипелаг, при сравнительно небольшой площади. Показателем расчлененности является также значительная длина береговой линии, составляющей 4425 км и сравнительно большая глубина разделяющих острова пролива – до 500-600 м как на свободных ото льда участках суши, так и на погребенных подо льдом.

Поверхность большинства островов архипелага Земля Франца-Иосифа платообразная. Средние высоты достигают 400—490 м (высшая точка архипелага — 620 м). На архипелаге отсутствует постоянное население. Нет ни одного муниципального образования и населённого пункта. Временное население составляют учёные на исследовательских станциях, метеорологи и пограничники ФСБ. Перемещение происходит на вертолетах либо морским путем.

Большая часть островов покрыта ледниками, на свободных от них местах - множество озёр, большую часть года покрытых льдом. На архипелаге преобладает многолетняя мерзлота

Климат архипелага типично арктический. Средняя годовая температура до $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ (остров Рудольфа); средние температуры июля от $-1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $+1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Средняя температура января около $-24\text{ }^{\circ}\text{C}$ (минимальные температуры зимой до -52°C), ветер достигает 40 м/сек. Осадков выпадает от 200—300 мм до 500—550 мм (в зоне аккумуляции ледниковых куполов) в год.

Архипелаг ЗФИ располагается в зоне арктических пустынь, для которых характерен маломощный, разорванный почвенный покров и очень короткий вегетационный период. В этих условиях существует очень обедненная флора и разреженный растительный покров, представленный водорослями, накипными лишайниками, мхами и малым числом цветковых

растений. По характеру растительности на архипелаге различаются: кустарниково-лишайниковая и травянисто-моховая полигональные пустыни. Типичная арктическая пустыня, практически лишенная растительности, характерна для внутренних частей островов. (Боярский П. В., 2013)

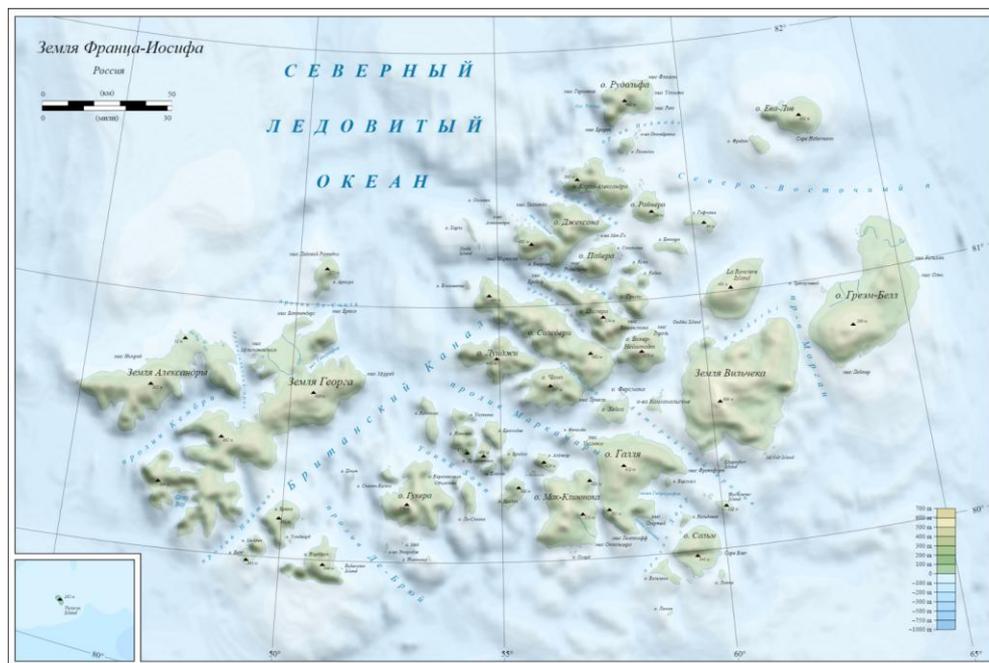


Рис. 1 Географическое расположение ЗФИ (Oona Räisänen (Mysid) (CC BY-SA 3.0 (<https://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0>))

Глава 2. Геологическое строение арх. Земля Франца-Иосифа

Исследуемый регион расположен на стыке Баренцевой плиты, Карской плиты и континентального склона Северо-Ледовитого океана. (см. рис. 2)

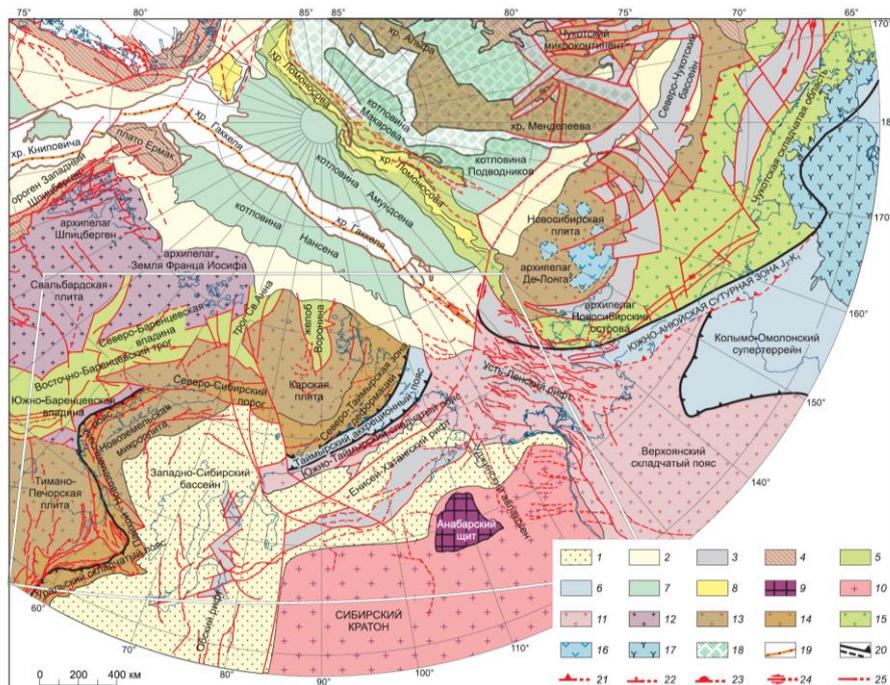


Рис. 2 Карта основных тектонических и геоморфологических элементов Арктики (Верниковский В.А. и др., 2013)

В геологическом строении рассматриваемого региона учувствуют метаморфические образования нижнего и верхнего протерозоя, терригенно-карбонатного отложения нижнего – верхнего палеозоя, преимущественно терригенные осадки мезозоя, вулканогенно – осадочные образования мела и кайнозойские полигенетические отложения.

Протерозойская Акротема

По геофизическим данным, под платформенным чехлом залегает сейсмический слой, который представлен двумя сейсмо-стратиграфическими комплексами – верхнепротерозойским со скоростями 5,6 – 6,0 км/с и архейско – протерозойским со скоростями выше 6 км/с (Дымов В.А. и др., 2011).

Верхний протерозой.

Комплекс данных пород относится к складчатому фундаменту и вскрыт скважиной Нагурская в интервале глубин 1895-3204. Здесь выделяют нагурскую серию, которая по своим петрографическим признакам состоит из двух толщ: нижняя - сланцевая и верхняя – микрокварцитовая. Данная толща рассматривается как нерасчлененная. Выделенные

минеральные ассоциации свидетельствуют о принадлежности пород к зеленосланцевой стадии регионального метаморфизма

Возраст нижней части разреза был определен как рифей - вендский. Абсолютный возраст белой слюды из верхней части разреза составил 610 млн. лет (Вискунова К. Г. и др., 2004)

При сопоставлении разрезов вендских отложений с ближайшими территориями нагурская серия хорошо коррелируется с одновозрастными породами архипелага Шпицберген (Дымов В.А. и др., 2011).

Палеозойская эратема

Сложность расчленения палеозойских отложений в пределах архипелага ЗФИ заключается в малом объеме существующей геологической информации и основывается, в основном, на данных сейсмических геофизических работ. Косвенным подтверждением присутствия палеозойских образований в восточной части арх. ЗФИ, в желобе Св. Анны и а Северо-Карском поднятии (поднятие Визе-Ушакова) является наличие обломков палеозойских (преимущественно среднедевонских – верхнепермских) пород в мезозойских и палеогеновых (?) конгломератах, а также в продуктах их разрушения на островах арх. ЗФИ. На основании геолого-геофизических данных палеозойские образования архипелага разделяются на:

Средний ордовик – нижний силур. Отложения выделены в восточной части архипелага ЗФИ. Характеризуются терригенными и карбонатно-терригенным составом. Карбонатность к северу уменьшается, в разрезе преобладают терригенные породы. Верхняя граница согласная либо со следами эрозии. Мощность изменяется от 700м на поднятиях до 1500м во впадинах. (Вискунова К. Г. и др., 2004)

Нижний силур. Нижнесилурские отложения выделены в чаевскую свиту (лежат в основании разреза русскогаванской подзоны Северо-Новоземельской СФЗ.). Свита, сложена зеленовато-серыми алевролитами с редкими прослоями и пачками песчаников, иногда известковистых, и отдельными линзовидными пластами известняков в верхней части.

Верхний силур – нижний девон Усачевская и откупщицковская свита. Согласно залегают на чевской свите. Отложения представлены мелководно-морскими шельфовыми осадками рифогенных фаций общей мощностью около 800-1000м.: известняками

зернистыми, водорослевыми и органогенно – обломочными водорослевыми биогермами, а также алевролитами, доломитами и доломитизированными известняками.

Средне-верхнедевонские отложения имели континентальный генезис и преимущественно терригенный состав. По аналогии с северной частью арх. Новая Земля, могут присутствовать туфогенные разности пород

Нижнекаменноугольные отложения, которые формировались в пределах поднятий, представлены хорошо сортированными кварцевыми песчаниками с прослоями темноцветных аргиллитов, алевролитов и пластами каменного угля. Во впадинах могли формироваться карбонатно – терригенные и карбонатные осадки.

Среднекаменноугольные – нижнепермские отложения имели преимущественно карбонатный состав, о чем свидетельствуют многочисленные обломки органогенных известняков.

Пермь – нижний триас. Толща в восточной части арх. ЗФИ выделяется на Северо-Карском сводовом поднятии. Предполагается, что пермские – нижнетриасовые отложения имеют терригенно – карбонатный состав о чем свидетельствуют находки в составе палеогеновых конгломератов о. Грэм-Белл обломков окремненных известняков с нижнепермской фауной и плотных темно-серых граувакк, не характерных для мезозойских отложений арх. ЗФИ. (Дымов В.А. и др., 2011).

Мезозойская эратема

Мезозойская эратема на островах архипелага и прилегающем шельфе представлена осадочными отложениями триасовой, юрской систем и вулканогенно – осадочными образованиями меловой системы. Мезозойские отложения со стратиграфическим и, вероятно, угловым несогласием перекрывают осадочные породы верхнего палеозоя и дислоцированные образования складчатого фундамента.

Триасовая система Триасовые отложения в разном объеме прослежены на многих островах архипелага ЗФИ, прилегающем шельфе, в желобе. Св. Анны, на Северо-Карском сводовом поднятии и включают в себя осадочные образования нижнего, среднего и верхнего отделов. На островах арх. ЗФИ триасовые отложения вскрыты в параметрических скважинах (Нагурская, Хейса, Северная).

Данные параметрического бурения и составленные по островам архипелага разными авторами разрезы позволили разделить отложения триасовой системы на свиты и толщи.

Нижний отдел. Белоземельская толща. Большая часть разреза толщи установлена в Нагурской параметрической скважине, где со стратиграфическим несогласием перекрывают органогенные известняки верхнего карбона. По скважине в интервале глубин 1657,0-964,0 м прослежены черноцветные аргиллиты с единичными прослоями светлых глинистых известняков и темно-серых глинистых алевролитов. Раннетриасовый возраст белоземельской толщи установлен на основании находок рыб, характерных для нижнетриасовых отложений Северной Америки и Австралии.

На островах архипелага единичные выходы пород на дневную поверхность, предположительно нижнего триаса, установлены на о. Ева-Лив, на абсолютных отметках 80 и 100 вытянутые в широтном направлении. Разрез толщи представлен песчаниками и аргиллитами с видимой мощностью разреза 105-115 метров.

Средний отдел. В пределах архипелага ЗФИ и прилегающего шельфа среднетриасовые отложения разделяются на два стратиграфических подразделения: матусевичскую толщу и ермаковскую свиту.

Мутасевичская толща. Стратотипические разрезы свиты и толщи составлены по скважинам Северная (о. Грэм-Белл) и Хейса. Выходы на дневную поверхность среднетриасовых отложений установлены в пределах Александровской СФЗ (на островах Гофмана, Ла – Ронсьер, Райнера). Разрез представляет собой терригенно – глинистые отложения с комплексами фаунистических остатков (аммониты, фораминиферы, двустворки) общей мощностью примерно 700 метров.

Ермаковская свита установлена в разрезе всех трех параметрических скважин (Нагурская, Хейса, Северная) и наиболее широко развита к западу от архипелага в желобе Франц-Виктория.

В разрезе свиты преобладают плотные аргиллиты с подчиненным количеством прослоев темно-серых алевролитов и светло-серых мелкозернистых песчаников. Для свиты характерно наличие маломощных прослоев седиментационных брекчий и резко повышенная пиритизация всех типов пород. (Дымов В.А. и др., 2011).

Верхний отдел. В пределах арх. ЗФИ и прилегающего шельфа верхнетриасовые отложения разделяются на три стратиграфических подразделения: грэм-беллская свита, хейсовская свита, васильевская свита. Наиболее представительные разрезы отложений составлены по скважинам Хейса и Северная. Стратотипические разрезы хейсовской и васильевской свит составлены на островах архипелага по обнажениям, выходящим на дневную поверхность.

Грэм-беллская свита преимущественно состоит из пачек песчаников полимиктового состава, ритмичным переслаиванием темноцветных аргиллитов и алевролитов. Для последних характерна горизонтальная, линзовидно-слоистая, косая слоистость; следы жизнедеятельности илоедов.

Хейсовская свита. Отложения хейсовской свиты установлены в центральной и восточных частях архипелага в пределах Вильчековской СФЗ на островах Хейса, Комсомольские, Земля Вильчека (мыс Ганаза), Винер-Нейштадт (мыс Тироль). Фрагменты выходов свиты отмечаются на островах Луиджи, Чепп, Куна, Пайера, Сосбери.

По скв. Северная отложения хейсовской свиты прослежены в интервале глубин 800-536 м. Схематический разрез состоит преимущественно из песчаников с глинистым цементом, серых до темно-серых алевролитов, до черных аргиллитов и темно-серых аргиллитоподобных глин. (Дымов В.А. и др., 2011).

Васильевская свита сложена континентально озерно-аллювиальными полимиктовыми песками и песчаниками.

В пределах архипелага свита развита в Вильчековской СФЗ на локальных участках островов Хейса, Земля Вильчека, Галля, Грэм-Белл. (Дымов В.А. и др., 2006)

Юрская система.

Н архипелага юрские осадочные отложения расчленяются на две разновозрастные свиты – тегетхофскую и ганзинскую.

Нижний отдел. Тегетхофская свита сложена в нижней части светло-серыми песками, песчаниками и глинами с прослоями гравийников и включениями сидерита, а в верхней части преобладают светло-желтые пески и песчаники.

Нижний – верхний отделы. Ганзинская свита. В стратотипическом разрезе на о-ве Земля Вильчека свита представлена равномерным чередованием темноцветных аргиллитов и алевролитов с прослоями темно-серых глинистых известняков и с конкрециями сидерита, карбоната и фосфатов. Многочисленные находки разнообразной фауны позволяют произвести не только ярусное, но и зонально-биостатиграфическое расчленение. Мощность свиты в разрезе составляет около 200м.

Меловая система

В начале раннемеловой эпохи на архипелаге ЗФИ сохраняются прибрежно-морские условия осадконакопления и формируются отложения ламонской свиты и армитиджской свиты. На суше выходы пород свиты установлены на островах Галля, Земля Вильчека.

Нижний отдел. Отложения нижнего мела представлены терригенными породами. По составу подразделяются на две толщи: морскую берриас-барремскую, преимущественно алеврито-глинистую и апт-альбскую, характеризующуюся неравномерным чередованием песчаников, алевритов и глин, в которой наряду с морскими представлены и озерно-аллювиальные образования. (Дымов В.А. и др., 2011).

Кайнозойская эратема.

Кайнозойская эратема включает в себя отложения палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем. Палеогеновая и неогеновая системы представлены нерасчлененными отложениями олигоцен – плиоценового возраста, а четвертичная система – плейстоценовыми и голоценовыми отложениями.

Глава 3. Материал и методика исследования.

Материал исследования положенный в основу работы был отобран на о-вах. Галля, Грэм-Белл (см. рис. 3).



Рис. 3 Карта арх. ЗФИ. Точками на карте показаны места отбора проб.

О-ва Галля. Образцы (15-v15-28, 15-v15-25), были отобраны на о-ве Галля в районе м. Тегетхоф, где обнажаются нижнеюрские отложения преимущественно песчаного состава относимые к тегетхофской свите. Пески и слабосцементированные песчаники от мелко- до среднезернистых серые, желтоватые, реже темно-бурые; местами заметна перекрёстная косая слоистость. Рассеянные полимиктовые гальки встречаются по всему разрезу (образцы 15-v15-25). В нижней части разреза присутствуют мощные пачки галечников с песчаным матриком. Состав галек весьма разнообразен – граниты, кислые эффузивы, известняки, кварциты, аргиллиты (образцы 15-v15-28).(см. рис. 4)

О-в Грэм-Белл. Образцы (18-v15-34, 18-v15-35) юрские отложения обнажаются на г. Кользат, где они представлены тремя пачками: верхней – песчаной, средней – аргиллитовой и нижней –песчаной общей видимой мощностью ~110 м.

Верхняя пачка сложена известковистыми песчаниками, среднесцементированными, толстоплитчатыми, иногда косослоистыми с подчиненными маломощными проломи глинистых алевролитов. Встречаются тонкие линзочки и прослои углистых глин, редкие

раковины двустворок. В песчаниках отмечены гравийные зерна и уплощенные гальки полимиктового состава размером до 3–5 см, реже – мелкогалечные конгломераты и гравийники.(образцы 18-v15-34) На поверхности пластов иногда присутствуют трещины усыхания. Наблюдаются пересекающиеся песчаные жилы. Мощность пачки ~ 15 м.

Средняя пачка представлена аргиллитами черными, тонкоплитчатыми, листоватыми. В нижней части присутствуют остатки обугленной древесины, конкреции и стяжения песчаного состава. Мощность пачки ~ 18 м.

Нижняя пачка сложена песками средне-тонкозернистыми светло-серыми, желтоватыми с редкими и тонкими прослоями и линзочками углей. В верхней части пачки присутствуют крупные (до 1 м) известково-глинистые конкреции. В нижней части пачки встречаются галечники с песчаным матриксом. Гальки полимиктового состава – известняки, кварциты, кислые эффузивы, кварц.(образцы 18-v15-35) В видимом основании пачки в тонкозернистых песках наблюдаются караваеобразные песчаные стяжения размером до 0, 5 м. Мощность пачки ~ 77 м (см. рис. 4)

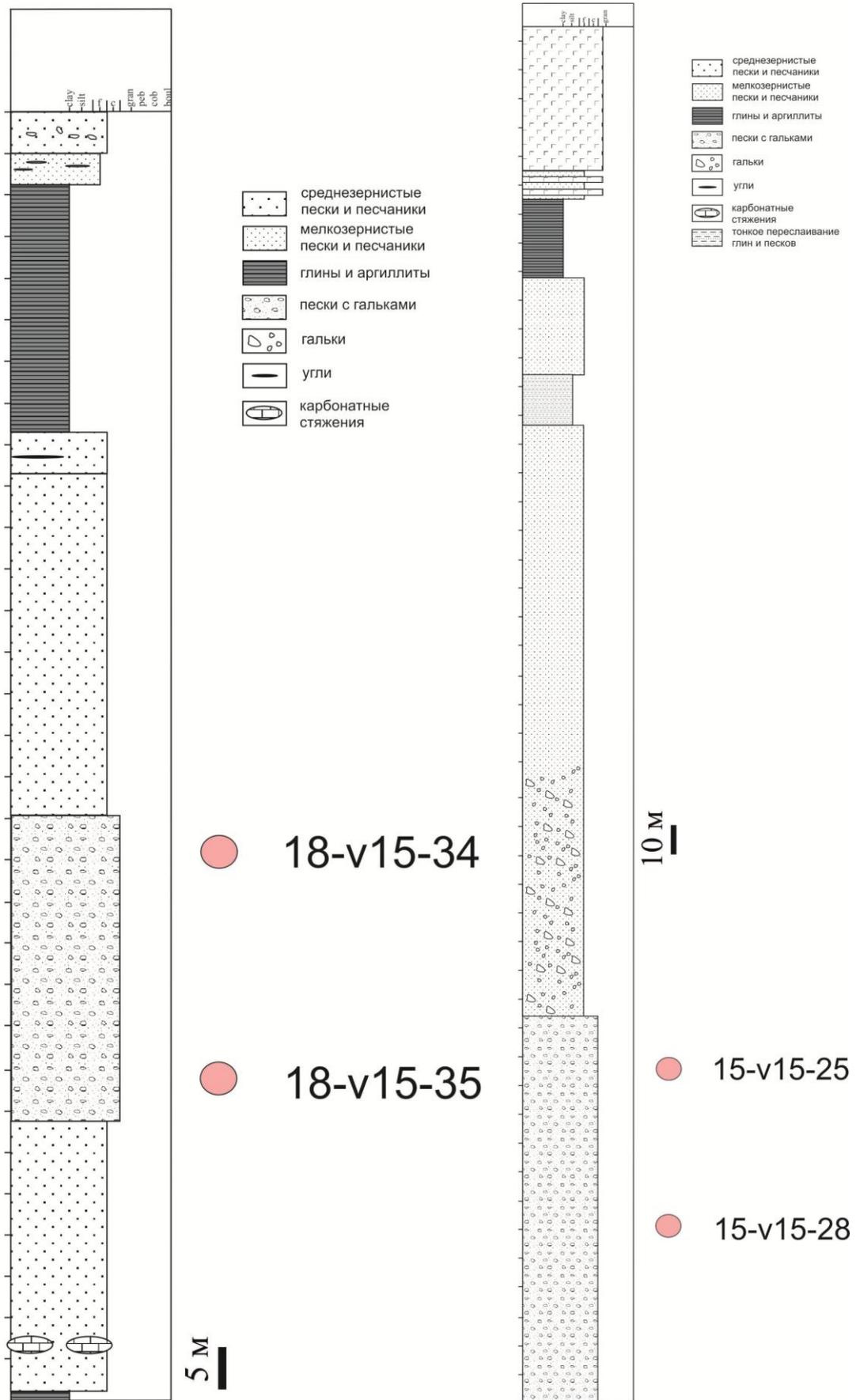


Рис. 4 справа разрез 1, о. Грэм-Белл, г. Кользат, слева разрез 2, о. Галля, м Тегетхоф.

Методика

В целях изучения магматических галек из нижнеюрских конгломератов арх. Земли Франца – Иосифа были проведены следующие работы:

1) Предварительное изучение материала для систематики и выбора образцов для петрологических, геохимических и изотопных исследований.

2) Описание и фото документация шлифов произведено на микроскопе Olympus в количестве 34 штук

3) Геохимический анализ (Icp – ms) в количестве 28 проб

Дальнейшая работа с геохимической интерпретацией и построения диаграмм проводилась в программе GCDkit 4.1, Excel

4) U-Pb датирование цирконов. Выделение монофракции цирконов осуществлялась в ИГГД РАН по схеме: измельчение, ситование, затем фракция < 0.25 мм пропускалась через центробежный концентратор, полученная тяжелая фракция обрабатывалась электромагнитом. Окончательная доводка концентрата осуществлялась в тяжелой жидкости. U-Pb датирование цирконов осуществлялось на вторично - ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe II) в Центре изотопного датирования ВСЕГЕИ. При построении графиков с конкордией использовалась программа ISOPLOOT.

Глава 4. Петрографическая характеристика изученных галек магматических пород

Вулканические разновидности

15-v15-25/17

Обсидиан. Порода сложена аморфным вулканическим стеклом кислого состава с малым количеством кристаллической фазы. Наблюдается флюидальная структура обусловленная струйчатому строению стекла. Вкрапленники представлены кварцем и калиевым полевым шпатом. Размер вкрапленников варьирует от 0,2 до 1 мм.

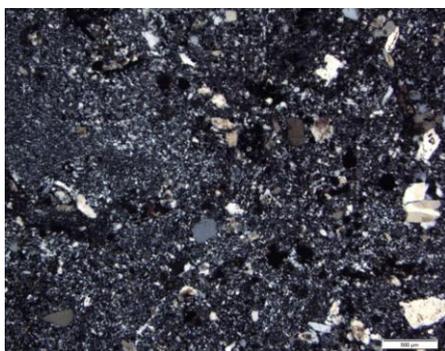


Рис. 5 Образец 15-v15-25/17. Obsидиан с анализатором

15-v15-25/14

Порфиновый риолит.

Породообразующими минералами в породе являются кварц, плагиоклаз, щелочной полевой шпат. Структура порфировая, обусловленная наличием вкрапленников, структура основной массы фельзитовая.

Порфировая вкрапленники представлены плагиоклазом с отчетливым развитием полисинтетических двойников, угол, определенный по методу симметричного погасания альбитовых двойников в зоне перпендикулярной 010, соответствует олигоклазу. Присутствуют редкие вкрапленники кварца. Кварц и плагиоклаз распределены в породе примерно равномерно. Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом.

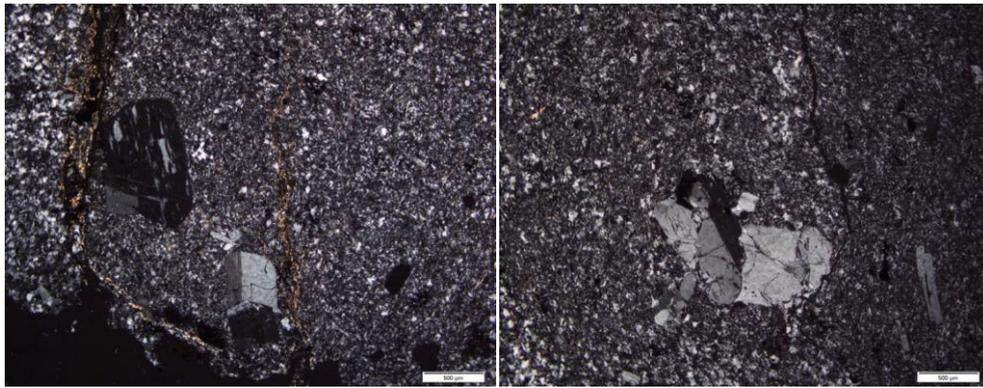


Рис. 6 Образец 15-v15-25/14. Порфиновый риолит с анализатором

15-v15-28/18

Порфиновый риолит.

Породообразующими минералами в породе являются щелочной полевой шпат, плагиоклаз, кварц. Структура породы порфировая. Структура основной массы фельзитовая. Порфировые выделения представлены ортоклазом и кварцем. Ортоклаз мутно желтоватого цвета, с простыми двойниками, заметно пелитизированный. Плагиоклаз представлен олигоклазом. Наблюдается псевдоморфоза хлорита по биотиту



Рис. 7 Образец 15-v15-28/18. Порфиновый риолит с анализатором.

15-v15-28/4

Порфиновый риолит.

Породообразующие минералами представлены кварцем, щелочным полевым шпатом, плагиоклазом.

Структура породы порфировая, обусловленная крупными вкрапленниками кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Структура основной массы фельзитовая.

Ортоклаз пелитизирован, образует простые двойники. Плагиоклазы кислые существенно натриевые, представлены олигоклазом. Полисинтетические двойники

проявлены нечетко. Наблюдаются единичные зерна биотита, которые частично или полностью хлортизированы

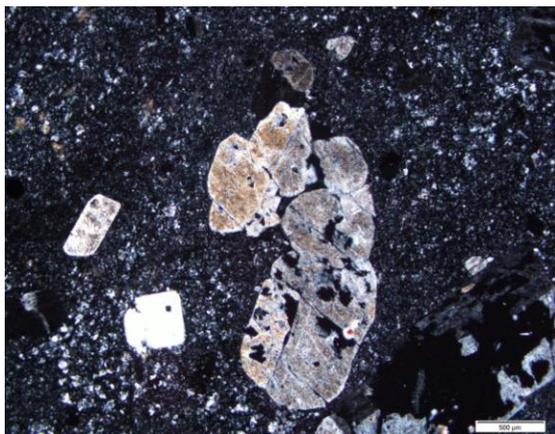


Рис. 8 Образец 15-v15-28/4. Порфировый риолит с анализатором.

Интрузивные разновидности

15-v15-28/15

Гранит биотитовый лейкократовый двуполевошпатовый.

Структура на разных участках шлифа варьирует от аллотриоморфнозернистой до аплитовой. Гранит мелкозернистый

Породообразующими минералами в породе являются микроклин (определяется по характерной микроклиновой решетке), кварц, плагиоклаз.

Наблюдаются единичные зерна мирмекитов – тонкое проращение червеобразных восток кварца в плагиоклазе, которые при включенном анализаторе гаснут одновременно. Мирмекиты образуются на зернах плагиоклаза, соприкасающихся с калиевым полевым шпатом. Разными авторами указывается разные условия образования мирмекитов. Седергольм связывает появление мрмекитов с воздействием растворителей при высокой температуре. Бекке считает мирмекиты вторичным образованием и предполагает, что кварц появляется как продукт реакции при замещении калиевого полевого шпата плагиоклазом. (Половинкина Ю. И., 1966)

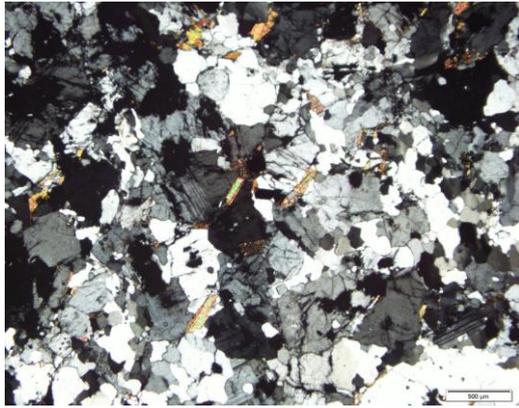


Рис. 9 Образец 15-v15-28/15. Гранит биотитовый лейкократовый двуполевошпатовый с анализатором

15-v15-28/23

Лейкократовый гранит.

Породообразующие минералы представлены щелочным полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом.

Структура породы гипидиоморфнозернистая. Гранит двуполевошпатовый. Полевые шпаты представлены плагиоклазом и существенно калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз представлен ортоклазом. На небольших участках в ортоклазе наблюдаются пертиты распада. Калиевый полевой шпат существенно пелетизирован.

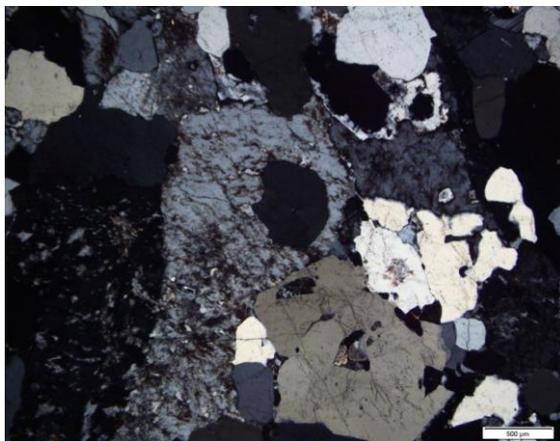


Рис. 10 Образец 15-v15-28/23. Лейкократовый гранит с анализатором

15-v15-28/1

Лейкократовый плагиогранит.

Породообразующими минералами в породе являются кварц, плагиоклаз. Структура породы гранитовая разновидность гипидиоморфнозернистая. Зерна кварца участками раздроблены. Плагиоклаз существенно натровый, местами сильно серицитизирован.

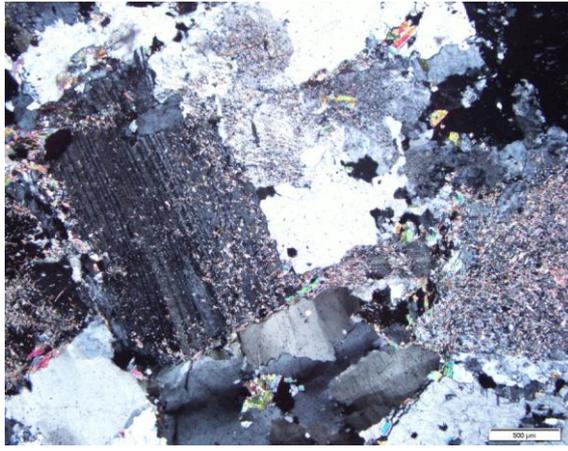


Рис. 11. Образец 15-v15-28/1..Лейкократовый плагιοгранит с анализатором

15-v15-28/2

Катаклазированный двуполевошпатовый лейкократовый гранит.

Характеризуется начальной стадией раздробления породы. Породообразующими минералами в породе являются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат (микроклин) Гранит лейкократовый, в незначительных количествах (2-4%) присутствуют зерна биотита. Микроклин распознается по своей типичной микроклиновой решетки. Плагиоклаз представлен олигоклазом (метод симметричного погасания двойников). Наблюдается частичное раздробление хрупких минералов, изогнутость пластических.

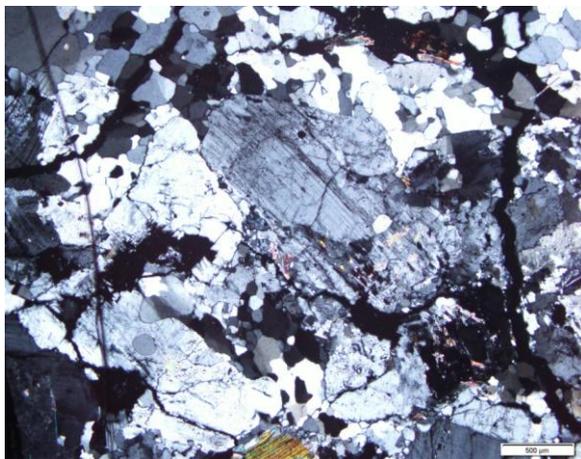


Рис. 12 Образец 15-v15-28/2. Катаклазированный двуполевошпатовый лейкократовый гранит. с анализатором

15-v15-28/5

Лейкократовый гранит.

Породообразующими минералами в породе являются кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз. Биотит выделяется единичными зернами. Калиевый полевой шпат

представлен ортоклазом. На большей поверхности шлифа зерна ортоклаза закономерно прорастают альбитом – характерные пертитовые вроски. Кварц имеет идиоморфные очертания.

Плагиоклаз представлен олигоклазом. В шлифе в меньшем количестве по отношению к калиевому полевому шпату и кварцу. Структура породы гранофировая или микропегматитовая, характеризующая кварц полевошпатовую эвтектику. Биотит хлоритизированный.



Рис. 13. Образец 15-v15-28/5. Лейкократовый гранит с анализатором

15-v15-25/2

Катаклазированный гранит.

Породообразующими минералами в породе являются кварц, калиевый полевой шпат, биотит и плагиоклаз. Структура породы порфирокластическая. Плагиоклаз представлен кислой разновидностью – олигоклазом. Калиевый полевой шпат представлен микроклином и ортоклазом. Микроклин образует порфиробласты.

Порода характеризуется в структурных изменениях выраженных в изгибании, растрескивании, раздроблении и трещиноватости минералов обусловленных более или менее интенсивными механическими воздействиями на нее.

Порфирокластическая структура характеризуется тем, что основная масса породы состоит из мелкозернистого катакластического агрегата, который возник от раздробления более крупных кристаллов, и в него погружены относительно крупные зерна, уцелевшие от полного раздробления. (см рис. 14)

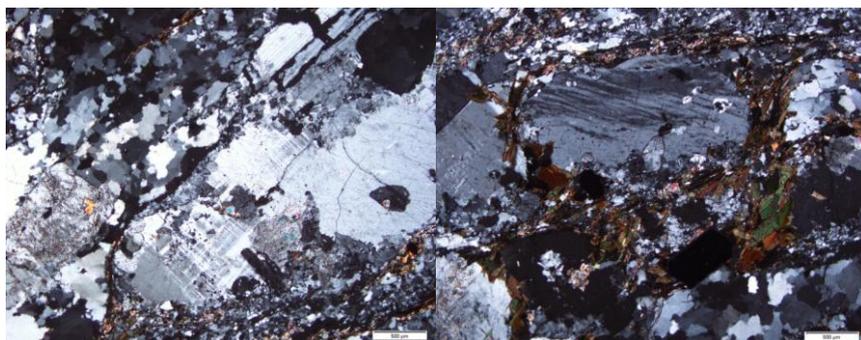


Рис. 14. Образец 15-v15-25/2. Катаклазированный гранит с анализатором

15-v15-28/13

Двуслюдяной лейкократовый гранит.

Структура гранитная, разновидность гипидиоморфнозернистой. Породообразующие минералы: калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз, мусковит, биотит. Плагиоклаз – олигоклаз. Калиевой шпат представлен микроклином с выраженной микроклиновой решеткой и ортоклазом. Отмечаются мирмекитовые образования – червеобразные вроски кварца в плагиоклазе на пограничных участках плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Подобные образования характерны для существенно водных гранитов. Слюда представлена биотитом и мусковитом с преобладанием последней.

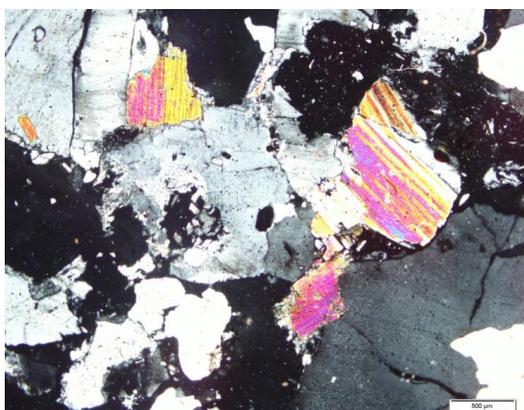


Рис. 15. Образец 15-v15-28/13. Двуслюдяной лейкократовый гранит с анализатором.

15-v15-28/16

Катаклазированный плагиогранит.

Породообразующие минералы: кварц, плагиоклаз. Встречаются единичные зерна хлорита. Структура породы порфиروкластическая. Плагиоклаз представлен олигоклазом, местами с очень сильной серецитизацией. Кварц с резко выраженным волнистым погасанием, с раздробленными границами.

Порода характеризуется начальной стадии катаклазирования, выраженном в раздроблении кварцевых зерен.



Рис. 16. Образец 15-v15-28/16. Катаклазированный плаггиогранит с анализатором

15-v15-28/14

Милонит. Порода характеризуется резким выраженным рассланцеванием и полосчатостью. Наблюдается чередование полосочек и линз тонко раздробленного материала, вытянутых вдоль сланцеватости. Материал представлен уцелевшими от раздробления мелкими порфиروкластами минералов кварца и калиевого полевого шпата. Образование линзовидных очертаний, возможно, может быть связано с вращением зерен при деформации и движении породы. По трещинам и ослабленным зонам, возникшим вдоль направления движения, образуется слюда. Слюда имеет изогнутые формы и обволакивает порфирокласты. Отмечается волнистое погасание кварца.

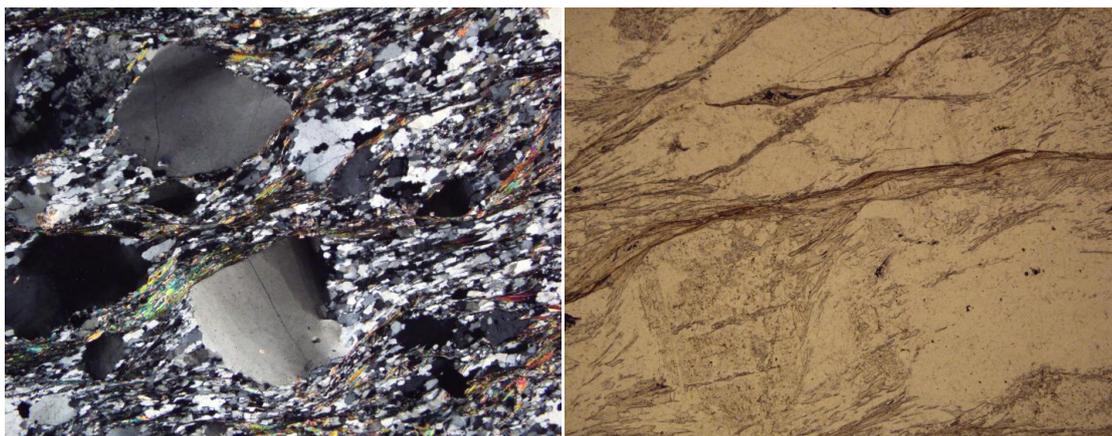


Рис. 17. Образец 15-v15-28/14. Милонит с анализатором слева и без анализатор справа

15-v15-28/12

Милонит

Структура породы подобна образцу 15-v15-28/14 – структура раздробленной, тонко перетертой породы. Является результатом весьма сильного механического воздействия на готовую породу; от катакластической структуры отличается развитием параллельной текстуры - наблюдаются чередование полос и линз тонко раздробленного материала, вытянутых вдоль сланцеватости. Материал представлен уцелевшими от раздробления мелкими порфирокластами минералов кварца и калиевого полевого шпата. Слюда имеет изогнутые формы и обволакивает порфирокласты.



Рис. 18. Образец 15-v15-28/12, Милонит с анализатором.

Глава 5. Геохимическая характеристика изученных галек магматических пород

Интрузивные породы пробы 15-v15

Для систематики магматических пород традиционно используют диаграммы ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – SiO_2 или TAS (total alkali-silica diagram). В данной работе использована TAS диаграмма по Middlemost 1994. (см. рис 19)

По своему химическому составу породы соответствуют гранитам. Содержание SiO_2 варьирует в узких пределах от 73 до 78 мас.%. Характеризуются высоким содержанием суммы щелочей: сумма щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,7 - 8,1$ мас.%, низким содержанием железа, титана и P_2O_5 . Содержания алюминия варьируют от низких (12,9%) до средних значений (14,6 %)

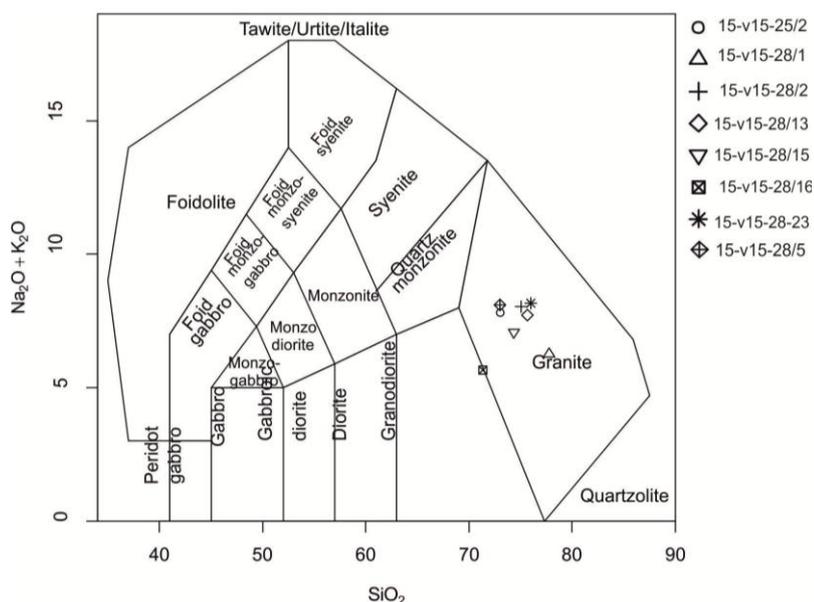


Рис. 19. Классификационная диаграмма . TAS, Middlemost (1994) для галек интрузивных пород пробы 15-v15-25 и 15-v15-28

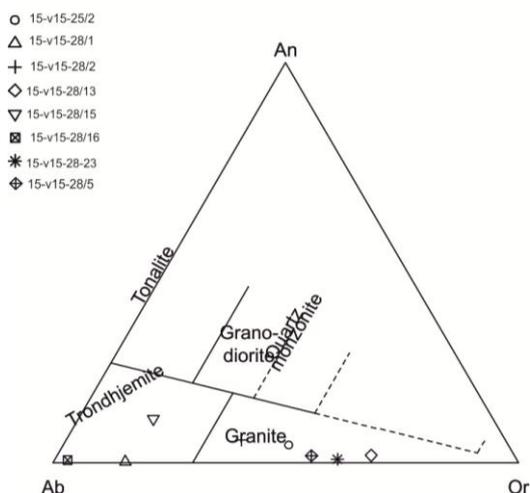


Рис. 20. Классификационная диаграмма Ab-An-Or для галек интрузивных пород пробы 15-v15-25 и 15-v15-28. (O'Connor, 1965)

Диаграмма Ab-An-Or (альбит – анортит – ортоклаз), предложенная O'Connor применяется для классификации кислых пород с содержанием больше 10% нормативного кварца. Диаграмма основана на нормативных содержаниях полевых шпатов и представляет собой проекцию кварца на сторону полевых шпатов в «гранитном» тетраэдре. Точки составов гранитоидов попадают в поле трондjemитов и гранитов. (см. рис. 20)

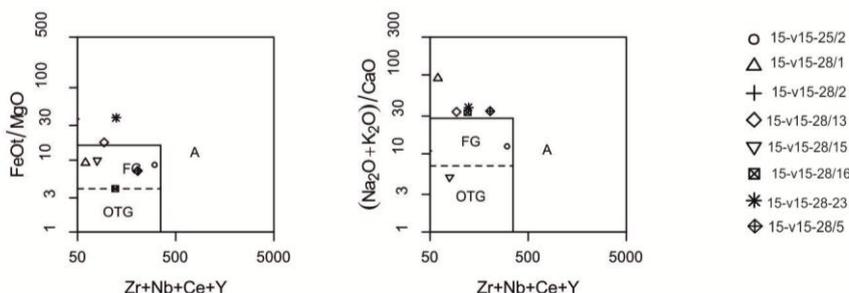


Рис. 21. Классификационные диаграммы $FeO^*/MgO - Zr+Nb+Ce+Y$ и $(Na_2O+K_2O)/CaO - Zr+Nb+Ce+Y$ для гранитов А – типа Дж. Вейлина, 1987. Поля на диаграммах: А – граниты А-типа; FG – фракционированные граниты; OTG – нефракционированные граниты М-, I-, S- типов

На рисунке 21 приведена диаграмма, предложенная Дж. Вейлином в 1987 году (Whalen et al., 1987), разработанная для дискриминации гранитов А-типа. Исследованные граниты из разреза 15-v15 попадают в поле фракционированных и нефракционированных гранитов и не выходят в поле гранитов А-типа. (см. рис. 21)

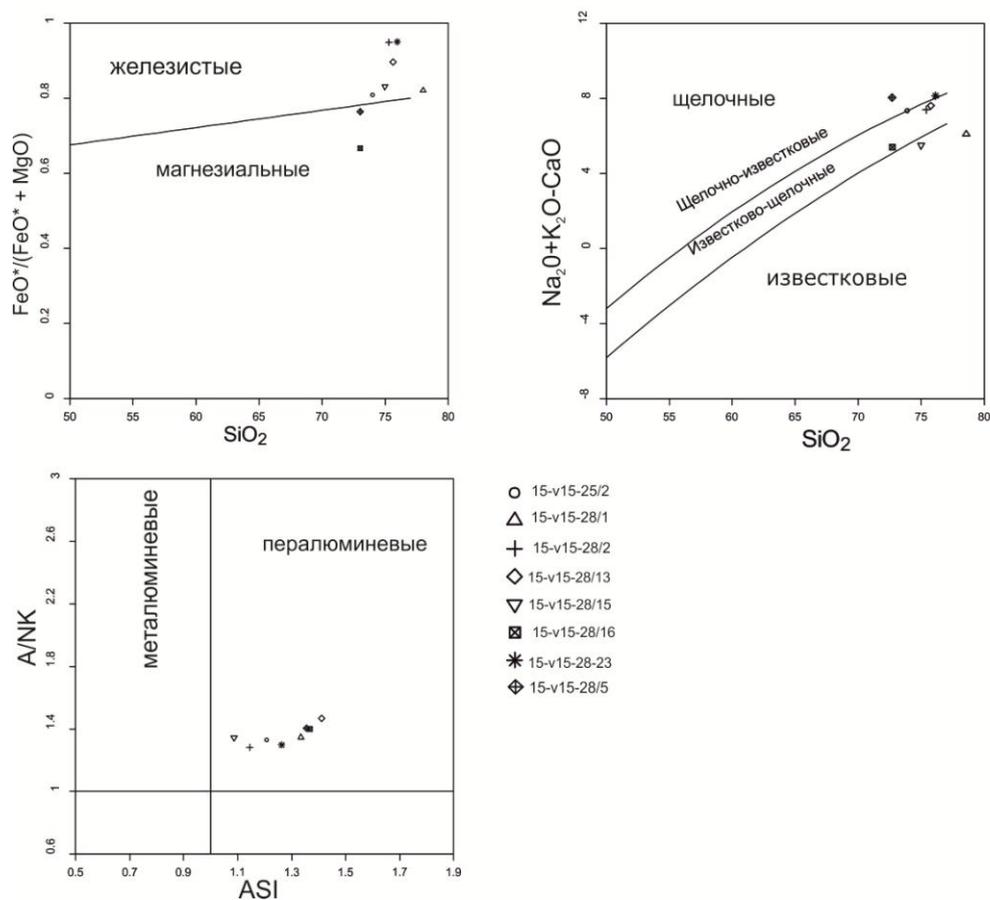


Рис. 22. Диаграмма для галек интрузивной пробы 15-v15-28 и 15-v15-25 – $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})\text{—SiO}_2$, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})\text{—SiO}_2$ (Frost et al., 2001; Frost, 2008)

На диаграмме $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (Frost et al., 2001) точки составов большинства гранитов располагаются либо вдоль границы железистых и магнезиальных образований, либо в поле железистых пород (один образец выбивается и лежит в поле магнезиальных)

Высокие значения щелочно – известкового индекса $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ позволяют рассматривать все эти породы как известково – щелочные. (см. рис. 22)

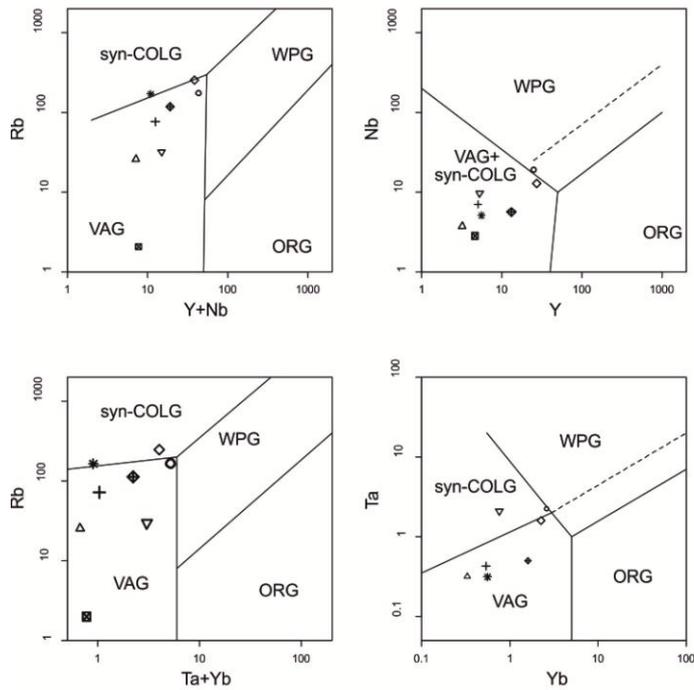


Рис. 23 Дискриминационные диаграммы Rb – Y+Nb(a), Nb – Y (б), Rb – Ta+Yb (в), Ta – Yb (г) для габбк интрузивных пород пробы 15 – v15-25 и 15-v15-28 (Pearce et al., 1984) (пунктирная линия на диаграммах Nb-Y и Ta – Yb – граница ORG для аномальных рифтов); поля на диаграмме : ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, syn-COLG – коллизионные граниты.

Наиболее широко для характеристики геодинамической обстановки формирования гранитоидов применяются диаграммы Дж. Пирса, используемые соотношения Rb – Y – Nb и Rb- Yb – Ta. Исследованные образцы попадают в область гранитоидов вулканических дуг, захватывая область синколлизионных гранитов. (см. рис. 23)

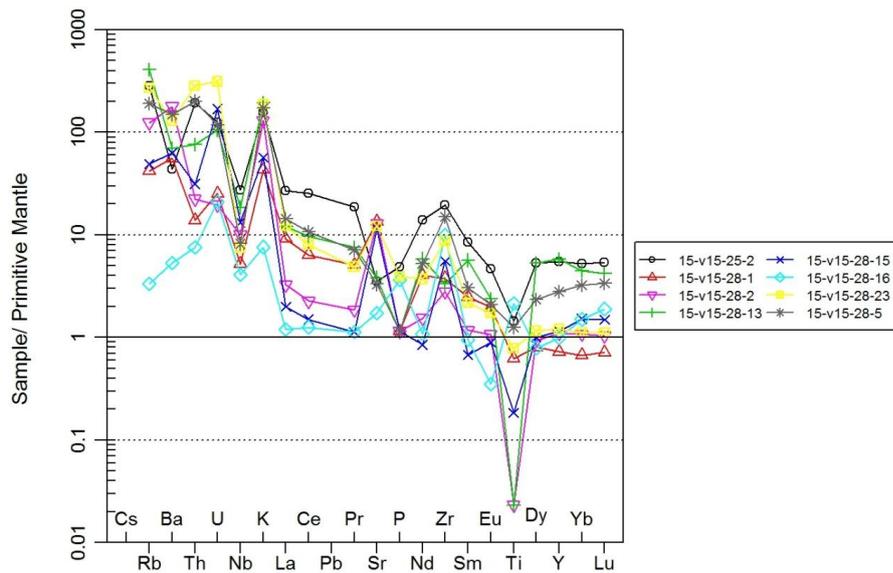


Рис. 24. Мультиэлементные спектры для габбк интрузивных пород пробы 15-v15-25 и 15-v15-28, нормализованные к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)

На мультиэлементных спектрах гранитов все изученные образцы имеют близко распределение редких и малых элементов с отрицательными аномалиям Ti, P, Nb (см. рис. 24)

Nb аномалия объясняется низкотемпературными условиями генерации первичной магмы, по сравнению с магмами других геодинамических обстановок так как данный элемент является наиболее тугоплавким. (Короновский Н. В., 2011)

Содержания высокозарядных элементов таких как Zr, Hf возрастает, достигая максимальных значений в средних и кислых дифференциатах. (Короновский Н. В., 2011)

Возрастает степень обогащенности легкими REE по сравнению с тяжелыми. Появляется Eu аномалия, что свидетельствует о широком развитии процессов кристаллизационной дифференциации, а именно о фракционировании плагиоклаза.

Sr максимум, который в целом не характерен для гранитных расплавов. Это можно связать со спецификой условий эволюции раствора, связанный с плавлением эклогитового вещества содержащий в себе высокие содержания Sr.

РЗЭ являются одними из наименее подвижных элементов, на которые слабо влияют процессы гидротермального изменения и низкотемпературного метаморфизма, поэтому их содержание наиболее корректно отражают состав первичных магматических пород и степень плавления мантийного вещества. (Скляров Е. В., 2001)

Содержание РЗЭ в магматических породах зависит от состава первичного протолита, из которого выплавляется магма, РТ – условий плавления, процессами дифференциации выплавленной магмы, контаминации расплавом вмещающих пород или смешения разных по составу магм.

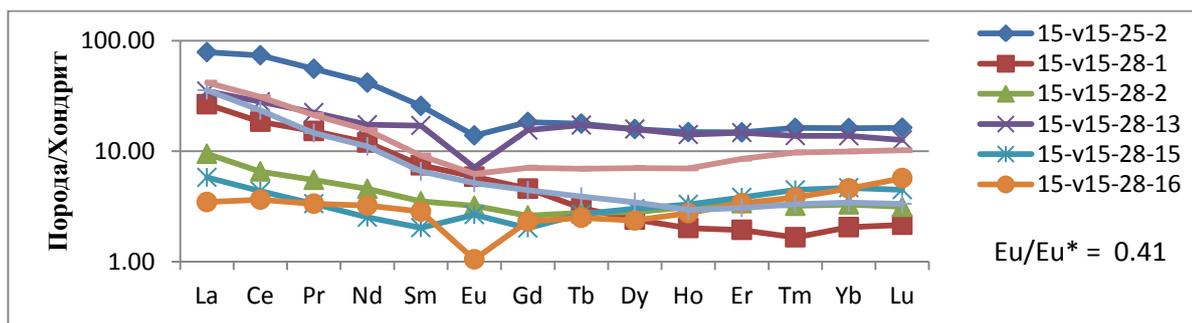


Рис. 25 Спектры распределения редкоземельных элементов для галек интрузивных пород пробы 15-v15-25, 15-v15-28 и , нормализованные к хондриту (Sun, McDonough, 1989)

Диаграмма редкоземельных элементов (РЗЭ). (см. рис.) нормирована на хондрит. У большинства гранитов выделяется отрицательная европиевая аномалия. Кроме образца 15-v15-28/15 у которого выделяется положительная аномалия. Также большинство образцов характеризуются обеднением тяжелыми РЗЭ относительно легких. (см. рис. 25)

Эффузивные породы пробы 15- v15

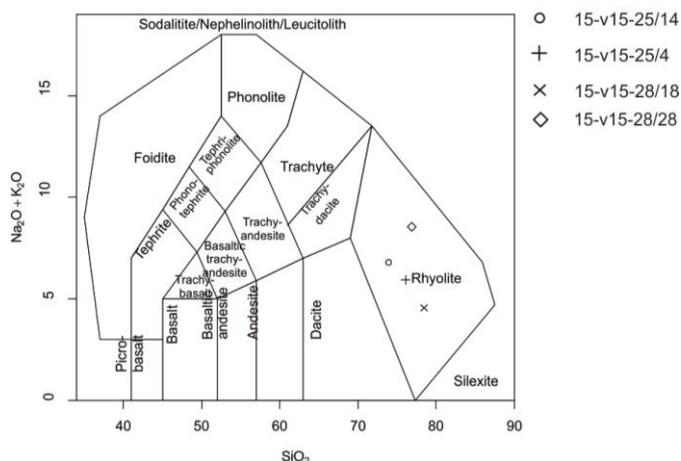


Рис. 26. Диаграмма TAS, Middlemost (1994) для вулканитов пробы 15-v15-25 и 15-v15-28

На классификационной диаграмме (Middlemost, 1994) точки составов вулканитов попадают в поле риолитов. По химическим характеристикам в породах содержание SiO_2 варьирует от 73 до 77 мас. %, содержание Al_2O_3 – от 11 до 13 мас. %. Сумма щелочей характеризуются высоким содержанием: сумма щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,8 - 8,5$ %. При подавляющем доминировании Na_2O (2.3- 5.8 мас.%). Породы характеризуются низким содержанием железа, титана и низкими содержаниями P_2O_5 , (см. рис. 26)

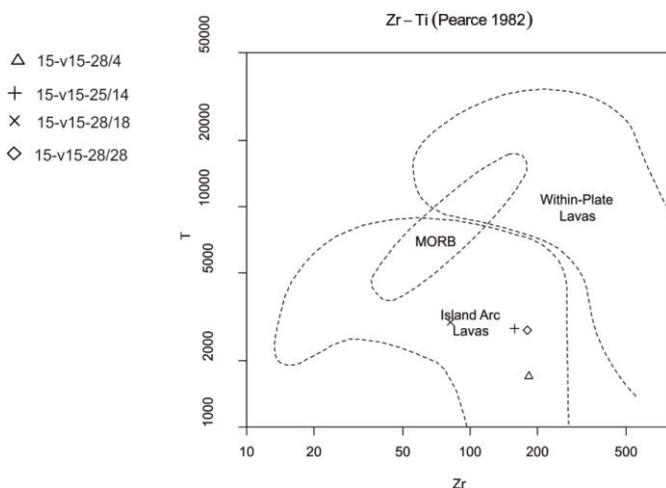


Рис. 27. Дискриминационная диаграмма Ti-Zr, для вулканитов пробы 15-v15-25 и 15-v15-28 (Pearce, 1982)

Поля на диаграмме: MORB – базальты срединно-океанических хребтов; Within-plate lavas-внутриплитные базальты, Island Arc lavas – базальты вулканических островов

Исходя из данных полученных по классификации Ti-Zr (Pearce, 1982), риолиты попадают в поле вулканических островов, что соотносится с геодинамической обстановкой гранитных галек проанализированных в этой же пробе.

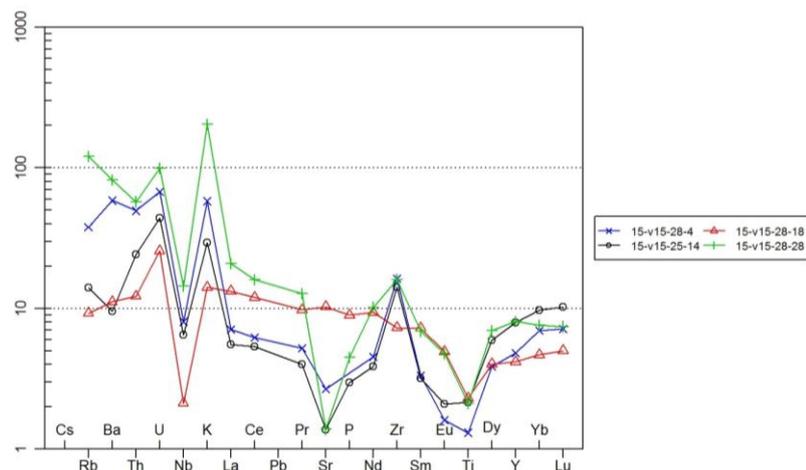


Рис. 28. Мультиэлементные спектры для галек вулканических пород пробы 15-v15-25 и 15-v15-28, нормализованные к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)

На мультиэлементных спектрах риолитов все изученные образцы имеют близко распределение редких и малых элементов с отрицательными аномалиям Ti, Sr, Nb и положительными аномалиями .K, Zr. (см. рис. 28)

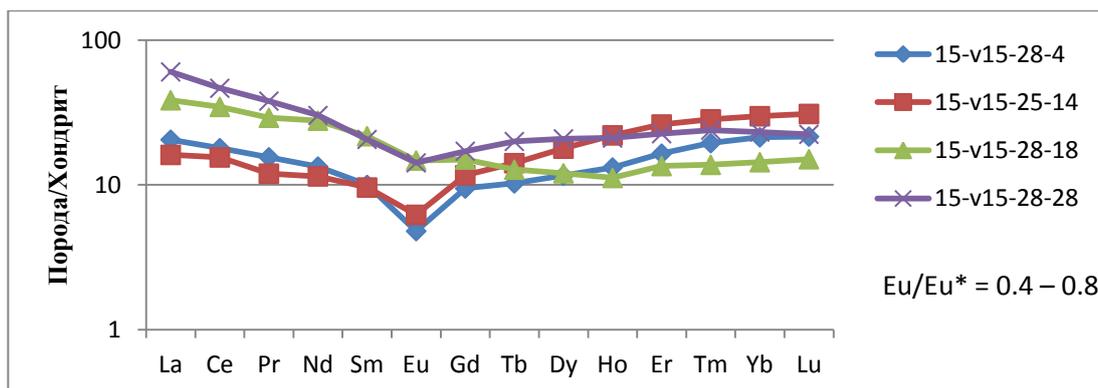


Рис. 29. Спектры распределения редкоземельных элементов для вулканитов пробы 15-v15-25 и 15-v15-28, нормализованные к хондриту (Sun, McDonough, 1989)

Отрицательная европиевая аномалия характерна для всех образцов.

Породы 15-v15-28/4 и 15-v15-25/14 имеют положительную форму кривой, что указывает на обогащение тяжелыми лантаноидами относительно легких. Породы 15-v15-28/18 и 15-v15-28/28 имеют отрицательную форму кривой. В этом случае можно говорить об обеднении тяжелыми редкоземельными элементами. (см. рис.29)

18 проба

Вулканические разновидности

18-v15-35/49

Порфиновый риолит.

Породообразующими минералами являются: кварц, щелочной полевой шпат, плагиоклаз. Структура породы сферолитовая, местами фельзитовая (криптокристаллическая), которая состоит из щелочного полевого шпата, кварца и стекла. Основная масса содержит порфировые выделения представленные кварцем и полевыми шпатами. Кварц идиоморфен. На некоторых участках шлифа наблюдается раскристаллизация вулканического стекла и сферические образования из радиально нарастающих вокруг некоторого центра волокон калиевого полевого шпата со смесью вулканического стекла. Отмечается, что сферолиты образуются при застывании сильно пересыщенных вязких расплавов (книга по петре). Щелочные полевые шпаты представлены ортоклазом местами пелитизированные. Плагиоклаз образует маленький угол (5 градусов) полисинтетических двойников, состав плагиоклаза альбитовый от К до К-Na. Наблюдаются лавовые включения, затекающие внутрь вкрапленников плагиоклаза.

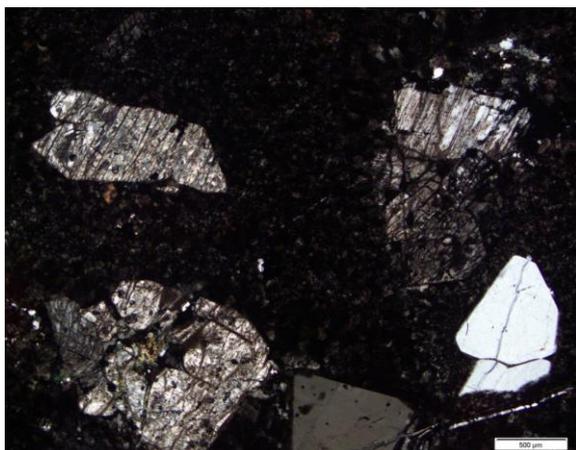


Рис. 30. Образец 18-v15-35/49. Порфиновый риолит с анализатором

18-v15-34/61

Порфиновый риолит.

Породообразующие минералы представлены кварцем, щелочным полевым шпатом и плагиоклазом. Структура основной массы фельзитовая. Порфировая структура обусловлена присутствием вкрапленников плагиоклаза, калиевого полевого шпата. Плагиоклаз узнается по полисинтетическим двойникам, и по углу погасания соответствует олигоклазу. Наблюдаются вторичные изменения плагиоклаза - серититицизация. Калиевый полевой шпат

представлен ортоклазом. Повсеместно небольшие пространства в шлифе заполнены вторичным хлоритом

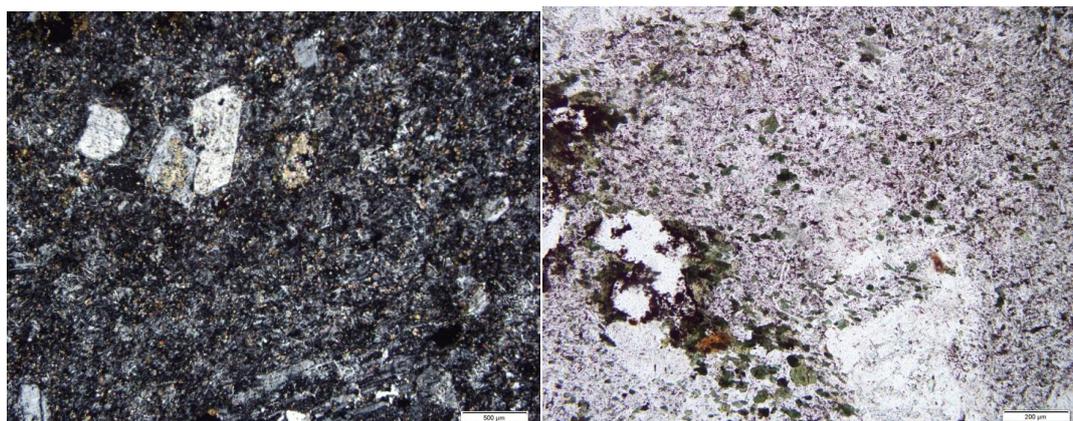


Рис. 31. Образец 18-v15-34/61 Порфировый риолит, с анализатором слева и без анализатора справа

18-v15-34/105

Порфировый риолит

Породообразующими минералами являются: кварц, щелочной полевой шпат, плагиоклаз. Структура породы неполнокристаллическая - сферолитовая, которая состоит из сферических образования радиально нарастающих вокруг некоторого центра волокон калиевого полевого шпата со смесью вулканического стекла. Порфировые включения представлены кварцем, ортоклазом и олигоклазом. Наблюдаются трещины, которые заполнены кварцем, местами брекчированы и хлоритизированы.

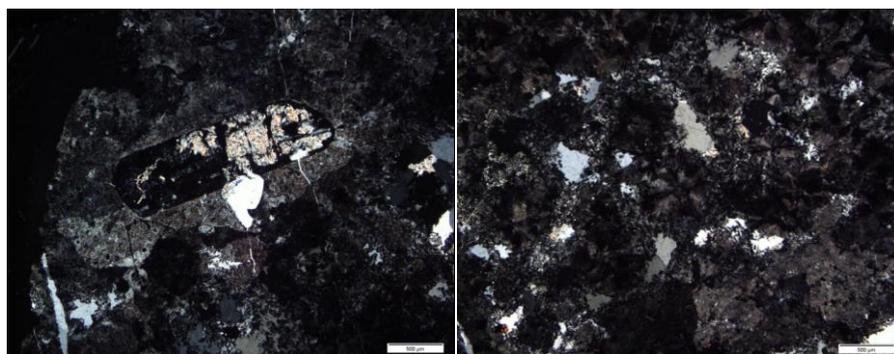


Рис. 32. Образец 18-v15-34/105 Порфировый риолит с анализатором

18-v15-34/6

Туф трахитового состава. В породе присутствуют угловатые туфовые обломки, заключенные в общую микрофельзитовую массу. Обломки представлены плагиоклазами, структура микролитовая. Заметы резкие и четкие границы перехода от микролитовой к фельзитовой структуре, что характерно для туфа. Более крупные включения представлены плагиоклазом (олигоклазом).

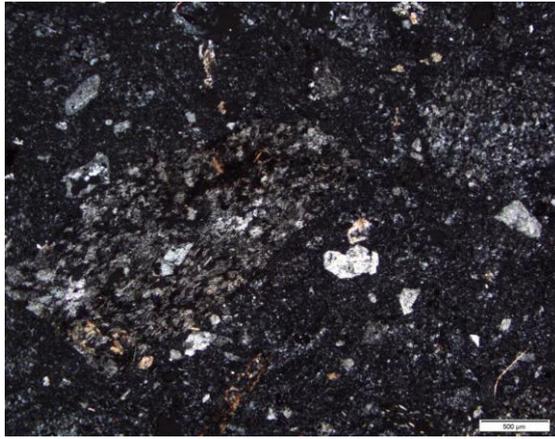


Рис. 33. Образец 18-v15-34/6. Туф с анализатором

18-v15-35/45

Игнимбрит.

Флюидальная текстура. Характерная структура обтекаемости обломков. Из-за вязкости кислых расплавов, порода характеризуется малой степенью кристалличности, большим количеством вулканического стекла. Небольшие порфиновые выделения калиевого полевого шпата, кварца заключены в стекловатую неравномерно раскристаллизованную основную массу с хорошо выраженной флюидальностью. Структура основной массы микрофельзитовая. Происхождение игнимбритов связывают с колоссальными вулканическими извержениями лав кислого состава. [10]

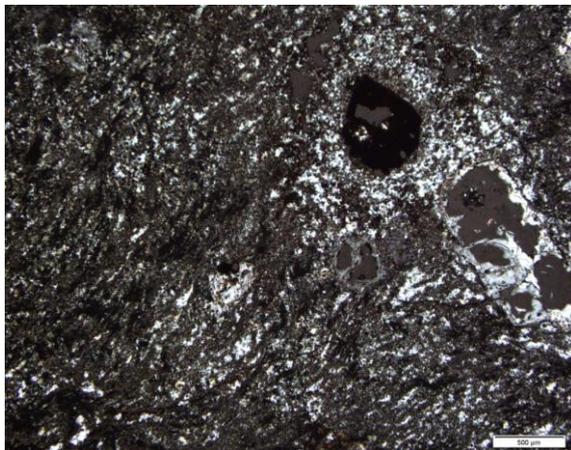


Рис. 34. Образец 18-v15-35/45. Игнимбрит с анализатором

18-v15-35/33

Трахидацил.

Порода состоит из скрытокристаллического светлого серовато-коричневого вулканического стекла (основная масса), имеющего низкое светопреломление. Стекло кислое (определенно по полоске Бекке). Текстура пористая, поры полые.

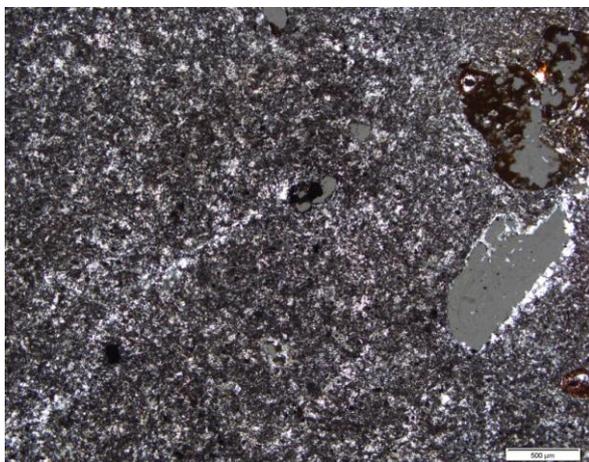


Рис. 35. Образец 18-v15-35/33. Трахидацит с анализатором

Интрузивные разновидности

18-v15-34/8

Лейкократовый щелочнополевошпатовый гранит (Аляскит).

Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Порода состоит из кварца и щелочного полевого шпата. Калиевый полевой шпат сильно пелетизирован.

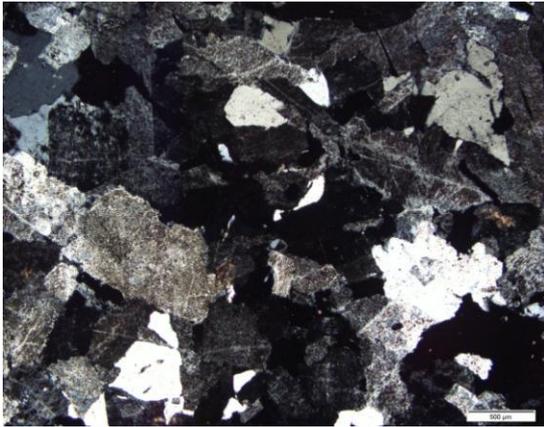


Рис. 36. Образец 18-v15-34/8. Лейкократовый гранит с анализатором

18-v15-34/67

Порфиroidный микрогранит

Структура породы полнокристаллическая порфиroidная. Минералы вкрапленники представлены кварцем, ортоклазом и плагиоклазом. Ортоклаз образует идиоморфные кристаллы размером от 0,4 мм до 0,9мм , часто сдвойникованные. Изменены сильно. Продуктом изменения являются пелитоподобные частицы, бурые в проходящем свете. Заметно, что порфиroidные кристаллы полевого шпата обрастают фельзитом. Кварц также идиоморфен.

Плагиоклаз представлен вкрапленниками с нечетко выраженными полисинтетическими двойниками. Двойники узкие. Номер плагиоклаза определен по методу максимального симметричного погасания альбитовых двойников в зоне перпендикулярной 010, равен 10 градусам, что соответствует олигоклазу №25

Кварц представлен вкрапленниками размером в среднем 1 мм

В шлифе хорошо заметна девитрификация стекла. Особенно это выражается по периферии зерен кварца, образуя каемку.

Основная масса представлена кристаллами полевого шпата и кварца.

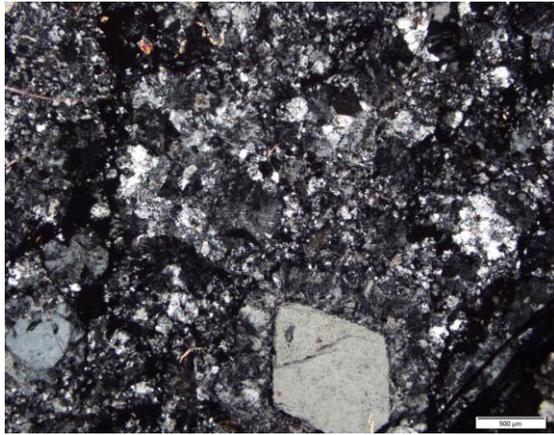


Рис. 37. Образец 18-v15-34/67. Порфировидный микрогранит с анализатором

18-v15-34/80

Порфировидный микрогранит.

Вкрапленники представлены полевым шпатом, кварцем, структура основной масса гранофировая. Полевой шпат представлен ортоклазом. Ортоклаз образует простые двойники. Наблюдаются по всей площади шлифа хлоритизированные участки

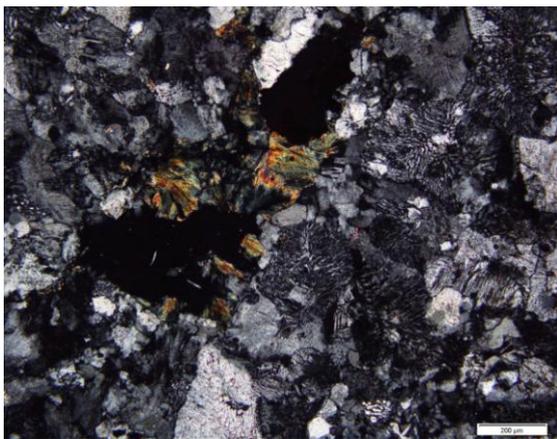


Рис. 38 Образец 18-v15-34/80. Порфировидный микрогранит с анализатором

18-v15-34/28

Порфировидный микрогранит

Структура породы полнокристаллическая порфировидная. Структура основной массы микропегматитовая. Минералы вкрапленники представлены санидином. По площади шлифа расположены редко и неравномерно. Местами наблюдаются сростки кварца и калиевого полевого шпата – микропегматитовая структура.

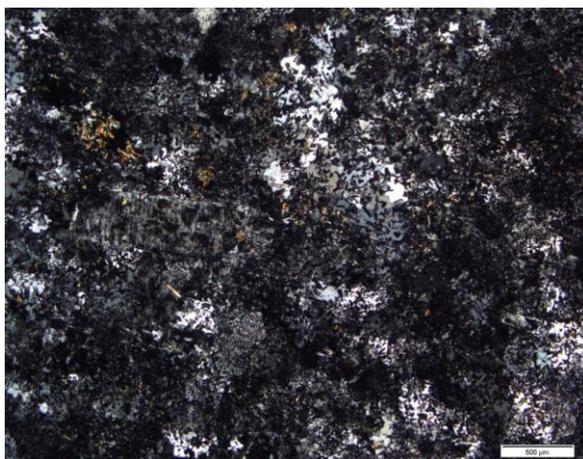


Рис. 39. Образец 18-v15-34/28. Порфировидный микрогранит с анализатором

Граниты пробы 18-v15

- 18-v15-34/8
- △ 18-v15-34/67
- + 18-v15-34/80
- × 18-v15-34/28

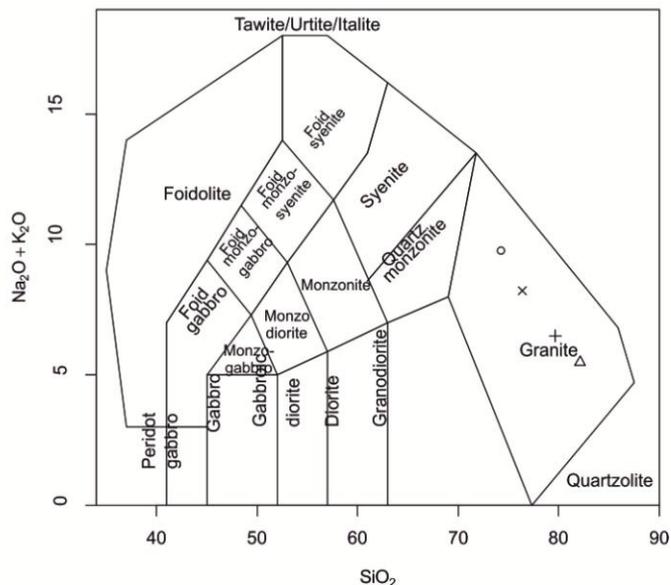


Рис. 40. Диаграмма TAS, Middlemost, 1994 для галек интрузивных пород пробы 18-v15-34

На классификационной диаграмме (Middlemost, 1994) точки составов попадают в поле гранита. По химическим характеристикам в породах содержание SiO_2 варьирует от — 73.79 до 80.96 мас. % высокое содержание Al_2O_3 - от 14.64 до 11.5 мас. %. Сумма щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - от 9.7 до 5.4 мас.% .

В целом гальки характеризуется низким содержанием титана, железа и фосфора.

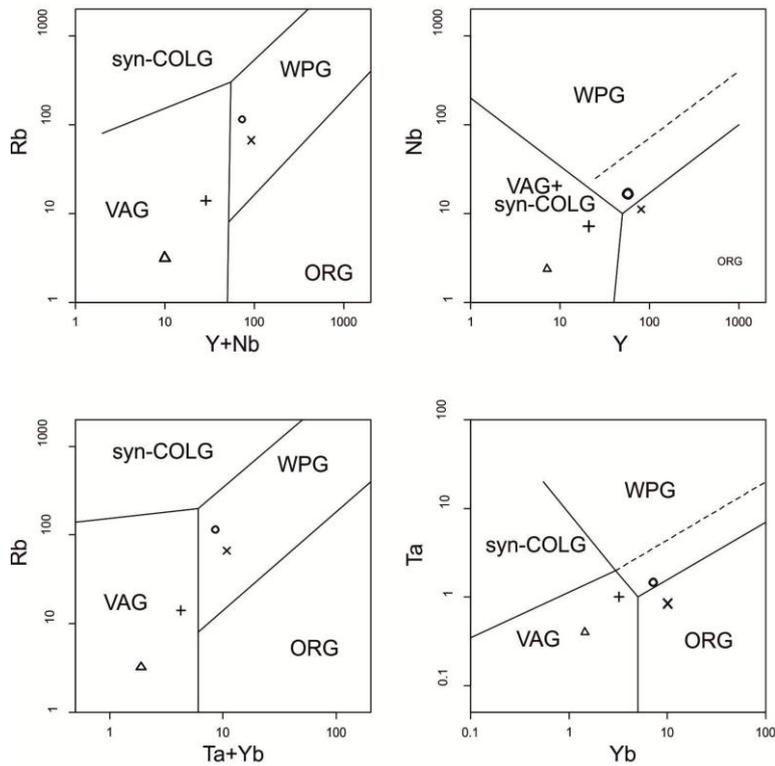


Рис. 41. Дискриминационные диаграммы Rb – Y+Nb, Nb – Y, Rb – Ta+Yb, Ta – Yb для галек интрузивных пород пробы 18-v15-34 (Pearce et al., 1984) (пунктирная линия на диаграммах Nb-Y и Ta – Yb – граница ORG для аномальных рифтов); поля на диаграмме: ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, syn-COLG – коллизионные граниты. Обозначения см. рис. 40.

Исследованные образцы попадают в область гранитоидов вулканических дуг, захватывая область внутриплитных гранитов.

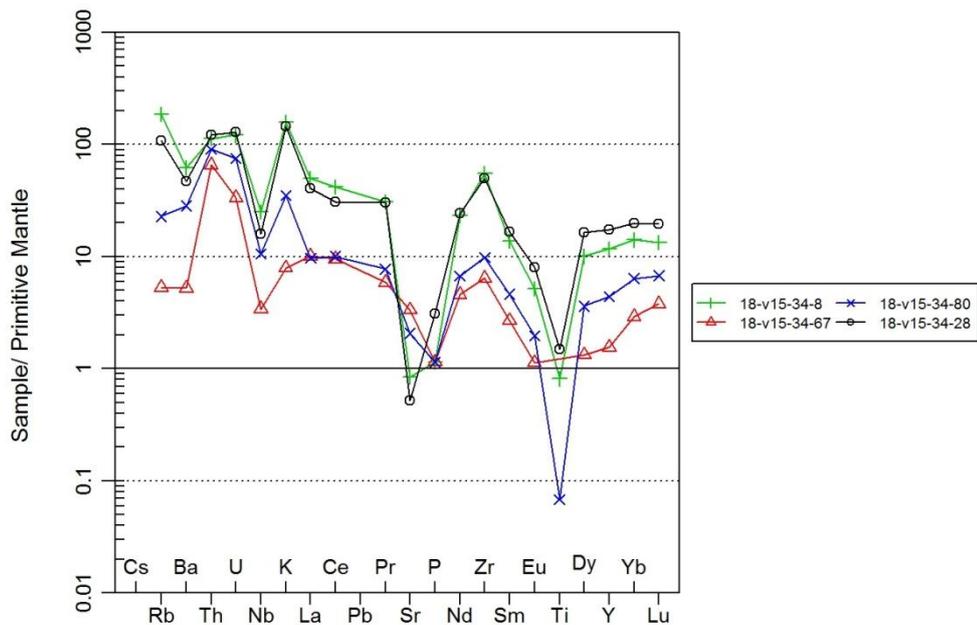


Рис. 42. Мультиэлементные спектры для галек интрузивных пород пробы 18-v15-34, нормализованные к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)

На мультиэлементных спектрах гранитов все изученные образцы имеют близко распределение редких и малых элементов с отрицательными аномалиям Ti, P, Sr, Nb (см. рис.42) И повышенные содержания K, Th, U.

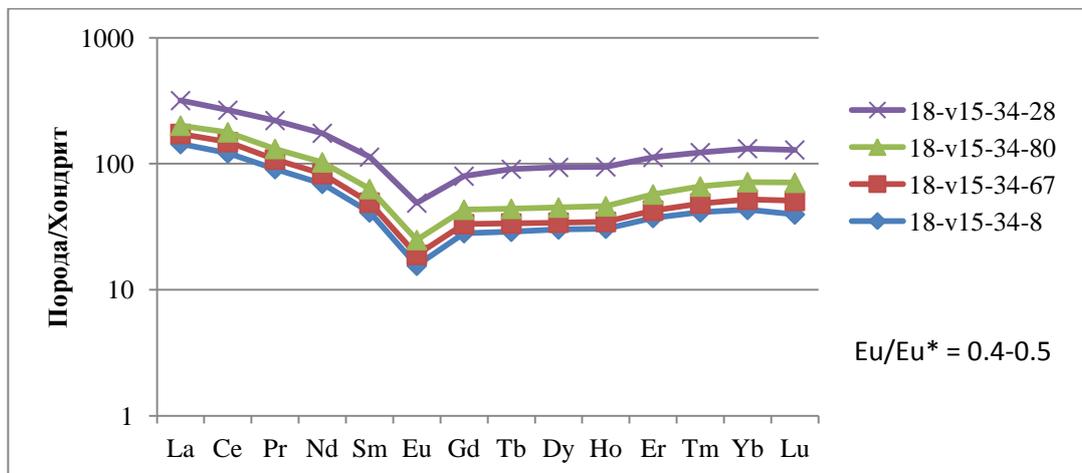


Рис. 43. Спектр распределения редкоземельных элементов для гранитов пробы 18-v15, нормализованные к хондриту (Sun, McDonough, 1989)

Возрастает степень обогащенности легкими REE по сравнению с тяжелыми. Появляется Eu аномалия, что свидетельствует о широком развитии процессов кристаллизационной дифференциации, а именно о фракционировании плагиоклаза. (см. рис. 43)

Вулканыты пробы 18-v15

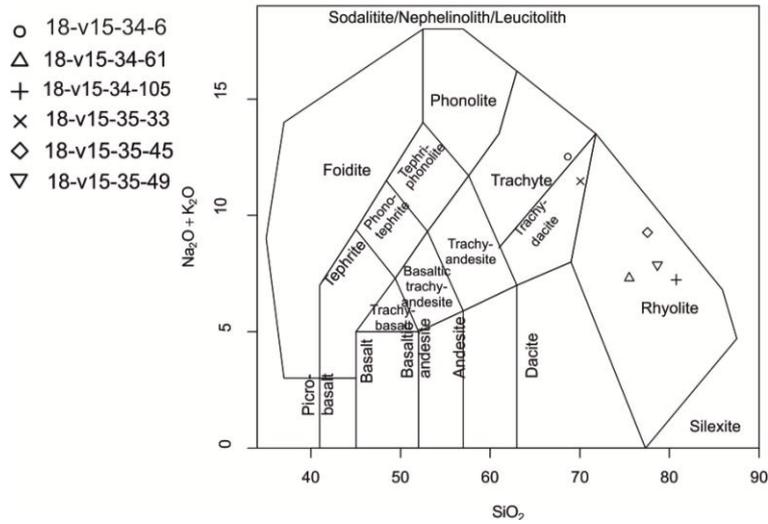


Рис. 44. Диаграмма TAS, Middlemost, 1994 для вулканыты пробы 18-v15-34 и 18-v15-35

На классификационных диаграммах фигуративные точки составов локализуются в основном в полях риолитов, также попадают в область дацитов и трахидацитов (см рис 44) Содержание SiO_2 варьирует от 68,13 до 80,46 мас.%

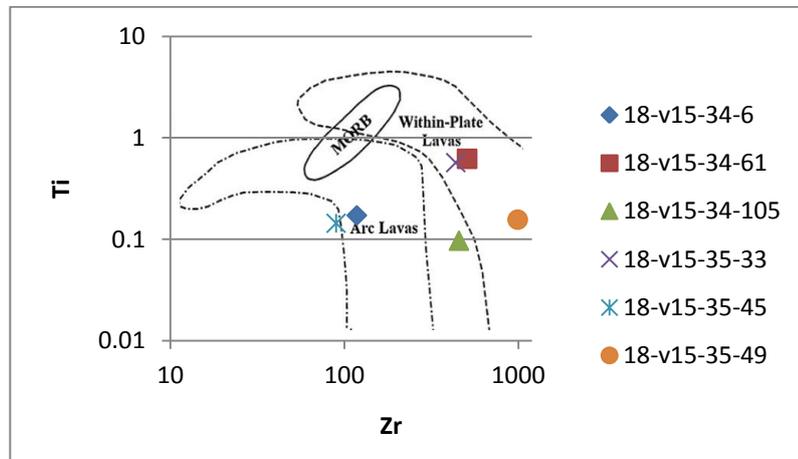


Рис. 45 Дискриминационная диаграмма Ti-Zr, для вулканыты пробы 18-v15-34 и 18-v15-35 (Pearce, 1982). Поля на диаграмме: MORB – базальты срединно-океанических хребтов; Within-plate lavas-внутриплитные базальты, Island Arc lavas – базальты вулканытыческих островов

Исходя из данных полученных по классификации Ti-Zr (Pearce, 1982), риолиты попадают в поле внутриплитных лав и вулканытыческих дуг, что соотносится с геодинамической обстановкой гранитов аналогичной пробы.

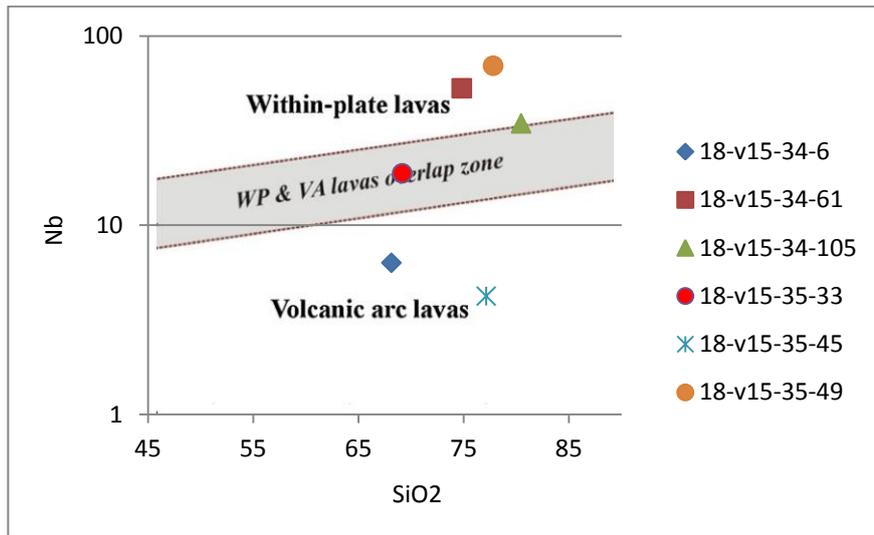


Рис. 46. Дискриминационная диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Nb}$, для вулканитов пробы 18-v15-34 и 18-v15-35 (Pearce, J.A., Gale, G.E., 1977)

Исходя из данных полученных по классификации $\text{SiO}_2\text{-Nb}$, риолиты попадают в поле внутриплитных базальтов и в поле вулканических дуг. (см. рис. 46)

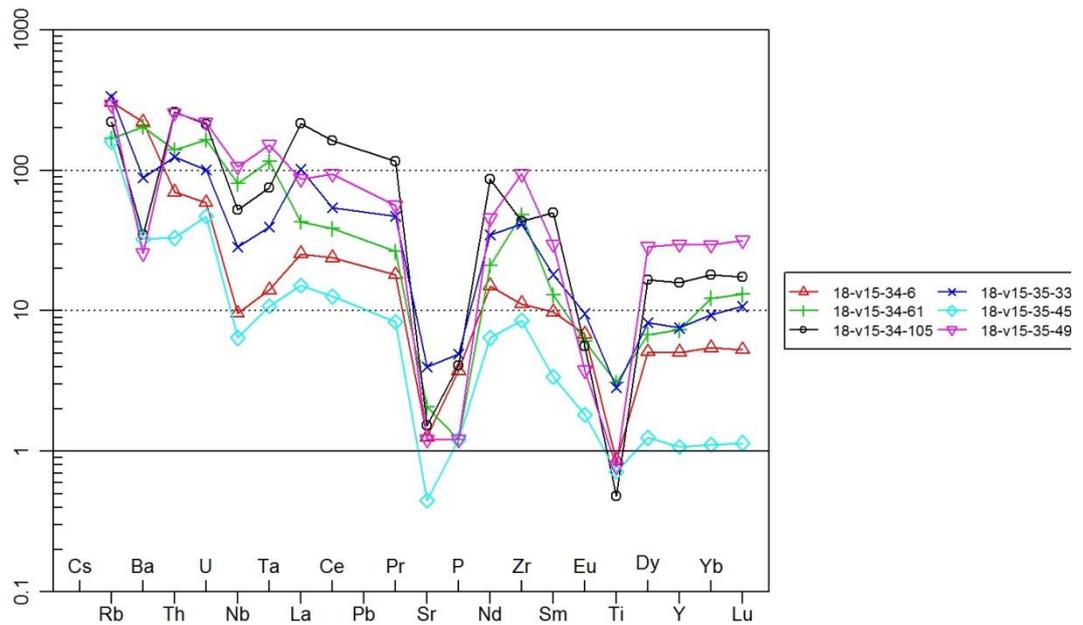


Рис. 47 Мультиэлементные спектры для вулканитов пробы 18-v15-34 и 18-v15-35, нормализованные к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)

Отрицательные аномалии Ba, Nb, Sr, Ti и положительные Pb, Zr на спайдер диаграмме риолитов (см. рис.47) указывают на фракционирование плагиоклаза, калиевого полевого шпата и акцессорных минералов в процессе кристаллизации гранитного расплава

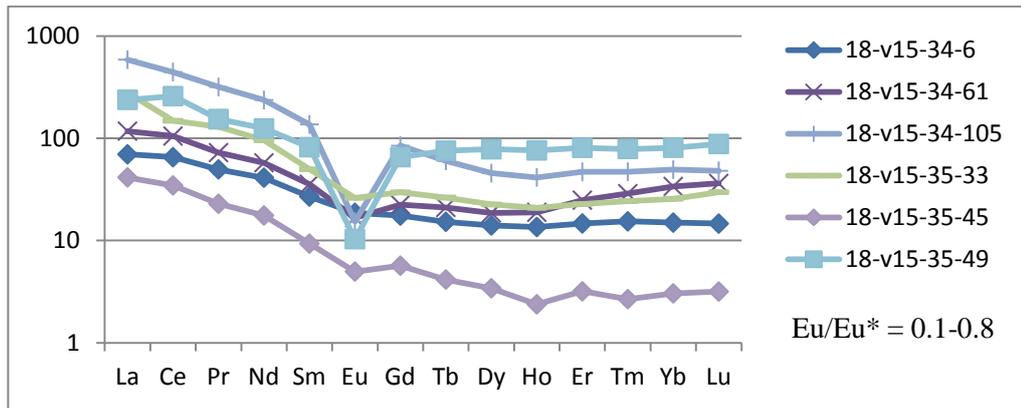


Рис. 48 Спектры распределения редкоземельных элементов для риолитов пробы 18-v15 -34 и 18-v15-35, нормализованные к хондриту (Sun, McDonough, 1989)

Диаграмма редкоземельных элементов (РЗЭ). (см. рис. 48) Нормирована на хондрит (Sun, McDonough, 1989). В целом для гранитов характерна отрицательная европиевая аномалия

Глава 7. U-Pb датирование цирконов

U-Pb датирование было проведено для 5 образцов из проб 15-v15-25, 15-v15-28 на ионном микрозонде SHRIM – II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Отобранные зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TERMORA и 91500, а далее сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков датирования на поверхности зерен использовались оптические и катодоллюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональности цирконов.

Обработка данных датирования обломочных цирконов производилась в программе Isoplot 4

15-v15-28/1/ По результатам датирования восьми зерен циркона получен конкордантный возраст 363 ± 1.1 млн лет.

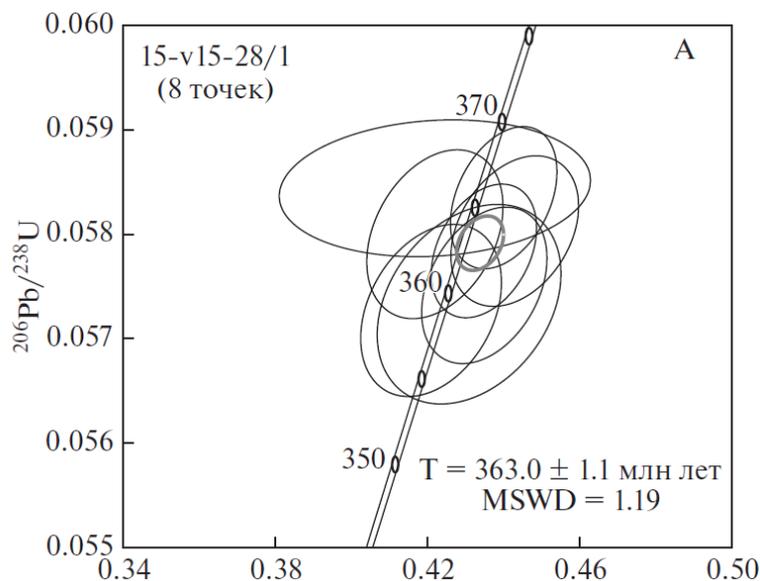


Рис 49 Диаграмма с конкордией для цирконов. Образец 15-v15-28/1

15-v15-28/2. Результаты датирования показали что цирконы не образуют возрастные группы, а располагаются вдоль конкордии разрозненно со сгущениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов от среднедевонского (399.6 ± 2.6 млн. лет) до раннепермского (273.7 ± 2.0 млн. лет) и раннемезозойского (от 206.2 ± 2.9 до 153.9 ± 1.4 млн. лет). Возраст пород определить невозможно из-за отсутствия отчетливых кластеров.

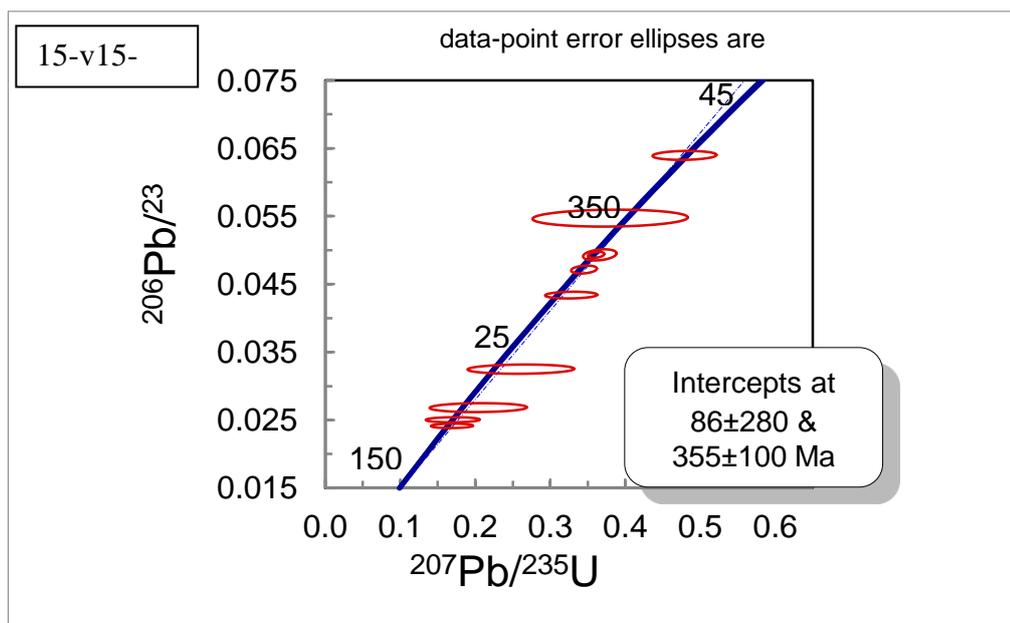


Рис. 50. Диаграмма с конкордией для цирконов. Образец 15-v15-28/2

15-v15-28/4. Согласно итогам датирования девяти зерен циркона получен конкордантный возраст 328.4 ± 1.1 млн. лет. Присутствует единичное зерно с $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастом 943.4 ± 6.2 млн. лет, но присутствие в выборке одного зерна неопротерозойского возраста не дает возможным рассматривать его обнаружение для интерпретации возраста пород в источнике сноса.

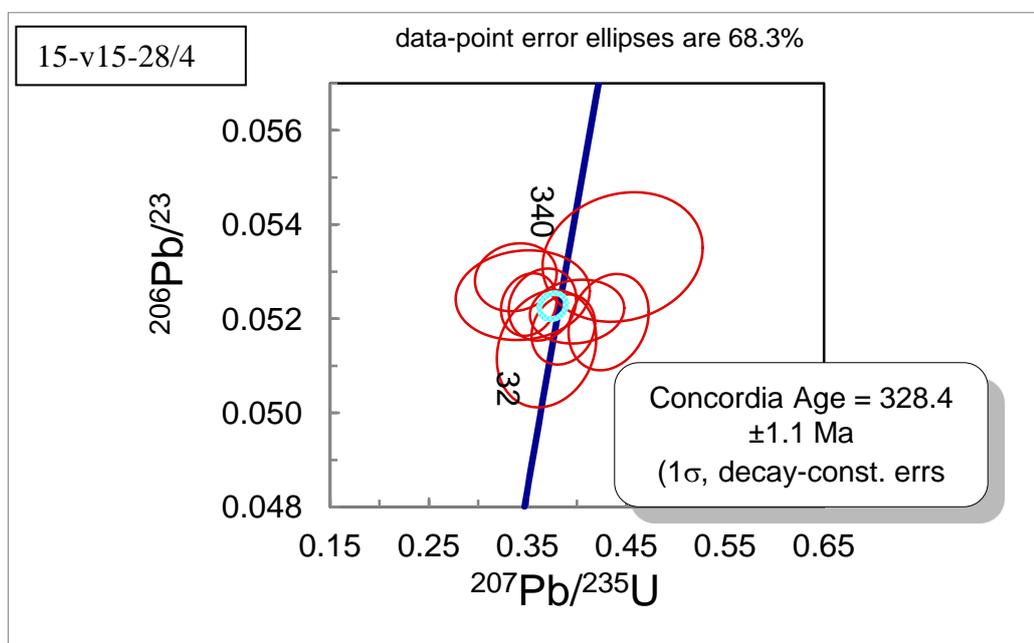


Рис. 51 Диаграмма с конкордией для цирконов. Образец 15-v15-28/4

15-v15-28/5. По итогам датирования для всех цирконов получен конкордантный возраст 345.3 ± 0.81 млн. лет.

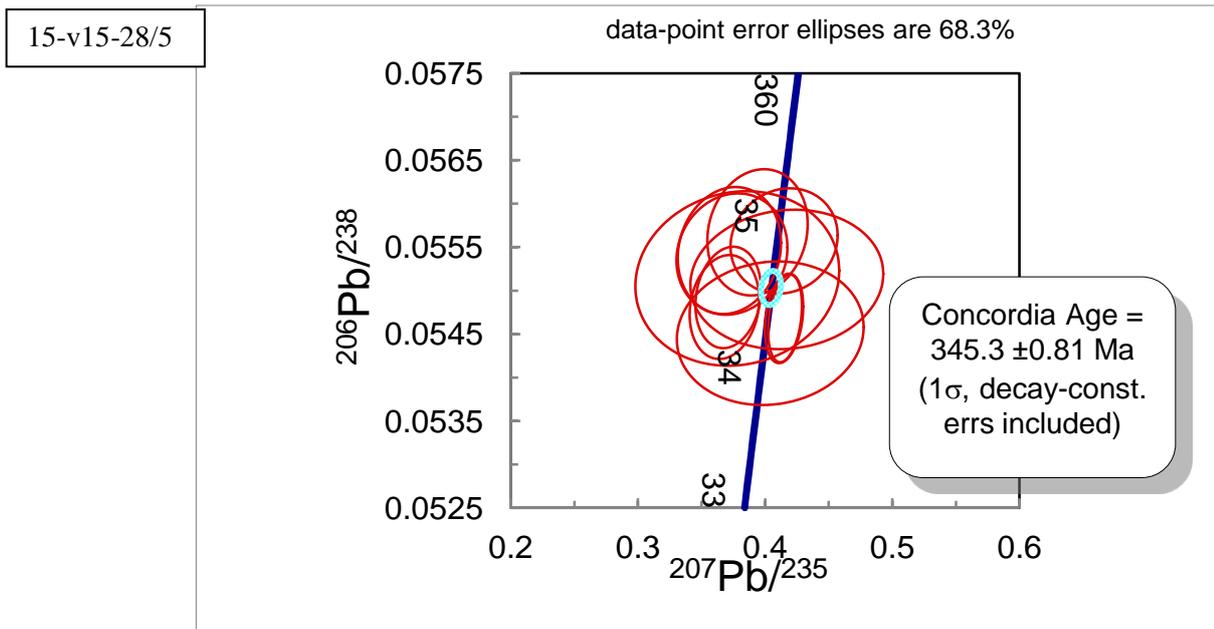


Рис. 52. Диаграмма с конкордией для цирконов. Образец 15-v15-28/5

15-v15-25/2 По результатам датирования получено несколько возрастных групп цирконов. Для разных зерен установлены разные конкордантные возраста. Вероятно, возраст гранитов ранне- или среднепермский, но имеющихся данных недостаточно, чтобы выбрать какой-либо из конкордантных возрастов.

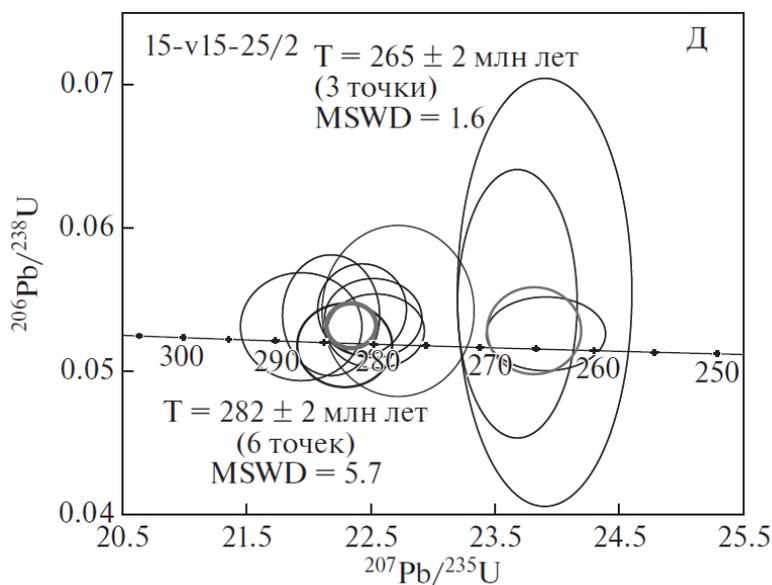


Рис. 53. Диаграмма с конкордией для цирконов. Образец 15-v15-25/2

Обсуждение результатов

В результате проделанной работы можно сделать следующее заключение. Петрографическое исследование галек показали, что основная часть относится к кислым вулканическим стеклам, игнимбрикам, туфам, гранитам, катаклазированным гранитам и милонитам.

Интерпретация геохимических данных показала, что породы, скорее всего, образовались в коллизионной зоне (активная окраина). Ассоциация гранитов и вулканитов скорее свидетельствует о том, что они образовались на активной окраине андийского типа или островной дуге с континентальной корой. Породы известково-щелочной серии широко распространены в современных вулканических дугах, на активных континентальных окраинах андийского и их древних аналогах.

U-Pb датирование цирконов из исследуемых магматических пород показало, что их возраст кристаллизации охватывает интервал позднего девона - раннего карбона. Вместе с геохимическими данными говорящими об орогенной природе образцов, можно заключит, что в это время на исследуемой территории располагалась активная континентальная окраина.

В пределах севера Баренцевоморского региона не известны выходы гранитных пород в обнажениях и не вскрыты единичными скважинами. Вероятнее всего они входят в состав фундамента перекрытый осадочным чехлом позднего палеозоя-мезозоя. Изученные гальки довольно большого размера, а сами конгломераты полимиктового состава, что указывает на локальный источник сноса. Поэтому предполагаемая активная окраина в позднем девон-раннем карбоне должна была располагаться в пределах ЗФИ и его окрестностях. В это время исследуемый регион был частью континента Балтия, следовательно, изученные гальки, вероятно, являются свидетельством поздних стадий закрытия океан Япетус.

Похожие события известны на: северном склоне Аляски, Канадские Арктические острова, северная Гренландия, Шпицберген, Северная Земля, Новосибирские острова (о. Котельный), Верхоянск и Чукотка. (Ripington, 2010)

Дискуссионным остается вопрос, связанный с событием в Арктике, происходившем в позднедевонское время – элсмирская орогения.(см. рис.) Данный вопрос до сих пор до конца не изучен, так как большая часть фрагментов орогена скрыта под морями в шельфовых районах. По возрасту датированные граниты совпадают с этими событиями, и вероятно, ЗФИ - это еще один регион Арктики, где элсмирская орогения была проявлена.

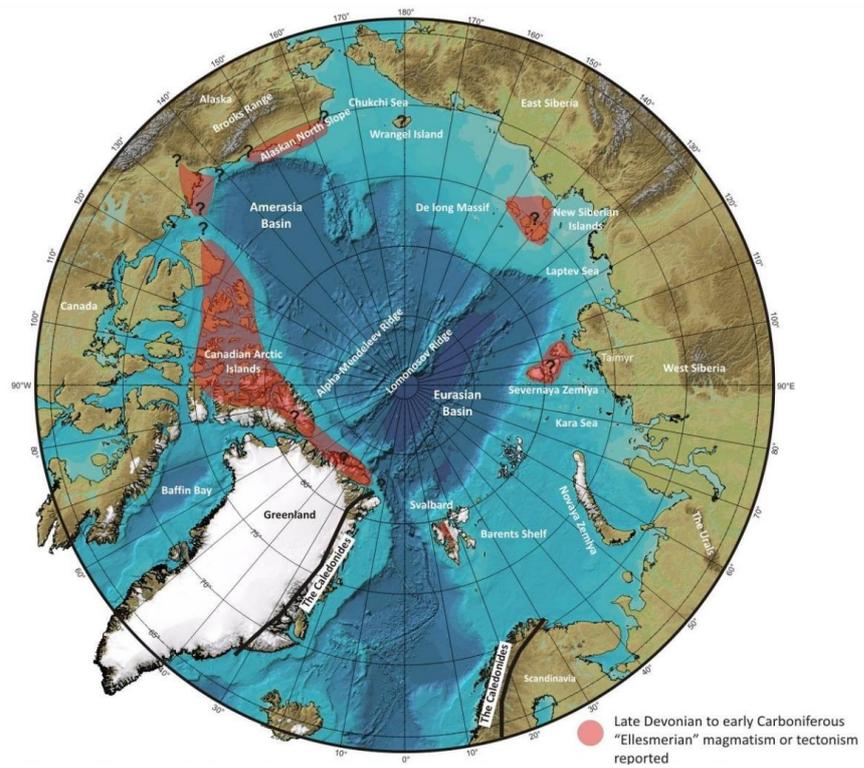


Рис. 54. Карта Арктики. Красным цветом показаны места распространение магматизма и деформационных событий позднего девона – раннего карбона . (Ripington, 2010)

Выводы

Результаты петрографического исследования галек магматических пород из нижнеюрских конгломератов арх. Земли Франца - Иосифа показали, что они представлены интрузивными так и эффузивными разностями, в основном кислого состава.

Изученные гальки по своим геохимическим характеристикам относятся к магматическим породам сформировавшихся в пределах активных континентальных окраин.

U-Pb датирование цирконов показало их фамен-раннекаменноугольный возраст.

Изученные гальки довольно большого размера, а сами конгломераты полимиктового состава, что указывает на близкий источник сноса.

Исследования показали, что в позднедевонское - раннекаменноугольное время на северо-востоке Баренцевоморского региона существовала активная окраина с широким проявлением магматизма кислого состава.

Список литературы

1. Боярский П. В. Земля Франца-Иосифа: Острова и архипелаги Российской Арктики. М.: Изд-во Paulsen, 2013, 680 с.
2. Верниковский В.А. Добрецов Н.Л. , Д.В. Метелкин, Н.Ю. Матушкин, И.Ю. Кулаков Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики. // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 8, с. 1083—1107
3. Вискунова К. Г., Зинченко А. Г., Кийко О. А. Козлов С. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Т-37–40 — Земля Франца-Иосифа (южные острова).— СПб.:ВСЕГЕИ, 2004
4. Дымов В. А., Качурина Н. В., Макарьев А. А., Макарьева Е. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000(третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист U-41–44 —Земля Франца-Иосифа (восточные острова). Объяснительная записка. — СПб.:Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 220 с
5. Дымов В. А., Качурина Н. В., Макарьев А. А., Макарьева Е. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист U-37–40 — Земля Франца-Иосифа (северные острова). — СПб.:ВСЕГЕИ, 2006
6. Качурина Н. В., Шкатов Е. ., Андреева И. А. О морфоструктурной позиции желобов Святой Анны и Франц-Виктория в свете новых данных // Разведка и охрана недр, 1999, № 7–8.
7. Короновский Н.В., Демина Л. И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. М.: КДУ, 2011 – 234 с.
8. Кочурова Р. Н. Основы практической петрографии. Л., Ленингр. ун-та, 1977, 176 с.
9. Половинкина Ю. И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Недра, Москва 1966, часть 1, 239с.
10. Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Недра, 1973, 392 с.
11. Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных. Москва. Интермет Инжиниринг 2001, 288 с.
12. Старк А. Г., Шкатов Е. П., Кузнецова Л. А. Новые данные о геологическом строении северной окраины Баренцевоморского шельфа по сейсмическим исследованиям // Разведка и охрана недр, 1999, № 7–8.
13. Столбов Н. М., Устинов Н. В., Голубкова Е. Ю. Какого возраста отложения складчатого фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа? // Геологогеофизические

характеристики литосферы Арктического региона. Тр. НИИГАВНИИОкеангеология. Т. 210, вып. 6. — СПб., 2006.

14. Школа И. В., Фефилова Л. А., Макарьев А. А. Верхний триас Земли Франца-Иосифа (стратиграфическое расчленение для целей геологического картирования) // Стратиграфия и фауна палеозоя и мезозоя Арктики — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000

15. Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // J. Petrol., 2008, v.49, № 11, p. 1955—1969.

16. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, № 11, p. 2033—2048.

17. O'Connor J. T. A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1965. V. 525B. P. B79-B84.

18. Pearce J, A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Thorpe R. S. (ed.) Andesites. Wiley, Chichester, 1982. P. 525-548.

19. Pearce J. A., Gale G. H. Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks // Geol.Soc. 1977. V. 7. P. 14-24.

20. Pearce J. A., Harris V. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984.V. 25. P. 956-983.

21. Rippington Stephen James, Helen Smyth, Robert A. Scott, Alexander Gubanov. The Ellesmerian Orogeny: fact or fiction? // CASP, University of Cambridge, 2010.

22. S.-s. Sun and W. F. McDonough. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications 1989; v. 42; p. 313-345

23. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. Vol. 95. Is. 4. P. 407–419.