

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

**Семихина Евгения Викторовна**

**Петрология плагиогранитов зоны Рюдален в офиолитовом комплексе Люнген,  
Северная Норвегия**

Магистерская диссертация

«К ЗАЩИТЕ»

Научный руководитель:  
к.г.-м.н., доцент. М. Ю. Корешкова

\_\_\_\_\_ 2016  
«\_\_\_»\_\_\_\_\_

Заведующий кафедрой:  
д.г.-м.н., проф. В. А. Глебовицкий

\_\_\_\_\_ 2016  
«\_\_\_»\_\_\_\_\_

Санкт-Петербург  
2016

## Содержание:

Введение .....	3
Глава 1. Характеристика района исследований .....	8
1.1. Физико-географическая характеристика .....	8
1.2. Основные черты геологического строения.....	14
Глава.2. Методы исследований.....	18
2.1. Количественно-минералогические подсчеты.....	18
2.2. Рентгенофлюоресцентный анализ (XRF).....	19
2.3. Микронзондовый анализ (ЕМА - Electronmicroprobeanalysis).....	20
2.4. Метод масс-спектрометрии с использованием индуктивно связанной плазмы (ICP – MS).....	21
2.5. Термобарометрические методы.....	21
Глава 3. Результаты исследований.....	25
3.1. Полевые материалы.....	25
3.1.1. Описание тел плагиогранитов.....	26
3.1.2. Вмещающие габбронориты.....	32
3.1.3. Сдвиговые зоны.....	33
3.1.4. Диорито- гнейсы .....	34
3.2. Петрография.....	34
3.2.1. Плагиогнейсы .....	36
3.2.2. Вмещающие габбро.....	39
3.2.3. Диорито- гнейсы .....	41
3.3. Минералогия плагиогранито-гнейсов.....	42
3.4. Термобарометрия.....	50
3.5. Петрохимия плагиогранитов.....	51
Глава 4. Обсуждение результатов.....	57
4.1. Состав плагиогнейсов и происхождение их протолитов.....	57
4.2. Условия метаморфизма плагиогранитов и геологическая история офиолитового комплекса Люнген.....	61
Заключение .....	65
Список литературы .....	67
Приложение.....	69

## Введение.

Полуостров Люнген(Люнген) находится в северной части Норвегии, в губернии Тромс. Ближайший крупный населенный пункт – город Тромсо. В тектоническом отношении Норвегия подразделяется на две неодинаковые по размерам области: большую, северо-западную часть, испытавшую каледонскую складчатость (область каледонид), и меньшую, юго-восточную - с древним, докаледонским фундаментом (область Балтийского щита). Большая часть территории Норвегии, включая архипелаг Свальбард, является фрагментом каледонского складчатого пояса, раздробившегося в конце мезозоя (MZ) при раскрытии Атлантического океана.

Комплекс Люнген представляет собой отдельную тектоническую пластину в составе Верхнего аллохтона Скандинавских Каледонид (Рис. 1). Комплекс является фрагментом офиолитового комплекса и делится на две части: западную, представленную габброидами и подушечными базальтовыми лавами, соответствующими по составу базальтам СОХ, и восточную, представленную габбро-норитами, кварцевыми габбро, и диоритами и дайками бонинитов. Между Западной и Восточной частями расположена масштабная зона пластичных сдвигов Рюпдален, в которой расположены многочисленные тела плагиогранитов.

Образование плагиогранитов может происходить в разных обстановках - от спрединговых до субдукционных. В офиолитовых комплексах плагиограниты обычно являются последним продуктом дифференциации базальтовой магмы в нижнем габбровом слое океанической коры. Также возможно выплавление плагиогранитов из пород океанической коры, хотя это бывает довольно редко. По данным Р. Селлбекк с соавторами (Selbekk, R.S., Furnes, 1998), в комплексе Люнген присутствуют 2 типа плагиогранитов: образовавшиеся в ходе дифференциации бонинитовой магмы и выплавившиеся непосредственно из габброидов комплекса Люнген. Работа посвящена петрологии даек плагиогранитов, расположенных в пределах сдвиговой зоны Рюпдален.

В ходе учебной практики и полевых работ были изучены дайки и линзы плагиогранитов. Дайки занимают секущее, а линзы согласное положение по отношению к главному направлению листоватости и полосчатости в амфиболизированных габброидах. Нами было обнаружено, что породы в дайках превращены в гнейсы, в т.ч., с гранатом. В работах норвежских геологов упоминается, что породы комплекса деформированы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и низкотемпературной амфиболитовой фаций. По мнению Р. Селлбекка с соавторами (Rune S. Selbekk, Colin J.

Bray , 2001 P.69–84), образование амфиболитов по габбро-норитам происходило одновременно с внедрением плагиогранитов. Согласно экспериментальным данным, выплавление плагиогранитов из пород основного состава наиболее вероятно в присутствии воды в системе ( $P_f < P_t$ ) или в водонасыщенных условиях ( $P_f = P_t$ ) с формированием гранатовых амфиболитов и эклогитов в качестве реститов (Rapp et al., 1991; Selbekk et al., 2002). В связи с этим возник вопрос о природе метаморфизма плагиогранитов: его месте в геологической истории комплекса и  $P$ - $T$ -параметрах, которые, очевидно, превышают условия низкотемпературной амфиболитовой фации.

**Целью** данной работы является определить условия метаморфизма плагиогранито-гнейсов зоны Рюпдален комплекса Люнген и сопоставить внедрение и метаморфизм плагиогранитов с тектонической и метаморфической историей офиолитового комплекса Люнген.

Для достижения поставленных целей были определены и выполнены следующие **задачи**:

1. изучить структурное положение даек;
2. дать петрографическую характеристику пород и их систематику;
3. определить метаморфические минеральные парагенезисы;
4. исследовать состав породобразующих минералов;
5. дать оценку давления и температуры равновесия минеральных парагенезисов;
6. исследовать состав плагиогнейсов и установить происхождение их протолитов; сопоставить внедрение и метаморфизм плагиогранитов с тектонической и метаморфической историей офиолитового комплекса Люнген.

Исследованию комплекса Люнген посвящено небольшое количество работ. Это труды норвежских геологов Кваснеса с соавторами (2004), Селбекка с соавторами (1998, 2002), Фурнеса и Педерсена (1995) и Оливера и Крога (1995). Эти работы посвящены геологическому строению комплекса и геохимии и геохронологии слагающих его пород. Детального изучения метаморфизма метаморфической истории комплекса пока не было проведено. **Актуальность** данного исследования заключается в определении условий метаморфизма и восстановлении метаморфической истории плагиогранито-гнейсов зоны Рюпдален, что имеет значение для понимания происхождения плагиогранитов и комплекса в целом.

Защищаемые положения:

- 1) В габбро-норитах восточной части комплекса Люнген в пределах сдвиговой зоны Рюпдален расположены многочисленные небольшие тела (дайки и согласные линзы),

сложенные плагиогранито-гнейсами. Гнейсы отвечают по составу плагиогранитам и плагиодацитам и риолитам энсиматических островных дуг.

- 2) Гнейсы испытали два этапа метаморфизма. К первому метаморфическому парагенезису относится Hbl и Grt I-ой генерации. Ко второму метаморфическому парагенезису относится Grt-II-ой генерации, CZo, Chl, Tc, Fe – чермакит. В среднем РТ условия метаморфизма для первого парагенезиса составили:  $T=700-800^{\circ}\text{C}$ ,  $P=5-6$  кбар. Для второго парагенезиса:  $T=300-400^{\circ}\text{C}$ ,  $P=13-14$  кбар.
- 3) I-этап метаморфизма предшествовал развитию зоны Рюпдален. Условия метаморфизма близки к условиям выплавления плагиогранитов по оценкам Р. Селлбекка и мы предполагаем, что метаморфизм произошел непосредственно вслед за внедрением плагиогранитов. II –этап по условиям соответствует субдукции на глубину примерно 40-45 км. Предположительно, часть коры энсиматической островной дуги была погружена в мантию вместе с океанической корой.

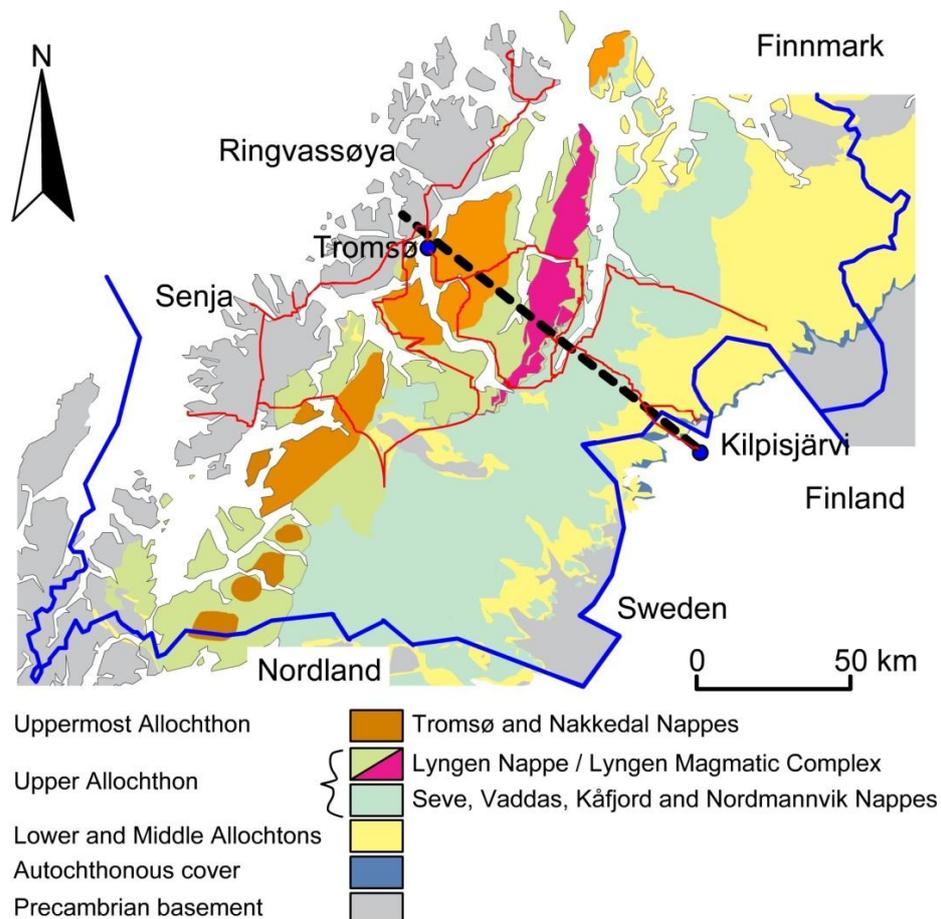


Рис.1 Тектоническая схема района Тромсø (S. Berg & K. Kullerud, 2013, no Ramberg et al., 2006)

**Фактические материалы.** В основу магистерской работы положены материалы, собранные при прохождении учебной и производственных практик 2013 и 2015 года.

Основная задача полевых работ заключалась в картировании территории площадью порядка 50000 м<sup>2</sup>, с описанием тел плагиогранитов с отбором образцов для дальнейшего детального изучения. В ходе этой работы были отобраны 70 образцов. Далее, в ходе этапа пробоподготовки были изготовлены шлифы с полированной поверхностью в количестве 30 штук и 36 покрытых шлифов. Пробы ТН 134(в) и ТН137 (б) для исследования составов пород.

В ходе проделанной работы использовались следующие **методы:**

- Петрографические исследования с помощью поляризационного микроскопа;
- Метод оценки количественно минералогического состава с помощью программы ImageScore;
- Метод оценки количественного минералогического состава с помощью столика Андина;
- Сканирующая электронная микроскопия и определение состава минералов (микрозонд);
- Оценка температуры и давления термобарометрическими методами:
  - Оценка температур с помощью гранат – биотитового термометра Л.Н. Никитиной(Никитина Л.П., 2005);
  - Оценка температур с помощью амфибол - плагиоклазового термометра Blundy&Holland(BlundyJ.D., HollandT. 1990);
  - Оценка давлений с помощью амфиболового геобарометра (AndersonJ.L. andSmithD.R. 1995).
- Исследование состава пород методами рентгено-флюоресцентного спектроскопического анализа и масс-спектрометрического анализа с индуктивно-связанной плазмой в качестве источника вещества (ICP-MS).

Проведенное исследование позволило установить этапы метаморфизма, оценить их P-T-параметры и сделать вывод о геодинамической обстановке метаморфизма плагиогранито-гнейсов зоны Рюпдален.

Автор благодарен организаторам практики Худолею Андрею Константиновичу, Верещагину Олегу Сергеевичу, Юлии Мун(университет Тромсё), Коре Куллероду(университет Тромсё) и Стефену Бергу (университет Тромсё), коллективу кафедры за ценные замечания и консультирование, Грузовой Елене Львовне (ВСЕГЕИ) и Антонову Антону Владимировичу (ВСЕГЕИ) за помощь в исследованиях, и Корешковой Марине Юрьевне как научному руководителю и руководителю учебной и производственной практик.

# ГЛАВА 1. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

## 1.1. Физико-географическая характеристика района.



Рис.2 Территория Норвегии на схеме GoogleMap.

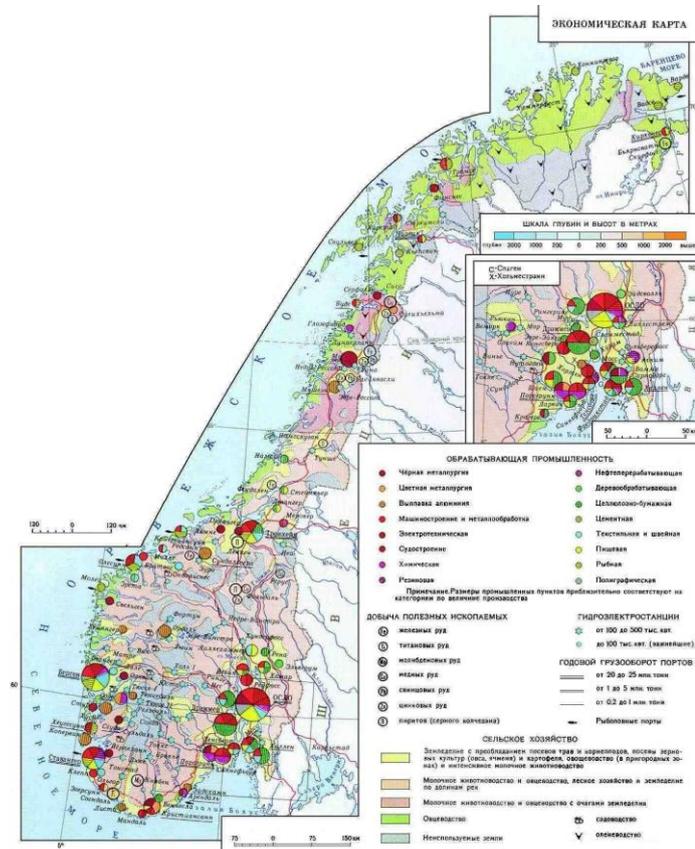


Рис. 3 Карта полезных ископаемых  
(интернет ресурсы: <http://www.mining-enc.ru/n/norvegiya/>.)

**Рельеф.** Норвегия — горная страна (Рис.2). Почти всю ее территорию занимают Скандинавские горы, сильно расчлененные фьордами и прорезанные глубокими долинами. В южной и северной частях страны расположены высокие плоскогорья (фьельды), у берегов — много островов, один из них — полуостров Люнген (Рис.4), который также характеризуется расчлененным рельефом. Наиболее высокие и обширные плоскогорья находятся в южной части страны. Местами они увенчаны кряжами и острыми вершинами — нунатаками. Самые мощные и высокие фьельды — Ютунхеймен, Юстедальсбр, Телемарк. Именно здесь, на массиве Ютунхеймен, находится высочайшая вершина Скандинавского нагорья — Галхёпйгген (2470 м)([http://ru.wikipedia.org/wiki/%C3%E5%EE%E3%F0%E0%F4%E8%FF\\_%CD%EE%F0%E2%E5%E3%E8%E8](http://ru.wikipedia.org/wiki/%C3%E5%EE%E3%F0%E0%F4%E8%FF_%CD%EE%F0%E2%E5%E3%E8%E8), 20.12.2015)

Западные крутые склоны гор обрываются или прямо в море, или к узкой прибрежной низине — странфлату. Эта низменность вышла из-под уровня моря в послеледниковую эпоху, когда континентальная платформа, освободившись от ледника, снова приподнялась. Ширина странфлата — от 5 до 60 км. Это не абсолютная равнина, здесь есть и холмы, но они не превышают 40 м над уровнем моря. На странфлате живет большая часть населения побережья и расположены многие города страны.

Обрывистые западные склоны Скандинавских гор изобилуют фьордами. Образовались фьорды по линиям тектонических разломов. Глубже всего вдаются в сушу и наиболее разветвлены фьорды Иестланна. Самые длинные из них — Согне-фьорд (204 км) и Хардангер-фьорд (179 км) ([http://ru.wikipedia.org/wiki/%C3%E5%EE%E3%F0%E0%F4%E8%FF\\_%CD%EE%F0%E2%E5%E3%E8%E8](http://ru.wikipedia.org/wiki/%C3%E5%EE%E3%F0%E0%F4%E8%FF_%CD%EE%F0%E2%E5%E3%E8%E8), 20.12.2015).

Вдоль берегов страны более 150 тыс. островов. Они расположены и отдельно, и целыми архипелагами. Наиболее крупный архипелаг — Лофотены и их северная часть — Нестеролен. Их сомкнутый строй прикрывает от разрушительных волн океана полосу странфлата. Между островами и побережьем море всегда спокойно. Поэтому именно здесь проходит каботажное сообщение.

Порожистые реки — крупнейшая среди них Гломма — местами образуют водопады. Склоны гор покрыты таёжными лесами, которые ближе к вершинам сменяются берёзовым редколесьем, лугами, а затем горной тундрой. В северной части полуострова простирается лесотундра. Всего леса занимают около 1/3 территории государства. Горы покрыты обширными ледниками общей площадью почти 3000 кв. км. Кроме того, на о. Шпицберген ледники занимают 36,6 тыс. кв. км.



Рис.4 Топографическая карта п-ова Люнген.(интернет ресурсы [http://www.kalumatravel.co.uk/ski/norway\\_ski\\_lodge.html](http://www.kalumatravel.co.uk/ski/norway_ski_lodge.html))

### Полезные ископаемые.

Страна располагает крупными месторождениями различных руд, цветных металлов, гранита, полевого шпата и многими другими (Рис.3). Доказанные запасы нефти 1,3 млрд т, что превышает половину всех запасов Европы. Доказанные запасы газа 1,25 трлн м<sup>3</sup>, что превышает четверть всех запасов Европы. (Интернет ресурсы: <http://luckycamper.net/country/норвегия/все-о-норвегии/5415>)

Норвегия - мировой производитель ферромарганца (около 10% мирового производства), меди, цинка, титана, молибдена, олова, алюминия (около 6%), магния (20%), ванадия (2%), кобальта (4%), слюды, ильменита (25%). Что касается минерального топлива, то раньше были известны лишь небольшие запасы каменных углей на архипелаге Шпицберген.(Интернет ресурсы:<http://luckycamper.net/country/норвегия/все-о-норвегии/5415>)

Однако открытие в 1970-х годах нефтяных и газовых месторождений на континентальном шельфе в Северном и Норвежском морях произвело переворот в оценке топливно-энергетического потенциала страны. Запасы нефти в норвежском секторе

Северного моря оценивались в 1976 г. в 2.5 млрд. т, а природного газа — в 708 млрд. куб. м. Запасы пиритов (серного колчедана), которые местами содержат медь, а также ильменит (титановая руда), никелевые, молибденовые и магнетитовые руды составляют металлорудные ископаемые Норвегии (<http://luckycamper.net/country/норвегия/все-о-норвегии/5415>).

На юге Норвегии открыты месторождения урана. Медноколчеданные месторождения находятся главным образом в центральной части страны (Сулитъельма, Лёккен. Рёрус). Медно-никелевые месторождения сульфатных руд расположены на юге, в районе Рингерике. Ильменитовые руды, богатые двуокисью титана, в больших количествах встречаются на севере Норвегии и на крайнем юго-западе, в районе города Эгерсунн, где само месторождение так и называется - Титания. Оно крупнейшее в Зарубежной Европе, и благодаря ему Норвегия считается одним из важнейших поставщиков ильменита в мир (Интернет ресурсы: <http://www.mining-enc.ru/n/norvegiya/>, 20.02.2016)

В железных рудах Норвегии содержится мало фосфора, и это повышает их качество, но при этом все они бедны железом, а значит, подвергаются обогащению. Самые крупные месторождения магнетитовых руд сосредоточены на севере Норвегии — в рудниках Сервангер и Рана. Однако руды и здесь содержат мало железа. Месторождения более богатых железом руд имеются в верховьях Троннхеймс-фьорда. В Норвегии очень велики запасы строительного камня (гранита, сланца, мрамора).

**Климат.** Располагаясь практически полностью в умеренном поясе, в сравнении с другими участками суши расположенными на тех же широтах — юг Норвегии оказывается значительно теплее и увлажнённое благодаря большому притоку тепла от Норвежского течения. Теплое течение, однако, не проникает в пролив Скагеррак, что резко сказывается на климате юго-восточной Норвегии, в это же время континентальные воздушные массы с Балтики легко проникают сюда. Также, часто во внеприбрежную зону проникают массы с более высоких широт, где зимой господствует Арктический максимум. Поскольку поверхность Норвегии круто обрывается к морю, а долины вытянуты меридионально, теплые воздушные массы не могут проникать очень глубоко в них, что создает ситуацию, когда зимой градиент снижения температур при движении вглубь фьорда больше, чем при движении на север. Высота Скандинавских гор не позволяет проходить воздушным массам на восток страны, и создают барьерный эффект, который при условии значительного влагонасыщения является причиной выпадения огромного количества осадков, как летом, так и зимой.

Влияние теплого течения на климат страны связано не с непосредственным нагреванием приокеанического слоя воздуха (территория юга Норвегии отделена от этого течения на 300—400 км.), а с западным переносом, приносящим эти нагретые воздушные массы (<http://luckycamper.net/country/норвегия/все-о-норвегии/5415>).

Средние температуры января колеблются от  $-17\text{ }^{\circ}\text{C}$  на севере Норвегии в городе Карашук до  $+1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  на юго-западном побережье страны. Средние температуры июля составляют около  $+7\text{ }^{\circ}\text{C}$  на севере и около  $+17\text{ }^{\circ}\text{C}$  на юге в Осло (интернет ресурсы: [http://ru.wikipedia.org/wiki/%C3%E5%EE%E3%F0%E0%F4%E8%FF\\_%CD%EE%F0%E2%E5%E3%E8%E8](http://ru.wikipedia.org/wiki/%C3%E5%EE%E3%F0%E0%F4%E8%FF_%CD%EE%F0%E2%E5%E3%E8%E8)).

Из всех скандинавских стран в Норвегии выпадает больше всего осадков от 1200 мм/г до более 2500 мм/г (Рис.5).

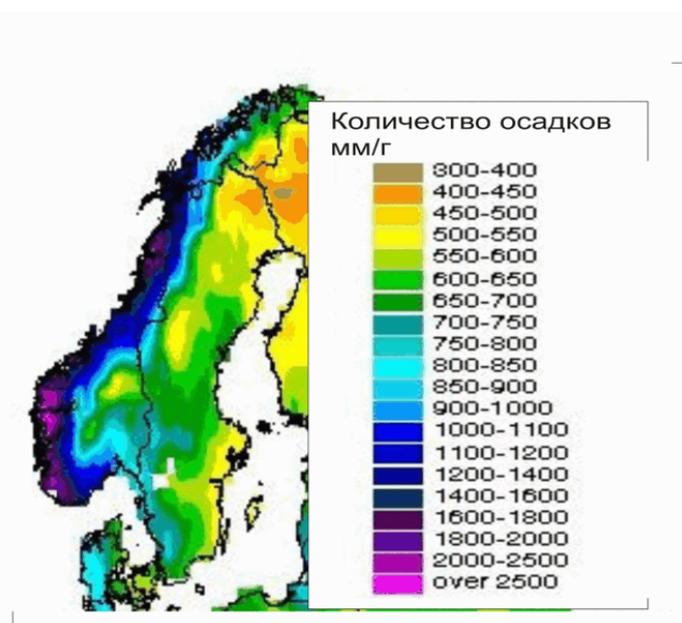


Рис.5 Схема осадков Скандинавии (интернет - ресурсы: [http://ru.wikipedia.org/wiki/%C3%E5%EE%E3%F0%E0%F4%E8%FF\\_%CD%EE%F0%E2%E5%E3%E8%E8](http://ru.wikipedia.org/wiki/%C3%E5%EE%E3%F0%E0%F4%E8%FF_%CD%EE%F0%E2%E5%E3%E8%E8))

**Гидрогеология.** Норвегия подразделяется на три гидрогеологические области, различающиеся по составу и особенностям водоносных комплексов: Балтийский щит, внутренние и внешние части каледонид. Для области Балтийского щита и отдельных тектонических окон каледонид характерны водоносные комплексы метаморфических пород архея и протерозоя, водоносные комплексы различных разновозрастных интрузивных пород, водоносные комплексы песчаников (верхний протерозой—нижний палеозой) и отложений платформенного чехла (кембрия, силура, девона, перми, юры и мела).

Для гидрогеологических областей каледонид главные водоносные комплексы — метаморфические породы верхнего протерозоя, венда и нижнего палеозоя. Меньшее значение имеют водоносные комплексы чехла (девон, юра, мел) и водоносные комплексы разновозрастных интрузивных пород. Гидрогеологические области внешних и внутренних частей каледонид различаются между собой по преобладанию тех или иных водоносных комплексов. Для внешней части характерны водоносные комплексы метаморфических пород верхнего протерозоя, венда (в тектонических окнах более древних) и интрузивных пород, для внутренней — водоносные комплексы нижнего палеозоя. На всей территории Норвегии развиты водоносные комплексы четвертичных ледниковых, озёрно-болотных, аллювиальных и других отложений. Гидрогеологические условия Шпицбергена контролируются повсеместно развитой многолетней мерзлотой. Многолетняя мерзлота, развитая в высокогорных районах Лапландии и Финмарка, имеет ограниченное "островное", а на Шпицбергене — повсеместное распространение (Интернет ресурсы: <http://www.avtomatik.com/c-b-f-f-b/index.html>, 20.02.2015).

**Растительный и животный мир.** Поскольку большую часть страны занимают горы, плато и ледники, возможности для роста и развития растений ограничены. Выделяют пять геоботанических районов: безлесный прибрежный с лугами и кустарниками, к востоку от него лиственные леса, дальше вглубь страны и к северу – хвойные леса, выше и еще дальше к северу пояс карликовых берез, ив и многолетних трав; наконец, на самых больших высотах – пояс трав, мхов и лишайников. Хвойные леса – один из важнейших природных ресурсов Норвегии, они дают разнообразную экспортную продукцию. В арктическом районе обычно встречаются северный олень, лемминг, песец и гага. В лесах до самого юга страны водятся горностай, заяц, лось, лисица, белка и – в небольшом количестве – волк и бурый медведь. Благородный олень распространен вдоль южного побережья (Интернет ресурсы: <http://www.avtomatik.com/c-b-f-f-b/index.html>, 20.02.2015)

**Транспортная сеть.** Транспортная система Норвегии напрямую зависит от количества населения и времени года. В густонаселённых областях инфраструктура является довольно развитой, в то время как в отдалённые деревни и даже в горнолыжные курорты автобусы ходят не слишком часто, что делает лучшим средством передвижения автомобиль. Автомобильные дороги находятся в отличном состоянии, поэтому можно легко добраться до интересующих геологических объектов.

## 1.2. Основные черты геологического строения территории.

Большая часть территории Норвегии (включая архипелаг Свальбард (Шпицберген) и мелкие острова) является фрагментом каледонского складчатого пояса, раздробившегося в конце мезозоя при раскрытии Атлантического океана. В тектоническом отношении Норвегия подразделяется на две неодинаковые по размерам области: большую, северо-западную часть, испытавшую каледонскую складчатость (область каледонид), и меньшую, юго-восточную - с древним, докаледонским фундаментом (область Балтийского щита). Область каледонид континентальной Норвегии (от района Ставангера на юго-западе до мыса Нордкап на побережье Баренцева моря на севере) имеет сложную покровно-надвиговую складчатую структуру.

В строении области континентальной Норвегии (юго-западная часть Балтийского щита) участвуют метаморфический и магматический комплексы докаледонских (свекофеннской, готской, дальсландской) складчатостей (конца раннего — позднего протерозоя) и платформенные отложения (от кембрия до четвертичного периода). Метаморфические комплексы области Балтийского щита и тектонических окон в каледонидах представлены ниже- и верхнепротерозойскими толщами, метаморфизованными от зеленосланцевой до амфиболитовой и гранулитовой фации. Метаморфические комплексы области каледонид Норвегии, достигшие в основном зеленосланцевой фации метаморфизма, имеют позднепротерозойский и раннепалеозойский возраст. Грабен Осло, заложившийся в начале перми и разделивший два докембрийских мегаблока Южной Норвегии, выполнен нижнепермскими континентальными красноцветными толщами и перекрывающей их мощной щелочной вулканоплутонической ассоциацией (лавы, агломераты, субвулканические тела щелочно-базальтового состава).

Платформенные образования (кембрий-силур, девон, пермь, юра, мел) характеризуются весьма ограниченным развитием. Широко распространены четвертичные ледниковые, озёрно-болотные, перигляциальные и аллювиальные образования. Морские четвертичные отложения, развитые на побережье Северного моря и Атлантического океана, имеют ограниченное развитие.

В строении северо-западной части Норвегии участвуют два комплекса пород. Первый включает докембрийские метаморфические породы фундамента, испытавшего повторную каледонскую складчатость (архейские и раннепротерозойские граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, метавулканиды,

позднепротерозойские песчаники) и отложения докембрийского осадочного чехла (позднепротерозойские песчаники, сланцы, конгломераты и известняки; ледниковые отложения — тиллиты, кварциты и сланцы). Второй представляет собой породы каледонского складчатого пояса (позднепротерозойские и кембрий-силурийские песчаники, конгломераты, вулканогенно-осадочные и карбонатные отложения). Тектонические покровы норвежских каледонид представлены серией перекрывающих друг друга тектонических пластин, переместившихся к востоку и юго-востоку и нарушенных более поздней каледонской складчатостью и разломами. В строении области каледонид принимают участие различные докаледонские и каледонские интрузивные, эффузивные и офиолитовые комплексы пород, а также послекаледонские платформенные отложения. Каледониды архипелага Шпицберген, являющиеся обособленными блоками складчатого пояса, характеризуются складчато-блоковой структурой. В их строении участвуют метаморфические породы докаледонского фундамента, каледонские геосинклинальные и орогенные (девонская моласса) образования и породы платформенного чехла, включая покров четвертичных ледниковых отложений.

В строении Каледонид в Северной Норвегии выделяют 4 аллохтона и параавтохтон. Породы докембрийского фундамента обнажены на островах западного побережья, на востоке, на территории Финляндии и в тектонических окнах (например, в районе г. Альта). Согласно С.Бергу с соавторами (2014), в тектонических окнах прослеживаются те же комплексы, что и на Балтийском щите (Bergh, Steffen G; Kullerud, Kåre, 2014).

Мы проводили свои работы в Северной Норвегии, на полуострове Люнген. Северная часть норвежских каледонид представлена комплексами пород от зеленосланцевой до эклогитовой фации метаморфизма. Низко-метаморфизованные породы относятся к Нижнему и Среднему аллохтонам, высоко метаморфизованные породы к Верхнему и Самому Верхнему аллохтонам. Эти породы были метаморфизованы до надвигов. Все покровы сохранились только в северной части, так как именно там была депрессия в фундаменте. С геологической точки зрения комплекс Люнген представляет собой отдельную пластину в составе Верхнего аллохтона. Комплекс делится на две части: западную часть, представленную габброидами и подушечными базальтовыми лавами, и восточную часть, представленную дайками бонинитов, габброноритами, кварц-содержащими габбро, кварцевыми диоритами и диоритами. Между Западной и Восточной частями расположена масштабная зона пластичных сдвигов, в которой и находятся изучаемые мной плагиограниты (Рис. 16). В сдвиговой зоне расположены тела перидотитов. Она является областью локализации деформаций. По ней происходило перемещение

восточной и западной частей комплекса друг относительно друга. В этой зоне массивные габбро-амфиболиты превращены в тонкозернистые полосчатые породы.

**Комплекс Люнген** представляет собой отдельную тектоническую пластину в составе Верхнего аллохтона Скандинавских Каледонид (Рис.1). Комплекс является фрагментом океанической коры и делится на две части: западную часть представленную габброидами и подушечными базальтовыми лавами, соответствующими по составу базальтам СОХ, и восточную часть представленную дайками бонинитов, габброноритами, кварц-содержащими габбро, кварцевыми диоритами и диоритами. Между Западной и Восточной зонами расположена масштабная зона пластичных сдвигов, в которой и находятся изучаемые мной плагиограниты (Рис.6).

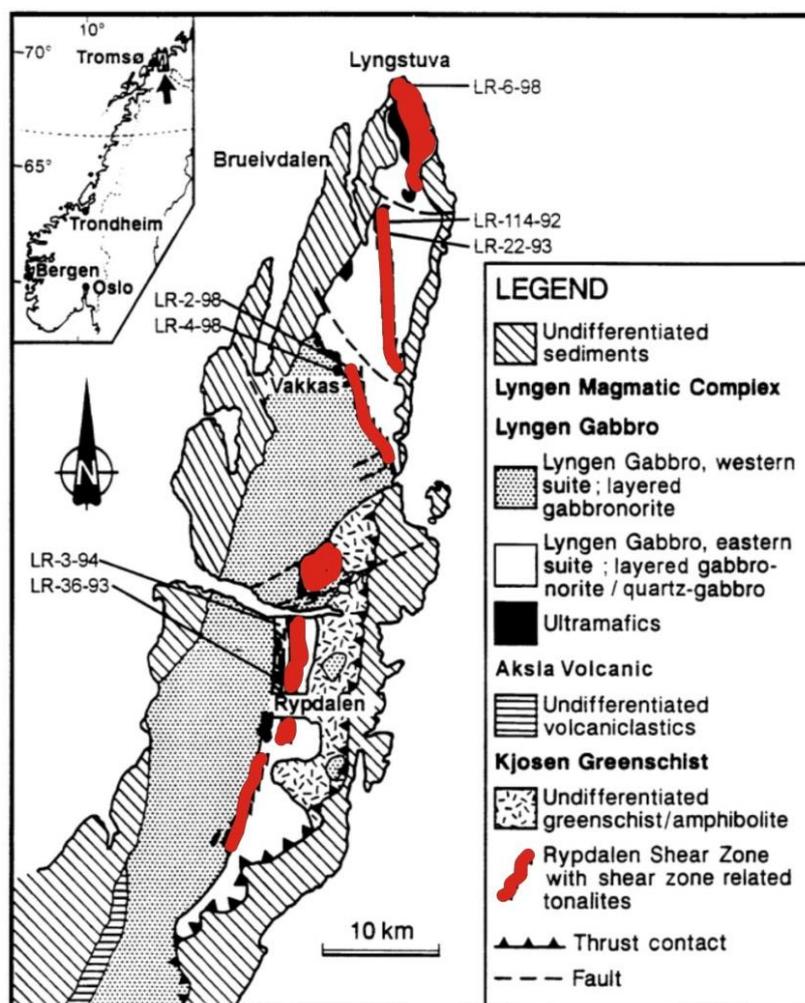


Рис.6. Геологическая карта п-ва Люнген. (по R.S. Selbekk et al. *Chemical Geology* 182 (2002) 69–84)

Согласно Р.Селлбек с соавторами (Rune S. Selbekk, Colin J. Bray, 2002) восточная часть магматического комплекса Люнген представляет собой нижнюю кору энсиматической островной дуги. На это указывают особенности состава габбро-норитов и

диоритов и присутствие даек бонинитового состава. По мнению этих авторов, сдвиговая зона Rypdalen являлась проводящим каналом для флюидов, отделившихся от пород субдуцируемой океанической коры. В этой зоне сдвига при частичном плавлении габброидов в присутствии воды выплавлялись плагиограниты, представленные в дайках. Плагиограниты офиолитового комплекса Люнген двух генераций: более ранние плагиограниты I генерации образовались в ходе дифференциации бонинитовой магмы, а плагиограниты II генерации выплавлялись непосредственно из габброидов комплекса Люнген. Плагиограниты в дайках относятся ко второму типу (Selbekk et al., 1998, 2000).

## ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### 2.1. Количественно-минералогический подсчет

Количественно-минералогический состав горных пород был определен линейным методом с помощью интеграционного столика Андина.

Линейный метод заключается в подсчете сумм длин отрезков, приходящихся на каждый минерал. Для этого можно использовать салазки и окуляр-микрометр, но наиболее представительные результаты получают, используя интеграционный столик Андина. Перед началом подсчета необходимо определить средний размер зерен, слагающих породу, потому что в вертикальном направлении шлиф передвигают на среднюю величину зерна. Если расстояние между горизонтальными линиями будет меньше чем средняя величина зерна, то точность подсчета повысится лишь для данного шлифа, а не для породы в целом. Если же, наоборот, это расстояние будет больше средней величины зерна, то число измеряемых отрезков может оказаться меньше числа зерен и, следовательно, точность подсчета снизится. Также следует учитывать то, что количество измерительных линий изменяется в зависимости от структурных и текстурных особенностей и заданной точности. Так для мелкозернистых пород достаточно произвести подсчет одного шлифа, а для пород с большим размером зерен необходимо от 4 до 8 шлифов (точность до 1%).

В этой работе использован линейный метод, так как он дает необходимую точность подсчетов. С помощью окуляр-микрометра (окуляр 8х, объектив 3,7х) был определен средний размер зерен и выбрано расстояние между горизонтальными линиями. После чего шлиф прикреплялся к препаратоводителю ИСА. Передвижение шлифа при подсчетах осуществлялось вращением отсчетных барабанчиков. После того как была подсчитана горизонтальная линия, винтом препаратоводителя шлиф перемещался в вертикальном направлении на среднюю величину зерна и аналогично суммировались длины отрезков для минералов по следующим горизонтальным линиям. Отсчеты по барабанчикам снимались, когда была просчитана максимальная длина отрезка для данного барабанчика. После чего его возвращали в нулевое положение. Затем для каждого минерала были подсчитаны суммы длин отрезков и рассчитаны содержания минералов в объемных процентах. Результаты подсчета приведены в таблице № 1.

## 2.2. Рентгенофлуоресцентный анализ (XRF)

Метод основан на зависимости интенсивности рентгеновской флуоресценции от концентрации элемента в образце. При облучении образца мощным потоком излучения рентгеновской трубки возникает характеристическое флуоресцентное излучение атомов. Излучение разлагается в спектр при помощи кристалл -анализаторов, далее с помощью детекторов и счетной электроники измеряется его интенсивность. Математическая обработка спектра позволяет проводить количественный и качественный анализ. Применяется для определения содержания главных и некоторых редких элементов. Аналитическая техника калибруется по государственным и международным стандартным образцам в диапазоне содержаний элементов от 5 г/т (ppm) до 100%.

Когда атомы образца облучаются фотонами с высокой энергией - возбуждающим первичным излучением рентгеновской трубки, это вызывает испускание электронов. Электроны покидают атом. Как следствие, в одной или более электронных орбиталях образуются вакансии, благодаря чему атомы переходят в возбужденное состояние, т.е. становятся нестабильны. Через миллионные доли секунды атомы возвращаются к стабильному состоянию, когда вакансии во внутренних орбиталях заполняются электронами из внешних орбиталей. Такой переход сопровождается испусканием энергии в виде вторичного фотона - этот феномен и называется «флуоресценция». Энергия вторичного фотона находится в диапазоне энергий рентгеновского излучения, которое располагается в спектре электромагнитных колебаний между ультрафиолетом и гамма-излучением. Энергия испускаемого вторичного фотона определяется разницей между энергией начальной и конечной орбиталей, между которыми произошел переход электрона.

Длина волны испускаемого фотона связана с энергией формулой  $E = E_1 - E_2 = hc/\lambda$ , где  $E_1$  и  $E_2$  - энергии орбиталей, между которыми произошел переход электрона,  $h$  - постоянная Планка,  $c$  - скорость света,  $\lambda$  - длина волны испускаемого (вторичного) фотона. Таким образом, длина волны флуоресценции является индивидуальной характеристикой каждого элемента и называется характеристической флуоресценцией. В то же время интенсивность (число фотонов, поступающих за единицу времени) пропорциональна концентрации (количеству атомов) соответствующего элемента. Это дает возможность элементного анализа вещества - определения количества атомов каждого элемента, входящего в состав образца.

Детектирование флуоресцентного излучения основано на преобразовании энергии флуоресценции в импульсы напряжения определенной амплитуды. Счетная электроника

фиксирует число импульсов поступающих от детекторов и энергетические уровни, соответствующие амплитудам. Современное качество анализирующей техники (усилители и анализаторы импульсов) позволяет во многих случаях получить удовлетворяющую большинство пользователей статистическую погрешность измерений за время всего за 2 секунды. Большее время счета требуется для легких элементов, которые излучают относительно небольшое число фотонов с малыми энергиями, либо для анализа элементов с концентрациями близкими к пределу обнаружения. Анализ и обработка результатов измерений проводится в автоматическом режиме. Для этого разработаны методики анализа многих элементов для различных типов веществ, реализованные в виде компьютерных программ.

### **2.3. Микронзондовый анализ (ЕМА - Electron microprobe analysis)**

Микронзондовый анализ в сущности близок к рентгенофлуоресцентному, за исключением того, что образец возбуждается сфокусированным пучком электронов. Препараты для анализа – полированные шлифы, аншлифы и т.д. с напылением из графита или золота. Метод используется, в основном, для анализа главных элементов в минералах и стеклах. Его несомненным достоинством является возможность исследования исключительно малых объектов, так как диаметр пучка электронов составляет 1-2 мк. Для стекол, чтобы уменьшить влияние неоднородности состава, можно использовать расфокусированный пучок диаметром порядка 30-35 мк. В принципе, предел обнаружения может быть расширен в область содержаний редких элементов при увеличении времени подсчета и точности фоновых измерений.

При попадании пучка электронов на объект возникает несколько видов излучения: характеристическое и тормозное рентгеновские излучения, обратно-рассеянные и вторичные электроны, катодолуминесценция и др. Информацию о составе объекта дает анализ характеристического излучения.

Изменение вторичной электронной эмиссии при развертке электронного пучка в растр позволяет изучать строение поверхности образца и распределение элементов по площади. Изображение в «отраженных» электронах (back-scattered electron imaging - BSE), наблюдаемое с помощью сканирующего электронного микроскопа, показывает усредненный атомный номер какого-либо участка какой-либо фазы. Чем выше атомный номер, тем больше электронов «отражается», тем ярче изображение фазы. Такие изображения широко используются при изучении взаимоотношений минералов, их зональности и т.д.

## 2.4. Метод масс-спектрометрии с использованием индуктивно связанной плазмы (ICP –MS)

Широко применяется для определения концентраций редких элементов и изотопов. Исследуемое вещество поступает на анализ в виде раствора. Таким образом, можно анализировать валовые пробы пород или мономинеральные фракции. Индуктивно связанная плазма используется в качестве ионного источника для масс-спектрометров. Индуктивно связанная плазма генерируется при прохождении Ar (или другого инертного газа) через 3 концентрические стеклянные трубы – т.н., факел. Газ поступает во внутреннюю трубу. На конце факела имеется медная катушка, которая соединена с радиочастотным генератором напряжения, создающим осциллирующее электромагнитное поле. Плазма создается с появлением нескольких электронов, которые колеблются и сталкиваются в магнитном поле. Чем больше свободных электронов сталкивается с атомами аргона, тем больше газ становится ионизированным. Ионы колеблются в магнитном поле, а атомы нет, что приводит к нагреванию газа, дальнейшей ионизации и образованию плазмы. Температура Ar-плазмы достигает 8000-10000 К, что позволяет легко ионизировать элементы, имеющие меньшую энергию ионизации, чем аргон (15.76 eV). Эффективность ионизации большинства литофильных и сидерофильных элементов близка к 100 %, тогда как халькофильных несколько ниже.

## 2.5. Термобарометрические методы

С целью определения P-T- условий метаморфизма комплекса Люнген, был использован классический метод минеральной термобарометрии, реализованный в программе GPT. (J.Reche & F.J. Martinez Departament de Geologia Unitat de Petrologia i de Geoquímica Universitat Autònoma de Barcelona. 08193- Bellaterra. (Barcelona) SPAIN). Своей популярностью традиционная геотермобарометрия обязана простоте использования, широкому диапазону применения и ряду других качеств.

При исследовании использовались следующие барометры и термометры:

### [1] Гранат - биотитовый термометр по Thompson, 76

Этот геотермометр построен на основе температурной зависимости коэффициента распределения железа и магния между гранатом и биотитом.

$$\langle \text{GRT} \rangle X := (\text{FE2} + \text{FE3}) / \text{MG};$$

$$\langle \text{BT} \rangle Y := (\text{FE2} + \text{FE3}) / \text{MG};$$

$$T:=(2739.646+0.0234*(P*1000-1))/(LN(X/Y)+1.56)-273;$$

**[2] Гранат - биотитовый термометр по HOLDAWAY M.J., LEES M**

Этот геотермометр построен на основе температурной зависимости коэффициента распределения железа и магния между гранатом и биотитом.

Уравнения данного геотермометра выглядят следующим образом:

$$\langle \text{GRT} \rangle X:=(\text{FE2}+\text{FE3})/\text{MG};$$

$$\langle \text{BT} \rangle Y:=(\text{FE2}+\text{FE3})/\text{MG};$$

$$T:=((6150+0.0246*P*1000)/(3.93-1.98721*LN(Y/X)))-273;$$

**[3] Гранат - биотитовый термометр по GOLDMAN D.S., ALBEE A.L. (1977)\***

Уравнения данного геотермометра выглядят следующим образом:

$$\langle \text{GRT} \rangle X:=\text{MN}/(\text{MG}+\text{CA}+\text{MN}+\text{FE2}+\text{FE3});$$

$$\langle \text{GRT} \rangle Y:=\text{CA}/(\text{MG}+\text{CA}+\text{MN}+\text{FE2}+\text{FE3});$$

$$\langle \text{GRT} \rangle N:=\text{MG}/(\text{FE2}+\text{FE3});$$

$$\langle \text{BT2} \rangle M:=\text{MG}/(\text{FE2}+\text{FE3});$$

$$\langle \text{BT2} \rangle Z:=(\text{FE2}+\text{FE3})/(\text{MG}+\text{FE2}+\text{FE3});$$

$$\langle \text{BT2} \rangle K:=\text{TI}/(\text{FE2}+\text{FE3}+\text{MG}+\text{MN}+\text{TI}+\text{AL4}+\text{AL6-4}+\text{SI});$$

$$\langle \text{BT2} \rangle L:=(\text{AL4}+\text{AL6-4}+\text{SI})/(\text{FE2}+\text{FE3}+\text{MG}+\text{MN}+\text{TI}+\text{AL4}+\text{AL6-4}+\text{SI});$$

$$T:=\text{SQRT}(5.57*1000000*0.177/(-\text{LN}(N/M)-1.22*X-2.14*Y+1.4*Z+0.942*K-1.59*L-0.492))-273.15;$$

**[4] Гранат - биотитовый термометр по LAVRENT'EV A.I.V., PERCHUK L.L. (1981)**

Уравнения данного геотермометра выглядят следующим образом:

$$\langle \text{GRT} \rangle X:=\text{MG}/(\text{FE2}+\text{FE3}+\text{MG}+\text{MN});$$

$$\langle \text{BT} \rangle Y:=\text{MG}/(\text{FE2}+\text{FE3}+\text{MG}+\text{MN});$$

$$T:=(30176-0.318*(P*1000-6000))/(8.313*LN(Y/(1-Y))*(1-X)/X)+21.04)-273;$$

**[5] Гранат - биотитовый термометр по LAVRENT'EV A.I.V., PERCHUK L.L. (1983-1)**

Уравнения данного геотермометра выглядят следующим образом:

$$\langle \text{GRT} \rangle X:=\text{MG}/(\text{FE2}+\text{FE3}+\text{MG}+\text{MN});$$

$$\langle \text{BT} \rangle Y:=\text{MG}/(\text{FE2}+\text{FE3}+\text{MG}+\text{MN});$$

$$T:=(30176-0.318*(P*1000-6000))/(8.313*LN(Y/(1-Y))*(1-X)/X)+21.04)-273;$$

**[6] Гранат - биотитовый термометр по PERCHUK L.L. (1981)**

Уравнения данного геотермометра выглядят следующим образом:

$$\langle \text{GRT} \rangle X := \text{MG} / (\text{FE2} + \text{FE3} + \text{MG} + \text{MN});$$

$$\langle \text{BT} \rangle Y := \text{MG} / (\text{FE2} + \text{FE3} + \text{MG} + \text{MN});$$

$$T := 3650 / (\text{LN}(Y / (1 - Y)) * (1 - X) / X) + 2.57 - 273;$$

**[7] Гранат - биотитовый термометр по Л.Н. Никитиной.** Этот геотермометр построен на основе температурной зависимости коэффициента распределения железа и магния между гранатом и биотитом.

Рассчитанная версия гранат-биотитового геотермометра работает в широком температурном диапазоне от 350° до 800°С, и получаемые значения температур не зависят от концентрации железа и магния, а так же других компонентов (кальция и марганца в гранатах, алюминия и титана в биотитах). Применения его не требует предварительного определения давления.

Уравнения данного геотермометра выглядят следующим образом:

$$T = (-14811,25A + 60034,08A^2 - 97177A^3 + 46500A^4) / (\text{Ln}K_{\text{Fe+Mn}} - 10,95A + 48,24A^2 - 81,78A^3 + 43,80A^4 + C + D + E), \text{ где}$$

$$A = 1 - X_{\text{Fe+Mg}}^{\text{Gr}}$$

$$C = -2,55(X_{\text{Ca}}^{\text{Gr}} - 0,100) - 2,70(X_{\text{Ca}}^{\text{Gr}} - 0,100)^2 + 3,54(X_{\text{Ca}}^{\text{Gr}} - 0,100)^3$$

$$D = -4,08(X_{\text{Al}}^{\text{Bt}} - 0,15) - 21,6(X_{\text{Al}}^{\text{Bt}} - 0,15)^2 - 634,5(X_{\text{Al}}^{\text{Bt}} - 0,15)^3 + 3628,8(X_{\text{Al}}^{\text{Bt}} - 0,15)^4$$

$$E = 1,8(X_{\text{Ti}}^{\text{Bt}} - 0,033) - 1,8(X_{\text{Ti}}^{\text{Bt}} - 0,033)^2$$

**[8] Гранат – хлоритовый термометр по PERCHUK (1989)**

Уравнения данного геотермометра выглядят следующим образом:

$$\langle \text{GRT} \rangle G := \text{MG} / (\text{FE2} + \text{FE3});$$

$$\langle \text{GRT} \rangle \text{GR} := \text{CA} / (\text{FE2} + \text{FE3} + \text{MG} + \text{CA} + \text{MN});$$

$$\langle \text{CHL} \rangle C := \text{MG} / (\text{FE2} + \text{FE3});$$

$$T := (55841 + 0.212 * P * 1000 + 49500 * \text{GR}) / (10.76 - 15 * 1.9872 * \text{LN}(G/C) + 22.5 * \text{GR}) - 273;$$

**[9] Амфибол - плагиоклазовый термометр по Blundy, Holland.** Этот термометр был получен авторами с учетом неидеальности твердых растворов амфибола и плагиоклаза.

Уравнение выглядит следующим образом:

$$T = (0,677P - 48,98 + Y) / (-0,0429 - 0,008314 \text{Ln}K)$$

$$K = ((\text{Si} - 4) / (8 - \text{Si})) X_{\text{Ab}}^{\text{Pl}}$$

$$Y = 0, \text{ если } X_{\text{Ab}} > 0,5$$

$$Y = 6 + 25,5(1 - X_{Ab})^2, \text{ если } X_{Ab} < 0,5$$

Расчет производился для давлений от 5 до 9 кбар, разница в определении температур в среднем составила 30°. Оценка температур по данному термометру для плагиогранитов дает значения 790-860°C

**[10] Амфиболовый барометр по Anderson and Smith (1995, Amer. Miner. v.80, 549-559)**

Уравнение выглядит следующим образом:

$$P = 4,76 Al - 3,01 - \{ [T(C^\circ) - 675] / 85 \} * \{ 0,530 Al + 0,005294 [T(C^\circ) - 675] \}$$

Используя экспериментальные данные 675 °C.

## ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИСЛЕДОВАНИЙ

### 3.1. Полевые материалы

В ходе практики было проведено картирование территории площадью 50000 м<sup>2</sup>, описано 10 тел плагиогранитов и отобрано 70 образцов для дальнейшего детального изучения. Территория характеризуется стопроцентной обнаженностью. Всего описано 55 обнажений (55 точек наблюдения) (Рис.7). На данном участке наблюдались крупнозернистые массивные габбронориты с участками гигантозернистых пегматоидных габброноритов. Породы темные, серо-зеленые за счет сосюритизации плагиоклаза. На всей территории развиты сдвиговые зоны небольшой мощности (первые см. - десятки см.) В районе ТН143-ТН145 сдвиговая зона имеет мощность порядка 50 метров. Во вмещающих породах наблюдался поворот плоскостей листоватости и полосчатости к плоскости сдвига. В центральной части сдвиговой зоны габбронориты превращены в хлоритовые сланцы.

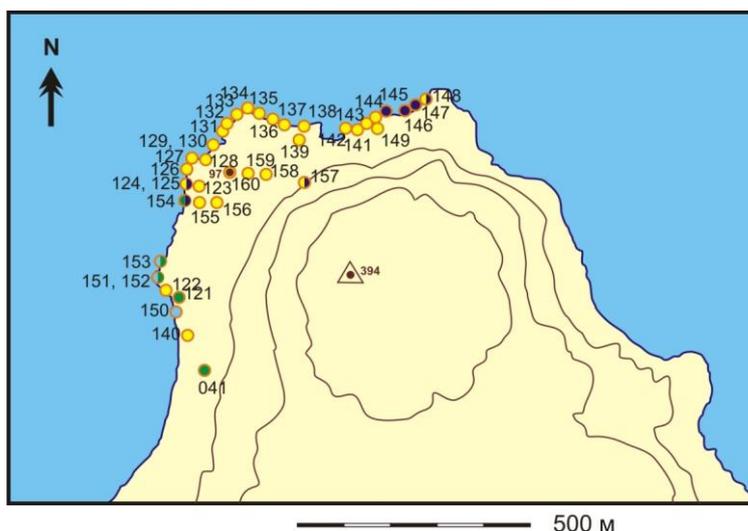


Рис. 7 Точки наблюдения (Составила Семихина Е.В.)

В габброноритах расположены многочисленные тела плагиогранитов – светлых среднезернистых пород, сложенных плагиоклазом, кварцем и небольшим количеством темноцветных минералов, в том числе, гранатом, и имеющих гнейсовидную и очковую (S-S-) текстуру. Вблизи тел плагиогранитов габбро-нориты частично превращены в амфиболиты. Тела плагиогранитов занимают согласное и секущее положение по отношению к полосчатости в габбро-норитах и листоватости в амфиболитах. Согласные тела небольшой мощности имеют вид мигматитов. Более крупные тела мощностью до 1-2 м имеют линзовидную форму. Секущие тела являются дайками. В сдвиговых зонах плагиограниты наблюдаются в виде прослоев вдоль сдвиговой плоскости. В ТН 124, 125,

145-148, 154 и 157 обнажаются кварцевые гнейсы – светло-серые крупнозернистые породы с гнейсовидной и очковой текстурой. Характерной особенностью являются вытянутые порфиорокласты плагиоклаза и линзы кварца. На контактах с габбро-норитами развиты сдвиговые зоны, а габбро-нориты амфиболизированы.

В ходе проделанной работы была построена схема расположения тел плагиогранитов на северной оконечности п-ова Люнген (Составила Семихина Е.В.) (Рис. 8) На схеме показаны дайки плагиогранитов, образцы которых были взяты для изучения.

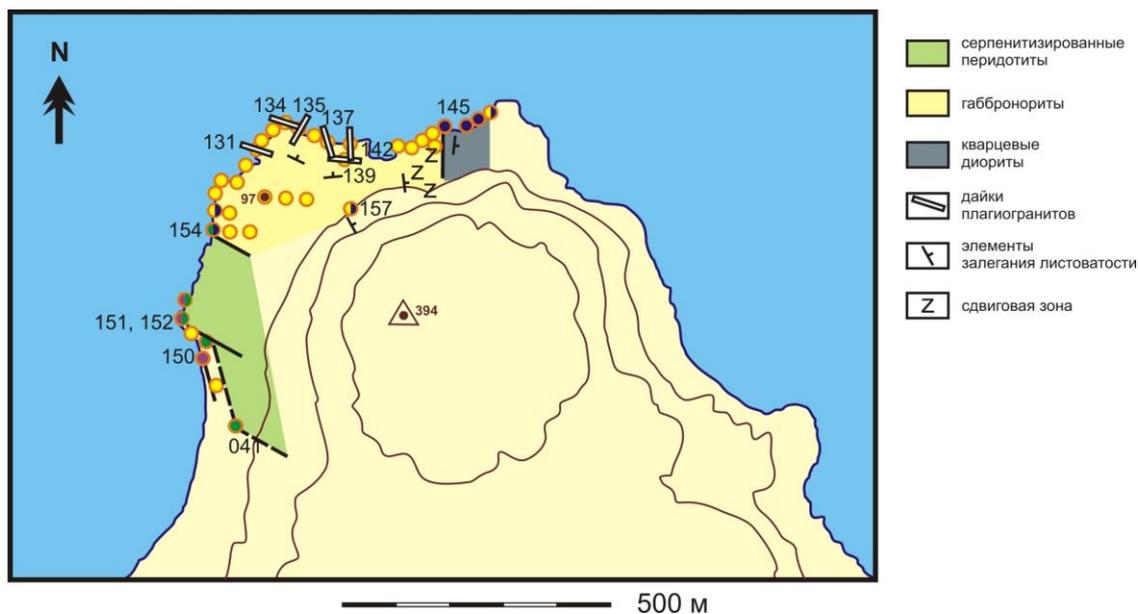


Рис.8 Схема расположения тел плагиогранитов на северной оконечности п-ова Люнген с точками наблюдения (Составила Семихина Е.)

### 3.1.1. Описание тел плагиогранитов

ТН 131, ТН 134, ТН 135, ТН 136 (шлир) ТН 137, ТН 139, ТН 177, ТН 178, ТН 180

#### ТН 131

Дайка плагиогранита (превращенного в гнейс) в полосчатом амфиболите. Тело, сложенное амфиболитом, окружено габбро-норитом (Рис. 9). Вместе с телом плагиогранита образуют структуру, подобную «дайке в дайке». Линейность в плагиогнейсе совпадает с залеганием контактов дайки и полосчатостью и линейностью в амфиболите. Контакт амфиболита и вмещающего дайку массивного крупнозернистого габбро-норита резкий и неровный, т.е., интрузивный, а не тектонический. Отсутствие зон закалки может быть связано либо с наложенным метаморфизмом и деформацией, либо с внедрением даек в породы, находившиеся при высокой Т.

Элементы залегания дайки: азимут падения  $202^\circ$ , угол  $72^\circ$ . Мощность 0.7-1.5 м.  
Мощность прослоев амфиболита – порядка 0.3-0.5 м.



Рис. 9 обнажение ТН 131 (Фотография Семихиной Е.В.)

#### ТН 134

В габбро-амфиболите наблюдается линзы плагиогранитов серого цвета, в линзах много плагиоклаза. Плагиогранит мелкозернистый, с белым линзами кварца. Элементы залегания контакта линз азимут падения  $215^\circ$  угол падения  $54^\circ$ , Размеры линзы варьируют от 0,4 м до 0,7 м.

Также иногда встречаются вкрапленники сульфидов буроватого цвета, вероятно окисленного со временем (арсенопирит, халькопирит и пирит). Элементы залегания общей полосчатости массива азимут  $18^\circ$ , угол  $86^\circ$ , элементы залегания секущей дайки азимут падения  $12^\circ$  угол  $82^\circ$ .

Породы у контакта – амфиболиты, полосчатость мигматитовая, Отобраны образцы: ТН 134 (а) – вдали от контакта амфиболитов (амфиболитизированный габбро среднезернистый с явно видной линейностью), ТН 134( б) – вблизи контакта ( приконтактная зона), ТН 134( в) – плагиогранит, линза с гранатом. В плагиогранитах есть ксенолиты линзовидной формы, вытянутые. В габбро-амфиболите встречаются многочисленные шлиры пегматоидных гранитов и секущая пегматитовая жила со слюдой и сульфидными минералами.

### **ТН 135**

Секущая дайка плагиогранитов, с элементами залегания: азимут падения  $302^\circ$  угол  $80^\circ$ . По обе стороны от контакта дайки плагиогранитов и габбро-норитов находится зона мигматизации. Отобран образец ТН 135. Габбро-нориты массивные с пироксеном зеленого цвета. Элементы залегания полосчатости в габброидах азимут падения  $180^\circ$  угол  $81^\circ$  бело-серые с черными включениями.

### **ТН 136**

Секущая дайка плагиогранитов в габбро-амфиболитой вмещающей породе. Габбро-амфиболит секут пегматитовые жилы – гранито-пегматиты. Дайка плагиогранитов мелкозернистая, серая. Элементы залегания дайки: азимут падения  $98^\circ$ , угол падения  $89^\circ$ . Габбро-амфиболиты массивные, со слабовыраженной линейностью. В амфиболите будины черной крупнозернистой породы, возможно пироксенита. Отобран образец ТН 136 – лейкократовый шпир с оторочной граната

### **ТН 137**

На поверхность выходит тело похожее на дайку, мощность 1,5 метра (Рис.10)

Порода дайке светло-серого цвета, крупнозернистая с явно выраженной S-C- текстурой. Параллельно контактам дайки расположены сдвиговые зоны. Линейность в центральной части дайки совпадает с общей линейностью во вмещающих породах, а вблизи контактов изменяет свое направление, следовательно, дайка образовалась до сдвига. (сдвиг левый). Отобран образец ТН 137(а) контакт дайки с габброидами. Элементы залегания сдвиговой зоны: азимут падения  $285^\circ$  угол  $72^\circ$  - по контакту. Элементы залегания полосчатости в габбро азимут падения  $320^\circ$  угол  $60^\circ$ , элементы залегания полосчатости в дайках азимут падения  $198^\circ$  угол  $70^\circ$ . Общее простирание дайки по общему азимуту  $340^\circ$ . Отобран образец ТН 137(б) из центра дайки плагиогранитов.

Элементы залегания контактов дайки: 1-контакт азимут простирания  $340^\circ$  угол  $44^\circ$ , азимут падения  $70^\circ$ ; 2- контакт азимут падения  $102^\circ$ , азимут простирания  $192^\circ$  угол  $64^\circ$ . Продолжение этой дайки уходит в останец ТН 180.



*Рис. 10 обнажение ТН 137(Фотография Семихиной Е.В.)*

**ТН138**представлена амфиболитом с мигматитовой полосчатостью и линзами плагиогранито-гнейса (Рис. 11).



*Рис. 11 Обнажение ТН 138(Фотография Семихиной Е.В.)*

### ТН 139

Плагиогнейс, порода гнейсовидная, метаморфизованная содержащая гранаты (Рис.12). Элементы залегания дайки азимут падения  $290^\circ$  угол  $64^\circ$ . Элементы залегания трещиноватости азимут  $145^\circ$  угол  $64^\circ$ . Линейность в дайке плагиогранитов обусловлена ориентировкой темноцветных минералов. ТН 139 – образец из плагиогранитов, ориентированные, по сдвиговой зоны.

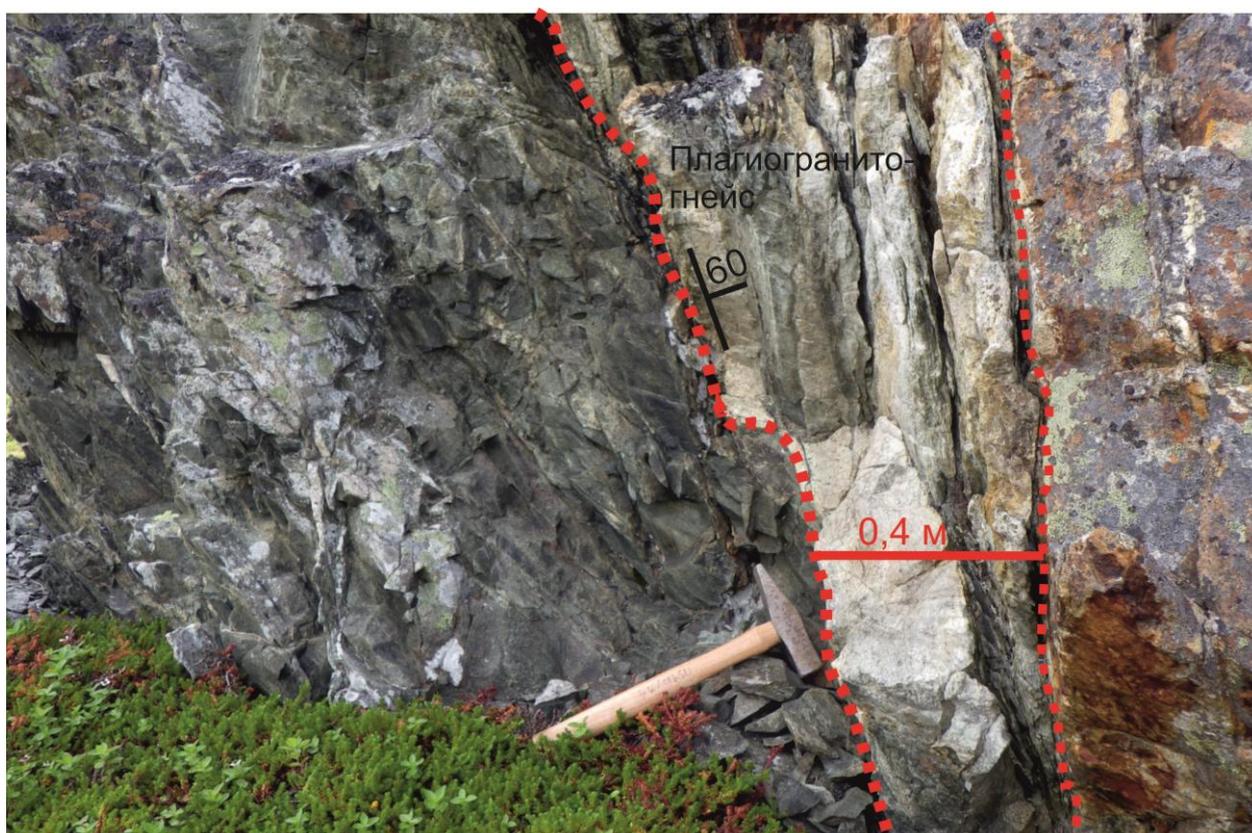


Рис.12 Обнажение ТН 139(Фотография Семихиной Е.В.)

### ТН 177

Рядом с ТН 143, находится недалеко от маяка. Зона где габбро превращены в амфиболиты, прослой плагиогранитов в них смяты в складки послойного течения отобран образец ТН 177- плагиогранит (Рис.13). Элементы залегания дайки азимут падения  $150^\circ$  угол  $60^\circ$ .



*Рис. 13 Обнажение ТН 177(Фотография Семихиной Е.В.)*

### **ТН 178**

Мигматитовая полосчатость в габбро-амфиболите. Сланцеватость наложена на прожилки плагиогранита. Элементы залегания сланцеватости азимут падения  $190^\circ$  угол  $52^\circ$ .

### **ТН 180 (останец)**

Наблюдается выход дайки плагиогранитов, та же что была у берега ТН 137 (2015) , отобран образец ТН 180 (Рис. 14)



*Рис. 14 Обнажение ТН 178 (Останец)(Фотография Семихиной Е.В.)*

### **3.1.2. Вмещающие габбронориты.**

Мы наблюдали эти породы в следующих точках наблюдения: ТН 122, ТН123, ТН 130, ТН 131, ТН 136 (б), ТН 156, ТН 158

#### **ТН 122**

По маршруту наблюдаем зеленые перидотиты, в них видна плоскость милонитизации. Зона сдвига сложена слоистыми силикатами, далее по маршруту более массивные и крупнозернистые породы. Элементы залегания зоны милонитизации азимут простирания  $240^\circ$  угол  $42^\circ$ , эти элементы совпадают с общим направлением сланцеватости. В ТН 122 наблюдаем зеленый пироксен, так же видим плагиоклаз, делаем вывод, что это габбро, но цемент выветрился. Отобран образец ТН 122, в нем наблюдаем 2 плоскости, элементы залегания азимут  $38^\circ$  угол  $60^\circ$ . Минералы которые смогли определить в поле: пироксен, плагиоклаз и вторичные в виде талька, хлорита, серпентина. Наблюдается зона замещения, милонитизации и сдвиговые зоны. Мощность зон замещения варьирует. Наблюдается отдельность, элементы залегания азимут  $62^\circ$  угол  $72^\circ$

#### **ТН 123**

Прошли 200 метров вверх по маршруту наблюдаем крупнозернистые породы, темно-зеленого цвета, ожелезненные предположительно габбро. Элементы залегания трещин сланцеватости азимут  $53^\circ$  угол  $110^\circ$ . На выветрелой поверхности наблюдаем плагиоклаз белого цвета, что является характерным для особенностей его выветривания, на свежем сколе он черный. Отобран образец ТН 123

#### **ТН 130**

Координаты точки наблюдения:  $N69^\circ 58' 04''$  Е  $20^\circ 15' 30''$ . Наблюдаем выход массивных, крупнозернистых габбро. В них встречается много сульфидных жил. Отобран образец ТН 130.

#### **ТН 131**

Продолжается массив габбро, что в ТН 130. Габбро стало более массивное и менее растресканное и сланцеватое. Отобран образец ТН 131- полосчатая дайка. Элементы залегания азимут  $202^\circ$  угол  $72^\circ$

#### **ТН 156**

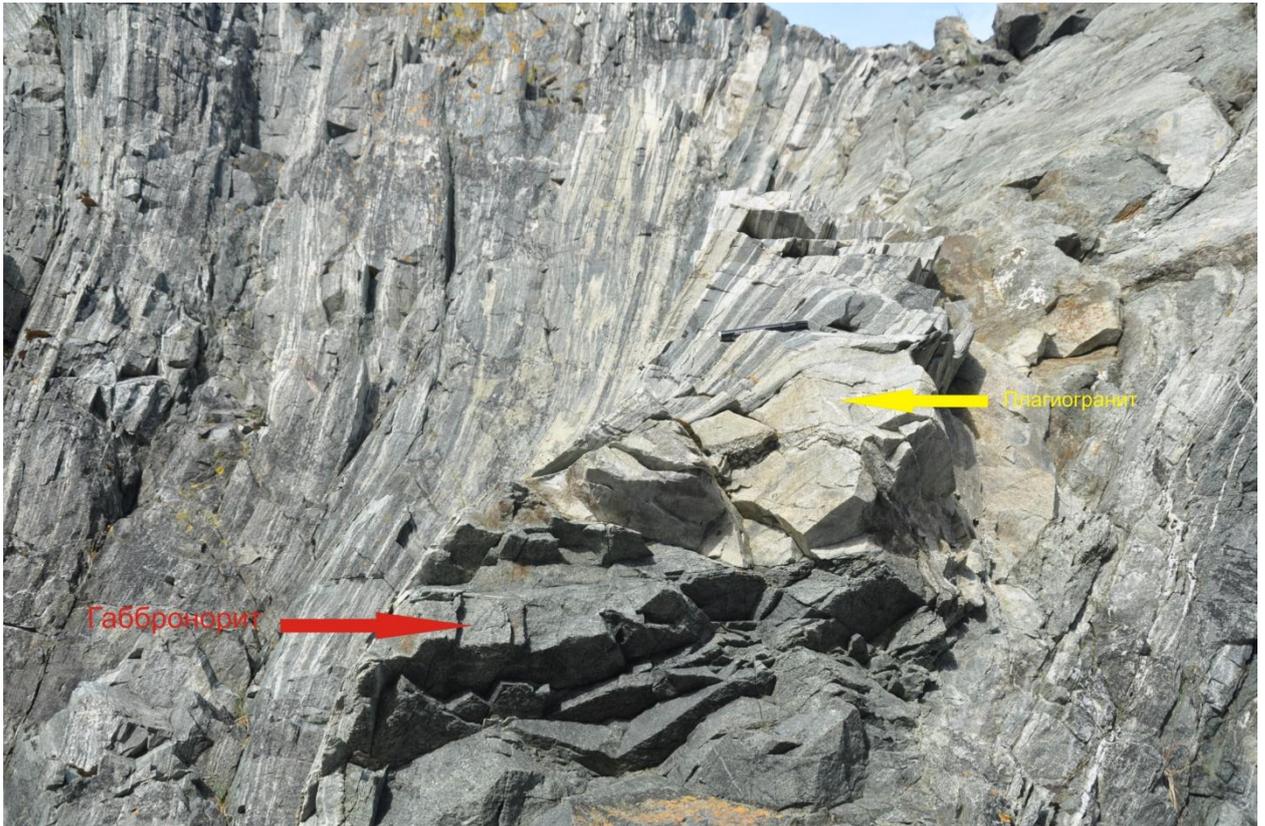
Пещера, выход массивных черно-зеленых пород, возможно габбро с зонами милонитизации. Направления полосчатости в габбро азимут падения  $287^\circ$  угол  $54^\circ$ . Секущая зона милонитизации азимут  $57^\circ$  угол  $30^\circ$  мощность зоны 10 см., зона трещиноватости азимут  $70^\circ$  угол  $40^\circ$  Отобран образец ТН 156.

## ТН 158

Прямо перед спуском горы. Коренной выход крупнозернистого габбро, отобран образец ТН 158. Направление трещиноватости азимут падения  $290^\circ$  угол  $83^\circ$

### 3.1.3 Сдвиговые зоны

Мы наблюдали эти породы в следующих точках ТН138 (а), ТН 138 (б) ТН138 (а), ТН 138 (б)(Рис.16).



*Рис.15 Обнажение вмещающих габбро-норитов с секущими дайками плагиогранитов по сдвиговой зоне (Фотография Семихиной Е.В.)*

В этих точках наблюдения породы представлены мелкозернистыми полосчатыми хлоритовыми и тальк-хлоритовыми сланцами с лейкократовыми линзами и прослоями, предположительно, плагиогранитного состава. Элементы залегания сланцеватости азимут  $70^\circ$  угол  $40^\circ$ (Рис.15).

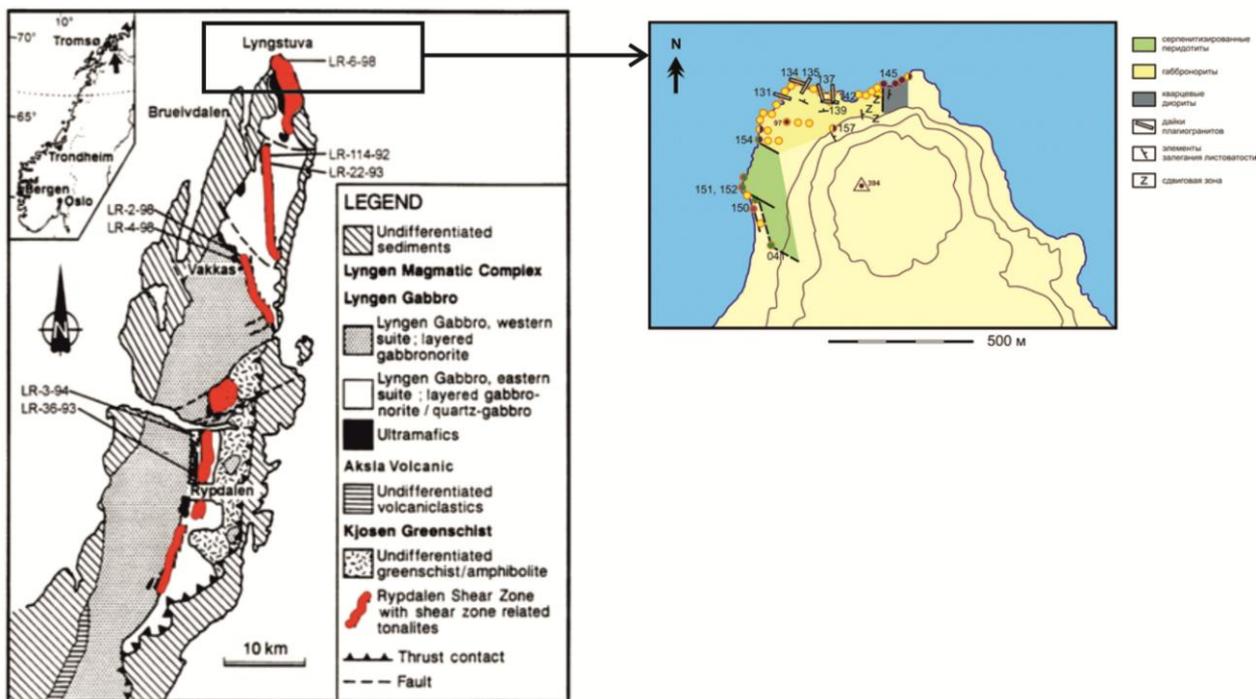


Рис.16 Геологическая карта п-ова Люнген, красным цветом выделена сдвиговая зона Rypdalen. (Автор Selbekk, R.S., 1998., Семихина Е.В.)

### 3.1.4. Диорито-гнейсы

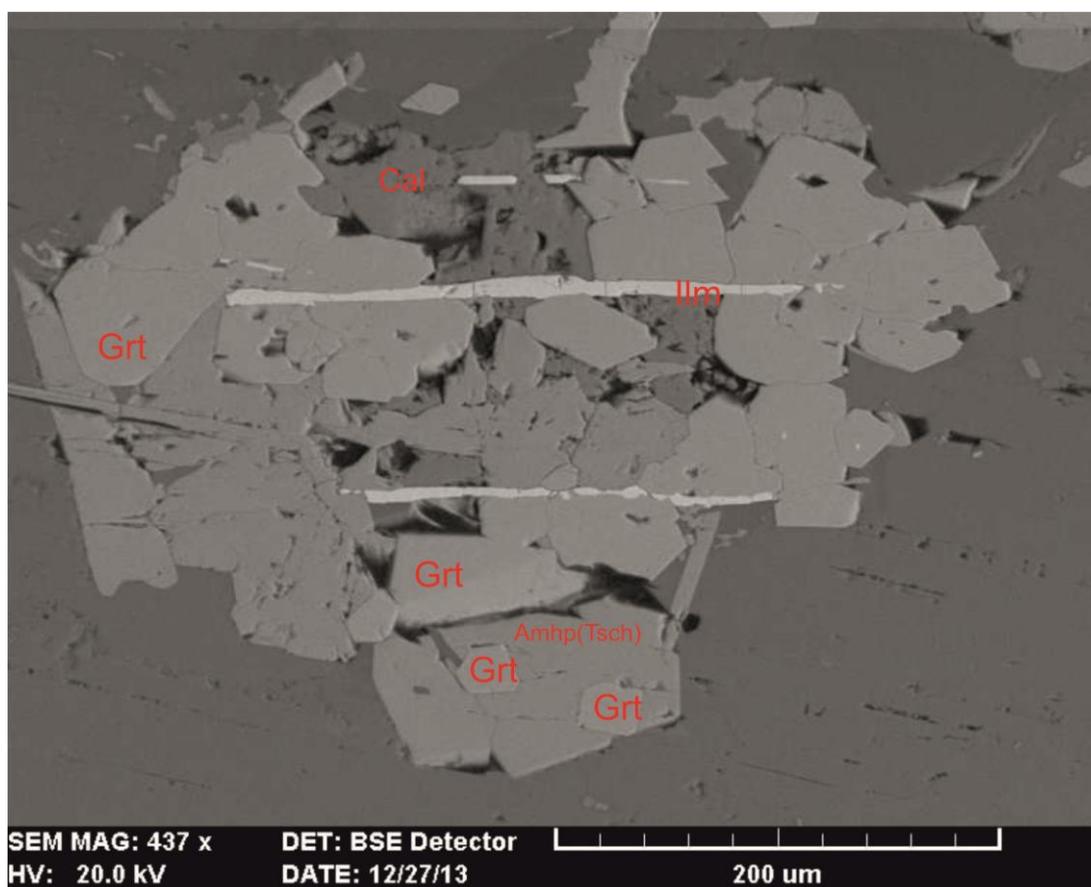
Кварцевые гнейсы наблюдались в следующих точках маршрута ТН №145, ТН146 между выходами габброноритов и Qtzгнейсов, расположены в сдвиговой зоне. В поле наблюдалась крупнозернистая порода серого цвета с белыми включениями кварца и полевого шпата, видна была направленность полевого шпата, так же наблюдались слюды предположительно мусковит и биотит. Массивы кварцевых гнейсов были пронизаны жилами карбонатного состава и кварцевыми жилами.

### 3.2. Петрография

При исследовании шлифов пород комплекса Люнген было установлено, что все породы содержат разнообразные метаморфические минералы. Петрографические наблюдения свидетельствуют о существовании двух метаморфических парагенезисов, наложенных на габбро-нориты, и на плагиограниты. К первому относится  $Hbl$  и  $Grt$ I-ой генерации. В плагиогранитах  $Grt$ I-ой генерации образует порфиробласты с сигмоидальными каймами давления. Форма зерен  $Hbl$  также свидетельствует о сдвиговой деформации («mineraltish»). Таким образом ассоциация  $Hbl+Grt+Pl$  (An) синхронны с образованием порфирокластической структуры, то есть наложены. Ко второму метаморфическому парагенезису относится  $Grt$ -II-ой генерации,  $Czo, Chl, Tc, Fe$  – черманит этот метаморфический эпидот также затронул все и комплекс. Этот парагенезис

сформировался после деформации, поскольку перечисленные минералы образуют псевдоморфозы по минералам магматическим и первого метаморфического парагенезиса, но сами зерна *Czo*, *Chl*, *Ts*, чермакит не имеют преимущественной ориентировки ТН 134(в) под микроскопом было определено, что амфиболы в них двух генераций. С помощью угла симметричного погасания альбитовых двойников в ряде пород были определены номера плагиоклазов, далее микронзондовые исследования показали их точный состав.

Так же было выявлено, что гранат присутствует во всех породах комплекса Люнген и представлен двумя генерациями. Под микроскопом у гранатов I- генерации была выявлена зональность, изначально зональность была замечена по изменению окраски гранатов, более насыщено розовый цвет у альмандина был в центре зерен, и более тусклый на их периферии. Гранаты второй генерации маленькие по размерам, идиоморфные, насыщенные включениями. (Рис.17)



*Рис. 17 Гранаты II –ой генерации*

То, что гранаты разной генерации, дает нам понять, что было несколько 2 этапа метаморфизма, наложенных на плагиограниты.

Петрографические исследования были проведены за микроскопом Leica DM-LP. Для оценки количественного-минералогического состава породы пользовались двумя методами:

- метод оценки количественного минерального состава с помощью программы Image Score;

- метод оценки количественного минерального состава с помощью столика Андина;

Шлифы изучались в проходящем и отраженном свете.

Мы наблюдали выходы даек плагиогранитов в следующих точках маршрута № ТН 126(б), № ТН 134(в), № ТН 135, № ТН 137(б), № ТН139, ТН № 141 (б), ТН № 142 (а).

### 3.2.1. Плагиогнейсы.

Модальный состав тоналитов из сдвиговой зоны Rurpalden: 35-60% кварца, 20-60% плагиоклаза, 4-18% железо-магнезиальных минералов (преимущественно амфибол) и 0-2% акцессорных минералов (магнетит, ильменит, апатит, циркон) ТН 134(в). Модальный состав плагиогнейсов приведен в табл. №1.

Табл. № 1. Модальный состав плагиогнейсов

ТН	Qu	Pl	т/ц мин-лы
ТН 131	40%	40%	20%
ТН134(в)	45%	30%	25%
Тн 135	45%	45%	10%
ТН136	45%	40%	15%
ТН 137	45%	30%	25%
ТН 139	40%	40%	20%

#### № ТН 134(в)- плагиогранито-гнейс.

Порода полнокристаллическая, средне-мелкозернистая с последующим ее метаморфическим преобразованием в гранатовый гнейс.

Текстура очковая, метаморфическая структура порфирокластическая-порфиробластическая, порфиробласты представлены гранатом. (Рис.20) Наблюдается ориентированность темноцветных минералов: амфиболов, биотита, мусковита, хлорита. По сдвиговым плоскостям плагиоклаз наблюдается в виде порфирокластов ромбовидной формы, кварц полигональный в виде перекристаллизованных зерен в основной массе.

Главные минералы: кварц составляющий 45 % породы, плагиоклаз -30 %, темноцветные минералы 25 %, включая рудное вещество (состав посчитан на столике Андина и с помощью программы ImageScore).

Второстепенные минералы: гранат (Gr), амфибол (amph), мусковит (Mus), биотит (Bt), хлорити эпидот; акцессорные минералы циркон, магнетит и ильменит.

В основной массе плагиоклаз – альбит, его количество незначительно, не превышает 5 %.

В порфирокластах – андезин – лабрадор. Гранаты двух генераций, порфиробласты представлены гранатом I генерации, они крупные по размерам и зональные, в основной массе гранаты II генерации отличаются по составу.



*Рис. 18* Обнажение плагиоганитов во вмещающих габброэдах. (Фотография Семихиной Е.В.)



Рис.19 Обнажение плагиогранитов во вмещающих габброноритах (Фотография Семихиной Е.В.)

Амфибол первой генерации представлен железистой роговой обманкой, он с двойниками и окрашен в болотно-зеленый цвет. Амфибол второй генерации образует коймы на Нби мелкозернистый агрегаты и представлен феррочермакитом и окрашен в зелено-синей цвет.

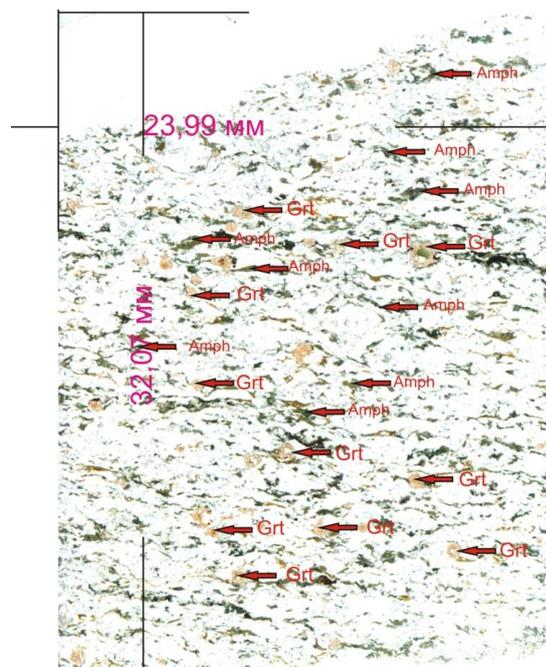


Рис.20 Скан шлифа ТН 134 (в) (Скан Семихиной Е.В.)

№ ТН 135- плагиогранит.

Порода полнокристаллическая средне-мелкозернистая с очковой, гнейсовидной текстурой, с последующим ее метаморфическим преобразованием в гранатовый гнейс. Структура порфирокластическая. (Рис.21)

Главные минералы: кварц составляющий 45 % породы, плагиоклаз -45 %, темноцветные минералы 10 %, включая рудные минералы (состав посчитан на столике Андина и с помощью программы ImageScore.)

Порфирокласты представлены зернами плагиоклаза ромбовидной формы. Они имеют оторочки необластов плагиоклаза. Их удлинение определяет линейность в породе. Второстепенные минералы: гранат (Gr), амфибол (amph), мусковит (Mus), биотит (Bt), хлорити эпидот; аксессуарные минералы циркон, магнетит и ильменит.



Рис. 21 Скан шлифа ТН 135 плагиогнейс с порфирокластической структурой. (Скан Семихиной Е.В.)

### 3.2.2. Вмещающие габбронориты

В восточной части комплекса Люнген наблюдаются: габбро, габбро-нориты и нориты, которые занимают вмещающее положение относительно даек плагиогранитов это продемонстрировано на Рис. 18 и Рис. 19.

ТН 122 (крупнозернистое габбро), ТН 123 (среднезернистое габбро), ТН 130 (габбро-норит), ТН 156 (крупнозернистое габбро), ТН 158 (крупнозернистое габбро).

ТН № 122 крупно-зернистый габбро-пироксенит.

Порода полнокристаллическая с неравнозернистой, крунозернистой, однородной массивной текстурой

Данная порода сложена крупными кристаллами клинопироксена (СРх), предположительно диопсида, плагиоклаз вторичный. Структура гипидиоморфнозернистая, обусловлена одинаковыми субидиоморфными зернами пироксенов.

Вторичные минералы амфибол (amph), клиноцоизит (сZo) и эпидот. Также наблюдается койма около зерен Di скорее всего сложена клиноцоизитом. Наблюдаются включения в виде иголок Pl в amph. Амфибол представлен Нби Act, зональный, замещает Di. клиноцоизит развит по плагиоклазу.

ТН 123 метаморфизованный средне - зернистый габбро-норит.

Исходная среднезернистая порода сложена псевдоморфозами Czo по Pl и Amf по Рх, от ОРх и СРх остались реликты. Амфибол зональный и меняется по внешнему виду от болотно-зеленой роговой обманка в центре до бледно-зеленого актинолита и сине-зеленого актинолита (черманита) по краям агрегата

ТН № 130 габбро-норит.

Порода полнокристаллическая с неравнозернистой, среднезернистой, гипидиоморфнозернистой структурой и однородной массивной текстурой.

Породообразующие минералы: плагиоклаз (Pl) клинопироксен и ортопироксен. Вторичные агрегаты сосюрит. Вторичные минералы амфибол и клиноцоизит, акцессорные минералы циркон и рудные минералы.

*Плагиоклаз:*

Представлен субидиоморфными таблитчатыми кристаллами с соотношением длины и ширины 2:1, иногда 3:1. Длина зерен плагиоклаза около 3 мм с отклонениями от 0,5 до 4 мм.

Плагиоклаз в породе свежий. По трещинам спайности наложены вторичные процессы замещения, сосюриттизация. В агрегате с Zo присутствуют единичные зерна граната. Плагиоклаз представлен лабродором (Pl №59) (Рис. 32).

*Клинопироксен:*

Образует призматические субидиоморфные кристаллы, местами удлиненные, с соотношением длины и ширины 3:1, иногда образует ксеноморфные кристаллы. Длина зерен колеблется от 0,5 до 2 мм.

В породе клинопироксен распространен неравномерно. Вместе с ортопироксеном образует сростки, которые вытянуты в полосу. Между этими сростками расположены

зерна плагиоклаза. В клинопироксене видны вроски (размером до 0,05 мм.) ортопироксена, которые ориентированы параллельно друг другу, местами хаотично. Клинопироксен представлен диопсидом.

*Ортопироксен:*

Более распространен в породе, чем клинопироксен. Образует удлиненные призматические формы кристаллы с соотношениями длины и ширины 3:1, ширина зерен 0,2-2,8 мм. В ОРх есть вроски двух минералов клиноцоизита и рудного минерала.

Ортопироксен окрашен и плеохроирует от зелено-желтого до розового. У минерала прямое погасание, положительное удлинение. Ортопироксен представлен гиперстеном.

*ТН № 136 (б) Амфиболитизированный габбро-норит.*

Порода полнокристаллическая с неравномерной зернистой, среднезернистой, гипидиоморфнозернистой структурой и однородной массивной текстурой.

Данная порода сложена следующими минералами: ортопироксеном (ОРх) преимущественно гиперстеном, основным плагиоклазом, эпидотом, цоизитом, биотитом, гранатом и цирконом.

Структура габбровая, обусловлена одинаковыми идиоморфными зернами пироксенов.

Главные минералы: роговая обманка, клинопироксен-гиперстен и мелкие зерна плагиоклаза с двойниками. Амфибол замещает пироксен, а клиноцоизит и гранат развиваются по плагиоклазу.

По ТН128 можно судить, что норит не сильно видоизменен, видна первично магматическая гипидиоморфнозернистая структура, обусловленная идиоморфными зернами ортопироксена гиперстена, частично замещенного зональным от болотно-зеленого до более зеленого амфиболом. По плагиоклазу, частично замещая развиваются агрегаты эпидота и клиноцоизита,

### **3.2.3. Диорито- гнейсы**

*ТН №145 Диорито- гнейс*

Порода полнокристаллическая с крупнозернистой, гранобластовой структурой и неоднородной гнейсовидной текстурой (Рис.22).

Главные минералы: кварц - 19%, темноватые минералы – 18% (биотит и роговая обманка, преобладает роговая обманка) и измененный плагиоклаз.



*Рис.22. Кварцевый гнейс (Фотография Семихиной Е.В)*

Кварцевые гнейсы. Это метаморфизованный кварцевый диорит с метаморфической гнейсовой структурой. Порода исходно была магматической, в результате метаморфизма изменилась структура, произошла сосюритизация плагиоклаза, а соотношение первичных минералов не изменилось, так что можно предположить, что это кварцевый диорит.

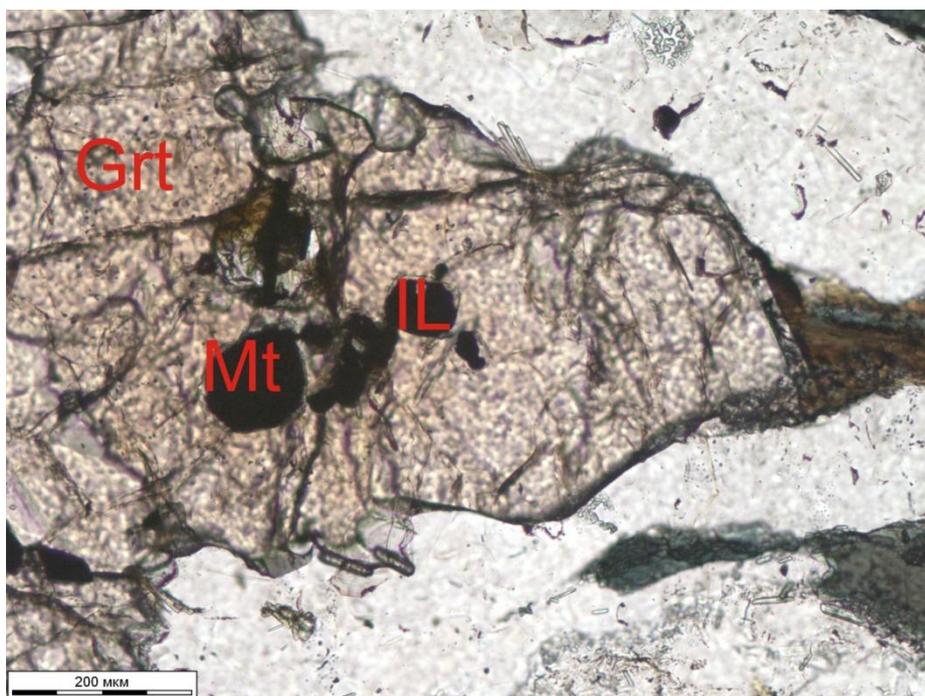
### **3.3. Минералогия плагиогранито-гнейсов**

Значительная часть пород представлена парагенезисами с минералами переменного состава, поэтому для микрондового анализа с целью дальнейшего исследования РТ условий метаморфизма были отобраны гранат - содержащие породы (плагиограниты с гранатом ТН 134 (в), ТН 135, ТН 136(в) и крупнозернистый гнейс ТН 146)

Микрондовые анализы выполнялись на сканирующем электронном микроскопе MV 2300 фирмы CamScan (Великобритания)ВСЕГЕИ. Аналитик - Е.Л. Грузова.

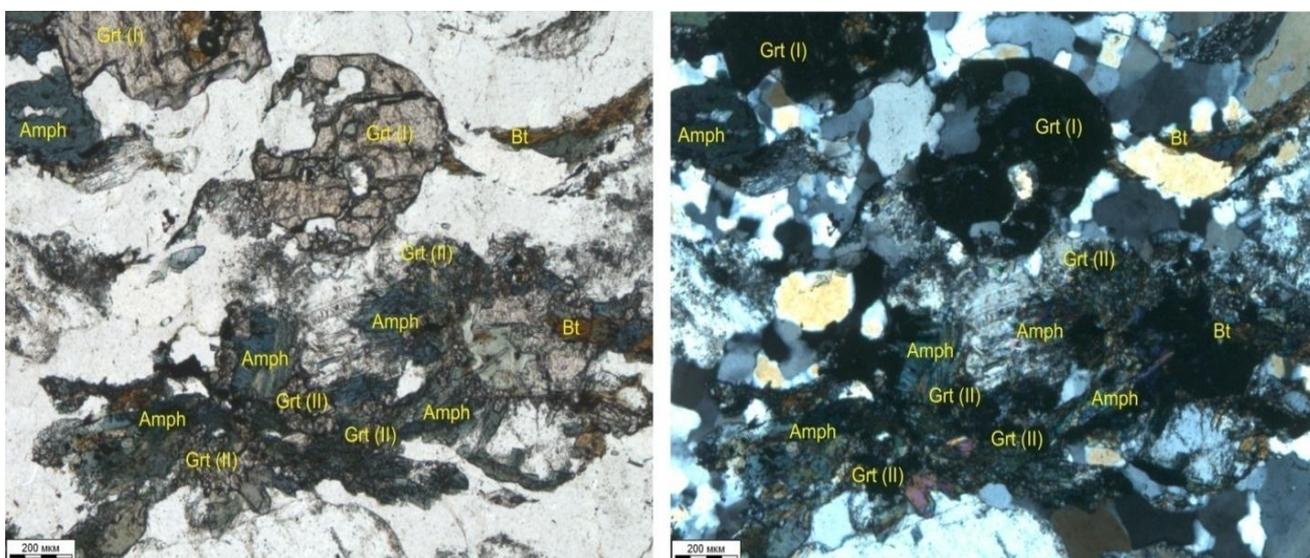
В дайках встречаются следующие минералы: гранат, амфибол, кварц, плагиоклаз, биотит, мусковит, цоизит и клиноцоизит, эпидот, хлорит, ильменит, магнетит, а также апатит и циркон. Рассмотрим некоторые из них.

#### ***Гранат.***



*Рис.23. Гранат. Включения и зональность. (Фотография Семихиной Е.В.)*

Важно отметить, что гранат встречается во всех породах, Есть 2 генерации: 1) крупный по размер, изометричный до неправильного, зональный и 2) мелкий по размерам идиоморфный. Повсеместно встречается гранат 2-ой генерации. (Рис. 24)



*Рис.24I генерации гранатов (Фотография Семихиной Е.В.)*

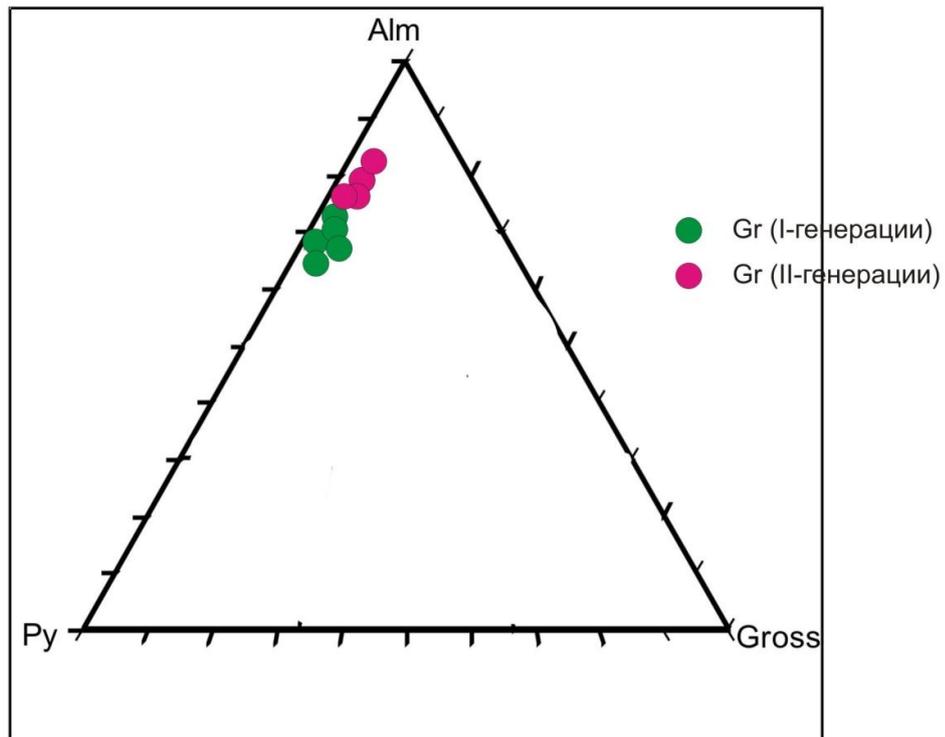


Рис.25 Треугольная диаграмма гранатов.

В гранате 1-ой генерации под микроскопом наблюдается зональность, (Рис.23) цвет граната от центра к периферии меняется от насыщенного розового до светло-розового. Микронзондовое исследование гранатов (Рис.26) в образцах ТН 134 (в), ТН 135 показали, что гранаты разной генерации отличаются по составу, более крупные гранаты более марганцовистые и более магниезильные, мелкие более поздние гранаты менее марганцовистые и менее магниезильные (Рис. 25). В маленьких гранатах 1,5-2 раза больше кальция, чем в крупных гранатах (Рис.27)

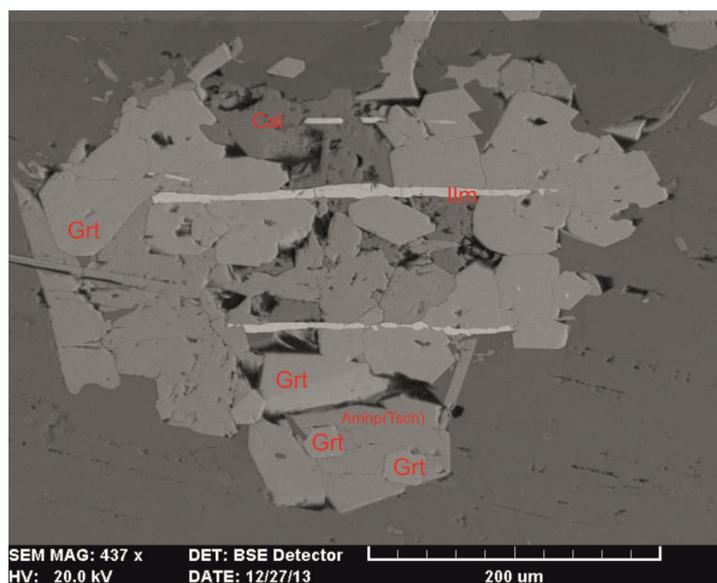
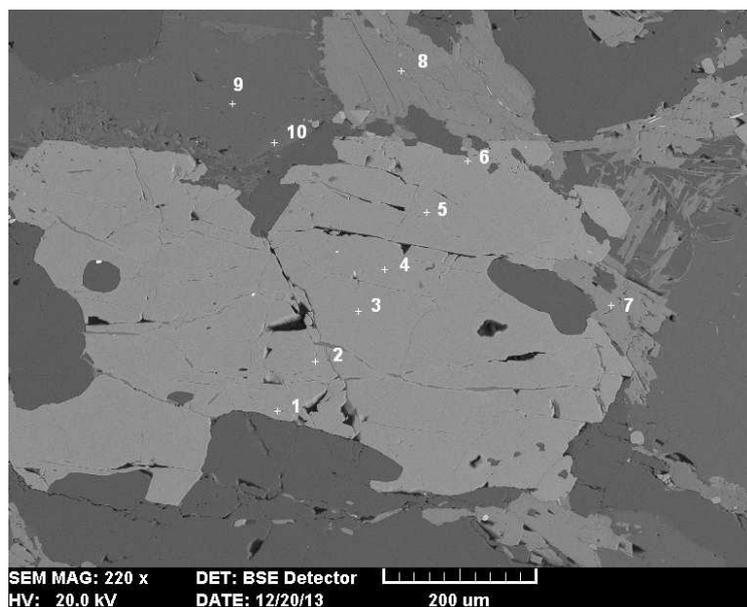


Рис. 26 Гранаты II-ой генерации



*Рис.27* профиль гранатов 1-6; 7- амфибол; 8- биотит; 9- плагиоклаз; 10- мусковит.

Исследование гранатов из ТН 134 (в) и ТН 135. (Табл. №2).

В гранатах преобладает альмандиновая компонента. В крупных гранатах альмандиновая компонента колеблется от 63% до 68%, в маленьких гранатах вариация альмандиновой компоненты от 78% до 80%. Пироповая компонента в более ранних гранатах колеблется от 12 % до 17 %, а в поздних гранатах изменение пироповой компоненты не значительны от 2% до 3%. Гроссуляровая компонента в крупных гранатах изменяется от 9 % до 12%, в маленьких гранатах гроссуляровая компонента изменяется от 18 % до 20%. Спессартиновая компонента в больших гранатах меняется от 8% до 12%, а в маленьких гранатах спессартиновая компонента стабильна и равна 2 %.

В гранате наблюдаются следующие включения магнетита, ильменита, эпидота а также хлорита (Рис.28).

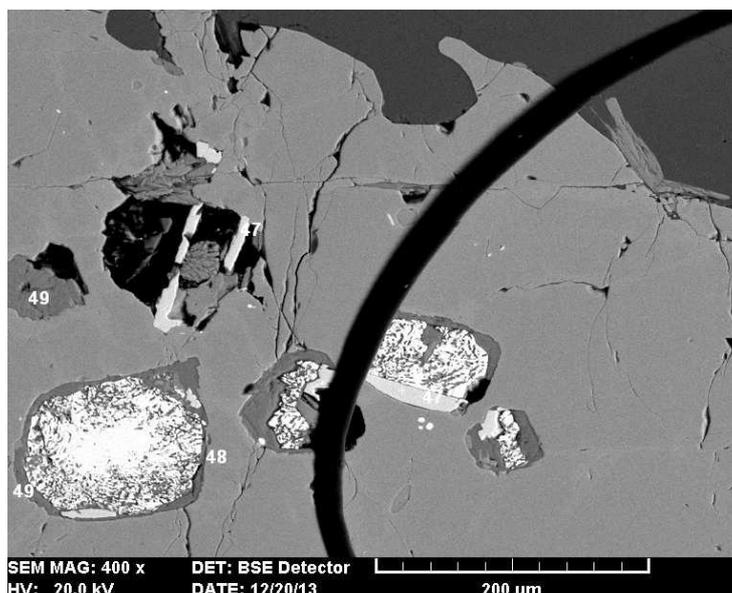


Рис.28 Включения в гранате. 47-ильменит; 48-магнетит; 49- хлорит.

Гранат 2-ой генерации встречается в мелкозернистых агрегатах с феррочермакитом, ильменитом, биотитом и хлоритом. Хлорит замещает биотит.

Ниже представлен график распределения  $X_{Ca} - mg\#$  в гранатах, который присутствует в образцах из ТН 134(б), ТН 135, ТН136(б). На этом графике представлены гранаты разных генераций, различающиеся по содержанию кальция и магниальности (Рис.29).

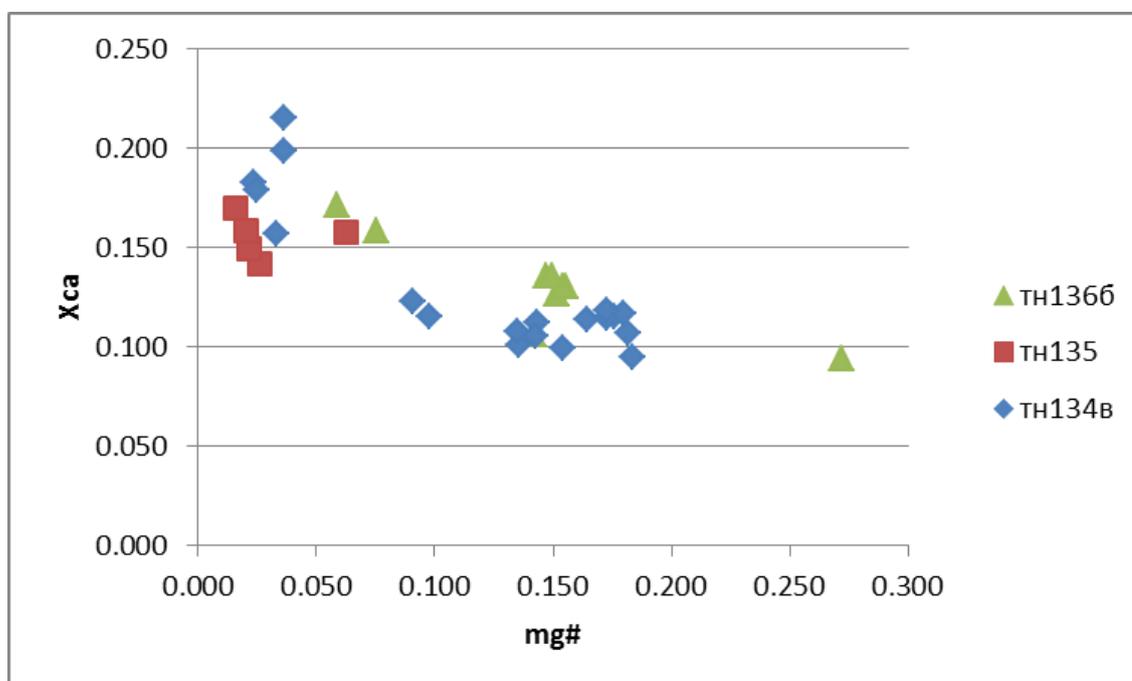


Рис.29. Распределение  $X_{Ca} - mg\#$  в гранатах ТН 134(б), ТН 135, ТН136(б)  
 $X_{Ca} = Ca / (Ca + Mg + Fe + Mn)$ , Ф.ед.  
 $mg\# = Mg / (Mg + Fe)$ , Ф.ед.

Состав Pl определен в следующих породах: габбро, габбро - нориты, плагиограниты и др. Плагиоклаз имеет как отчетливые двойники по альбитовому закону двойникования (Рис.30), так и простые двойники, местами плагиоклаз сосюритизированный и вторично измененный. В плагиоклазе наблюдается включение граната, амфибола и рудного вещества (Рис.31,32).

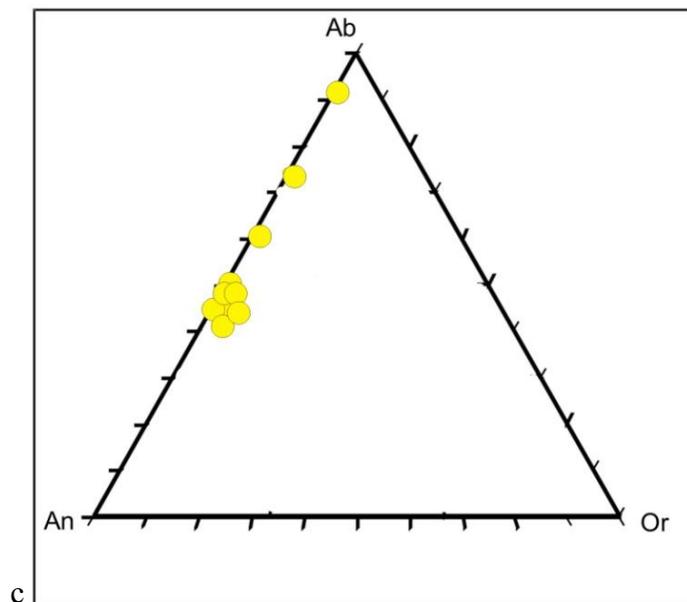


Рис. 30. Диаграмма плагиоклазов

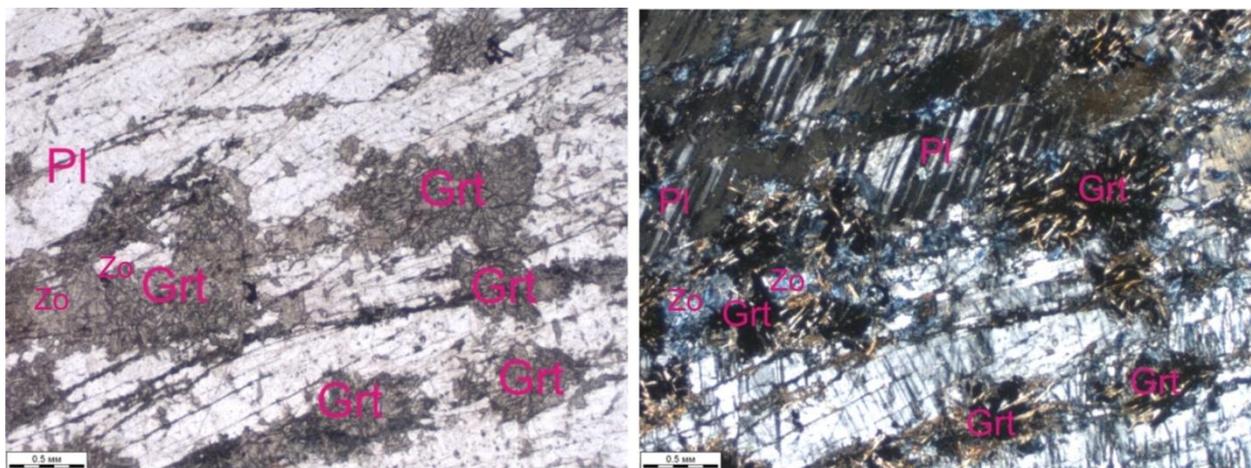


Рис.31. Плагиоклаз с включениями граната. ТН 128( Крупнозернистое массивное габбро.)

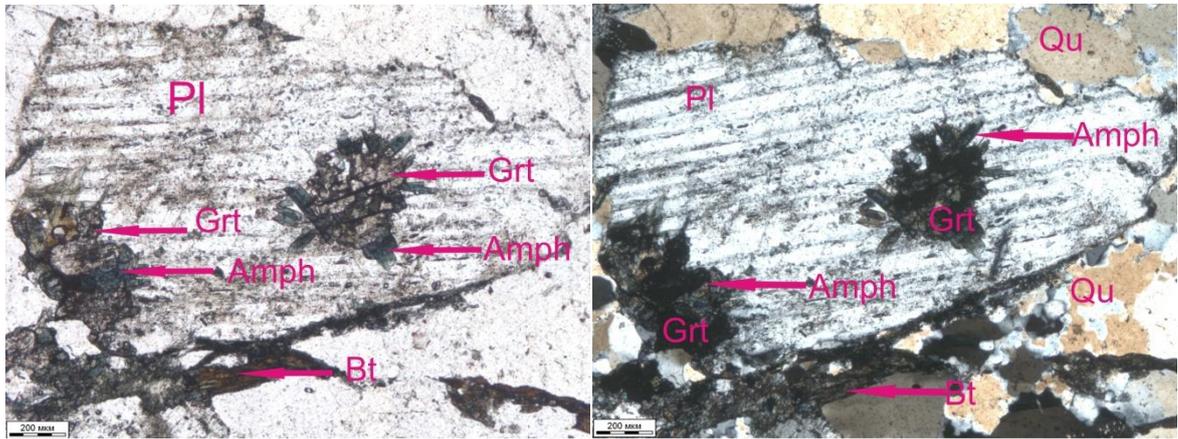


Рис.32. Плагиоклаз с включением граната ТН 135 (плагиогранито-гнейс)

По содержанию анортита плагиоклазы в порфиорокластах варьируют от 35 до 48%. В плагиоклазах из плагиогранитов ТН134 (в) (табл.№3), по данным электронно – зондового микроанализа была выявлена зональность (Рис.33).

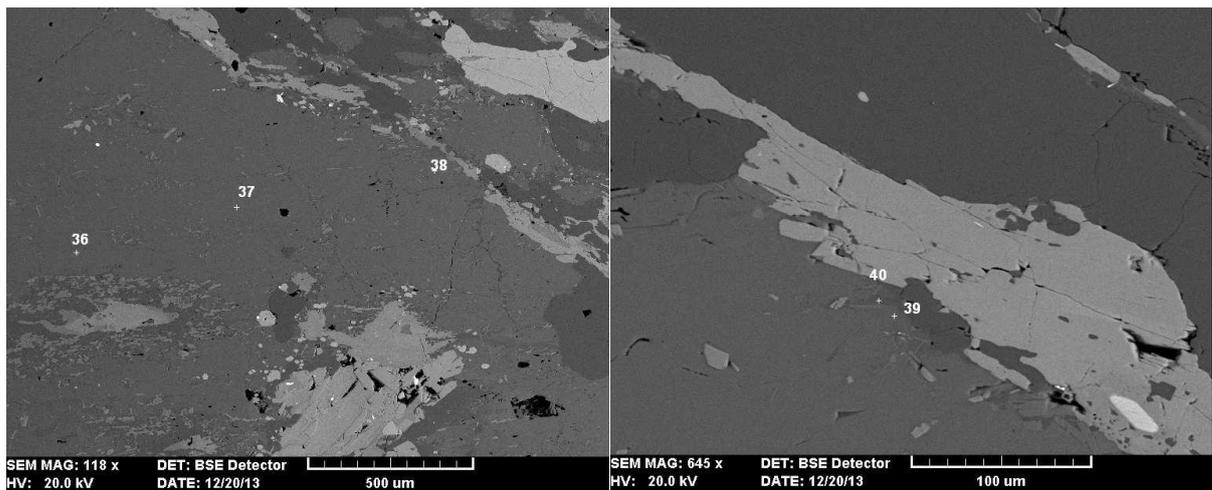


Рис.33. Профили зональности Плагиоклаза(Pl).36-Pl№45;37- Pl№47;38- Pl№48;39- Pl№35;40- альбит (ab);

**Минералы группы амфиболов** различны по составу, это было заметно в шлифах, они различались по цвету: одни были сине-зеленые, другие болотно-зеленые с двойниками. Данные микрозондового анализа позволили нам определить их виды (Рис.34, 35).

Амфиболы встречались в следующих породах; Диорито- гнейсы , амфиболиты, плагиограниты. Во всех породах преобладают железистые амфиболы. Они классифицируются как феррочермакит и железистая роговая обманка. Исследование амфиболов из ТН 135ТН 136 (в).ТН 146 (Табл. №4).



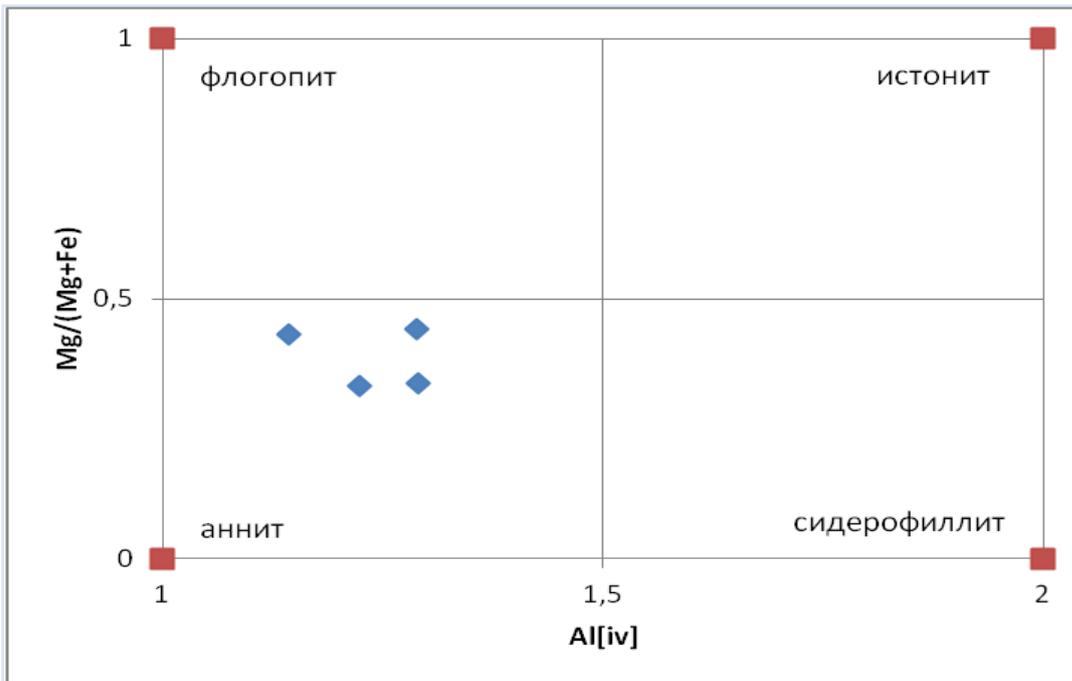


Рис.№ 36 Минералы группы биотита.

По данным электронно – зондового микроанализа была обнаружена изоморфная примесь гафния в цирконе.

### 3.4. Термобарометрия

В ходе петрографических и минералогических исследований были установлены два метаморфических парагенезиса. К первому относится Hbl и GrtI-ой генерации. Ко второму метаморфическому парагенезису относится Grt-II-ой генерации, CZo, Chl, Tc, Fe-чермакит. Для этих этапов метаморфизма, с помощью термобарометрии, были получены температуры и давления. Расчеты производились в программе GPT ( J.Reche & F.J. Martinez Departament de Geologia Unitat de Petrologia i de Geoquímica Universitat Autònoma de Barcelona. 08193- Bellaterra. (Barcelona) SPAIN). Данные по ним представлены в табл. № 6В среднем PT условия метаморфизма для первого парагенезиса составили: T=700-800°C, P=5-6 кбар, что в целом достаточно близко с условиям выплавления плагиогранитов данного комплекса. Для второго парагенезиса: T=300-400°C, P=13-14 кбар, что свидетельствует о голубо-сланцевой фации метаморфизма. Подробные расчеты описаны в главе 2.3.5.

Табл №6. РТ-условия двух этапов метаморфизма для плагиогранитов.

	T° Grt-Bt	T° Grt-Chl	T° Pl-Hbl	P(кбар) Amph
I8	894[1]		790[9]	6[10]
	815[2]		840[9]	5
	886[3]		860[9]	5
	836[4]			5
	839[5]			5
	829[6]			5
	811[7]			5
	838[7]			5
	828[7]			5
II	362[1]	276[8]		14
	303[2]	233[8]		13
	371[3]	354[8]		15
	420[4]			15
	421[5]			15
	415[6]			15
	404[7]			15
	389[7]			14
	344[7]			14

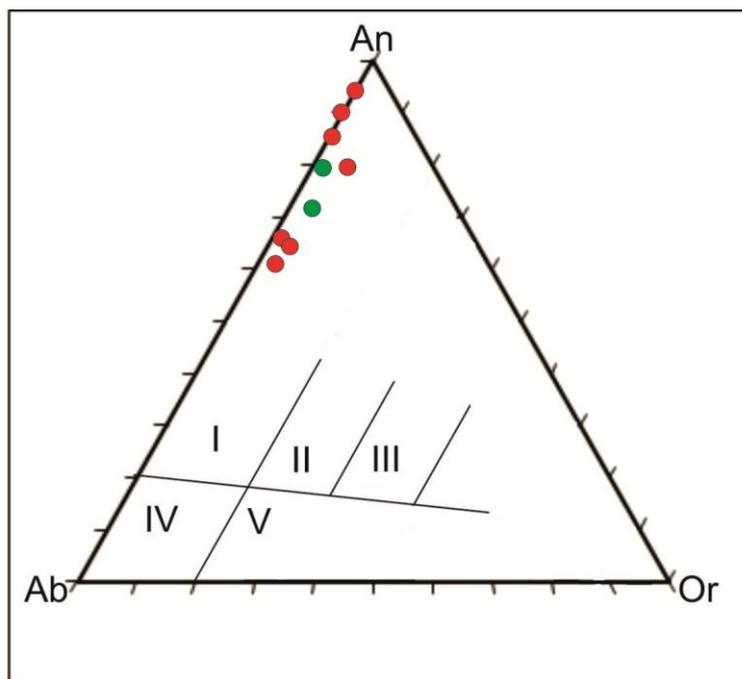
- [1] Гранат - биотитовый термометр по Thompson,76  
 [2] Гранат - биотитовый термометр по HOLDAWAYM.J., LEES.M  
 [3] Гранат - биотитовый термометр по GOLDMAND.S., ALBEEA.L. (1977)\*  
 [4] Гранат - биотитовый термометр по LAVRENT'EVAI.V., PERCHUKL.L.(1981)  
 [5] Гранат - биотитовый термометр поLAVRENT'EVAI.V., PERCHUKL.L.(1983-1)  
 [6] Гранат - биотитовый термометр по PERCHUKL.L. (1981)  
 [7] Гранат - биотитовый термометр по Л.Н. Никитиной.  
 [8] Гранат – хлоритовый термометр по PERCHUK (1989)  
 [9] Амфибол - плагиоклазовый термометр по Blundy, Holland.  
 [10]Амфиболовый барометр по AndetsonandSmith (1995, Amer.Miner.v.80,549-559)

### 3.5. Петрохимия плагиогранитов

Плагиограниты охватывают породы с широкими вариациями содержаний MgO +FeO, SiO<sub>2</sub> и щелочей. Эти различия описываются с помощью терминов тоналиты и трондиemit. В связи с этим нужно уточнить, что среди плагиогранитов тоналит является более основной и меланократовой породой. Граница между тоналитом и троньемитом

проводится по содержанию  $\text{SiO}_2=68\%$ . В типичном троньемите сумма содержаний  $\text{MgO} + \text{FeO} < 3,5\%$ , что соответствует не более 10% темноцветных минералов.

В случае, если данные по количественному модальному составу породы отсутствуют, но имеются определения химического состава гранитоидов, можно использовать для диагностики гранитоидов классификационную диаграмму Дж.О’Коннора, которая основана на соотношении нормативных количеств ортоклаза, альбита и анортита (Рис.37 ) Данные для диаграммы приведены в табл.№7



Классификационная диаграмма О’Коннора. I-тоналиты, II-гранодиориты, III-адамеллиты, IV- трондьемиты, V- граниты

● Selbekk et al.,1998 Rypdalen

● TH 134(в) TH 137(б)

Рис.37 Классификационная диаграмма О’Коннора. I-тоналиты, II-гранодиориты, III-адамеллиты, IV- трондьемиты, V- граниты.

Табл. № 7 Рассчитанные нормативные составы плагиогранитов

	Rypdalen	Selbekk et al., 1998					Lyngstuva		
	LR26-93	LR27-93	LR28-93	LR30-93	LR35-93	LR40-93	LR43-93	TH134в	TH137б
CIPW	вес.%								
Qz	47,27	44,18	53,45	46,92	40,11	44,28	30,39	43,68	27,29
Or	3,62	2,43	0,12	0,00	0,00	3,03	3,04	3,79	1,42
Ab	11,39	23,91	7,89	6,24	9,35	25,50	36,22	19,55	19,10
An	26,66	21,10	34,77	34,57	33,85	19,51	25,05	22,02	42,67

Продолжение табл.№7									
Di	1,71	0,00	0,00	0,00	2,74	0,00	0,52	0,00	0,00
Hy	8,87	7,00	3,45	10,99	13,45	6,21	4,29	8,81	8,60
Mt	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Il	0,46	0,34	0,13	0,51	0,42	0,33	0,27	0,52	0,38
Ap	0,02	0,07	0,00	0,35	0,07	0,05	0,22	0,19	0,13
C		0,97	0,18	0,42		1,09		1,43	0,41
	молек.%								
Or	5,24	3,47	0,15	0,00	0,00	4,38	3,32	5,52	1,33
Ab	17,51	36,24	10,73	8,74	12,78	39,15	41,97	30,25	18,93
An	77,25	60,29	89,12	91,26	87,22	56,47	54,71	64,23	79,74

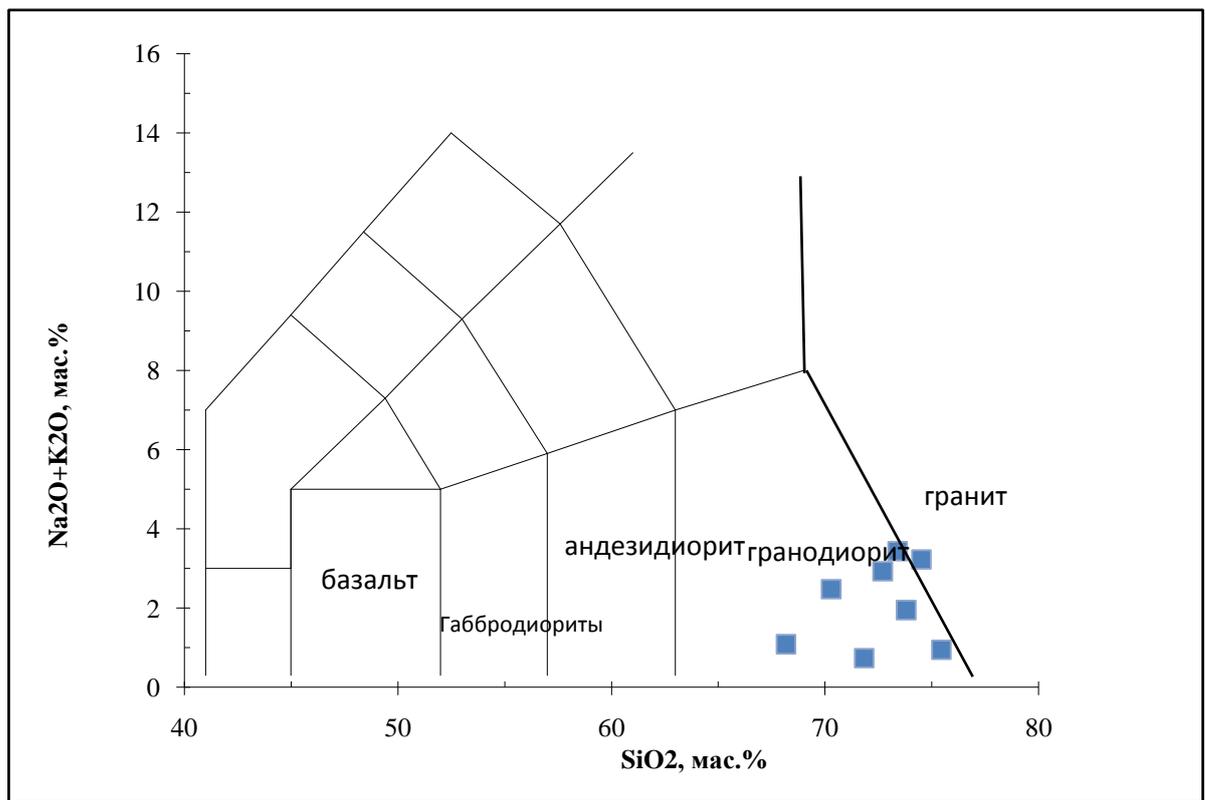


Рис.38 Диаграмма TAS для вулканических пород (по Le Maitre et al., 1989)

Табл. № 8 Данные плагиогнейсов для диаграммы TAS

	ТН 134(в)	ТН 137(б)	LR26-93	LR27-93	LR28-93	LR30-93	LR35-93	LR40-93
SiO <sub>2</sub>	72,70	63,56	73,80	74,52	75,45	71,83	68,17	73,4
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,20	0,24	0,18	0,07	0,27	0,22	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,88	19,89	12,59	13,77	14,44	14,35	14,03	13,42
FeO <sub>t</sub>	4,02	3,59	4,28	3,21	1,43	4,49	6,16	2,59
MnO	0,06	0,12	0,04	0,05	0,02	0,06	0,09	0,02
MgO	0,68	0,82	0,87	0,52	0,36	1,25	1,42	0,62
CaO	4,49	8,61	5,76	4,28	6,99	7,17	7,4	3,86
Na <sub>2</sub> O	2,29	2,24	1,34	2,82	0,93	0,74	1,09	2,94
K <sub>2</sub> O	0,64	0,24	0,61	0,41	0,02	0	0	0,5

Продолжение табл. №8								
P2O5	0,08	0,05	0,01	0,03	0	0,15	0,03	0,02
LOI	0,52	0,44	1,58	1,24	0,81	0,74	0,72	0,73
#mg	0,23	0,29						
сумма	99,63	99,77	101,12	101,03	100,52	101,05	99,33	98,27
Na2O+K2O	2,93	2,48	1,95	3,23	0,95	0,74	1,09	3,44

По данным с микронзондового анализа плагиогранито-гнейсов построена диаграмма TAS (рис. 38) для вулканических пород, большинство проб попало в поле гранодиоритов, данные приведены в табл.№ 8.

По химическому составу среди них преобладают тоналиты (Рис.37). В общем тоналиты демонстрируют падение в содержании  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $FeO^*$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  с ростом  $SiO_2$ , а  $Na_2O$  показывают случайное распределение, несмотря на их высокие содержания. Содержание  $SiO_2$  варьирует от 68 до 77 мас.% (Selbekk, R.S., Furnes, H.,1998).

В толеитах Люнгена очень низкое содержание  $K_2O$ , таким образом, они по своим характеристикам близки к островодужным толеитам ( Ненахов В.М., Иваников В.В.,1992).

Тоналиты сдвиговой зоны проявляют вариации в содержании  $Al_2O_3$  от 12,4 до 17,6 мас.%<sup>13</sup>. Тоналиты Rypdalen демонстрируют высокие концентрации  $CaO$ . Так же тоналиты сдвиговой зоны характеризуются низким отношением  $K_2O/Rb$  (от 0,01 до 0,04) и содержанием  $Y$  менее 10 ppm<sup>13</sup>. От La к Ho наблюдается прогрессивное обогащение REE, а от Ho к Lu наблюдается постоянный уровень содержания REE, что наглядно продемонстрировано на диаграмме (Рис. 39). Отношение  $La/Lu_n$  варьирует от 5 до 128, но чаще от 5 до 45<sup>13</sup>. Для тоналитов сдвиговой зоны характерны значения  $\epsilon_{Nd}$  от -0,6 до -9,4, но обедненные легкими редкоземельными элементами (LREE) тоналиты имеют  $\epsilon_{Nd}$  равное 5,1<sup>13</sup>. В общем, Sm/Nd отношения убывают со снижением значений  $\epsilon_{Nd}$ . Данные в табл.№ 9, №10.

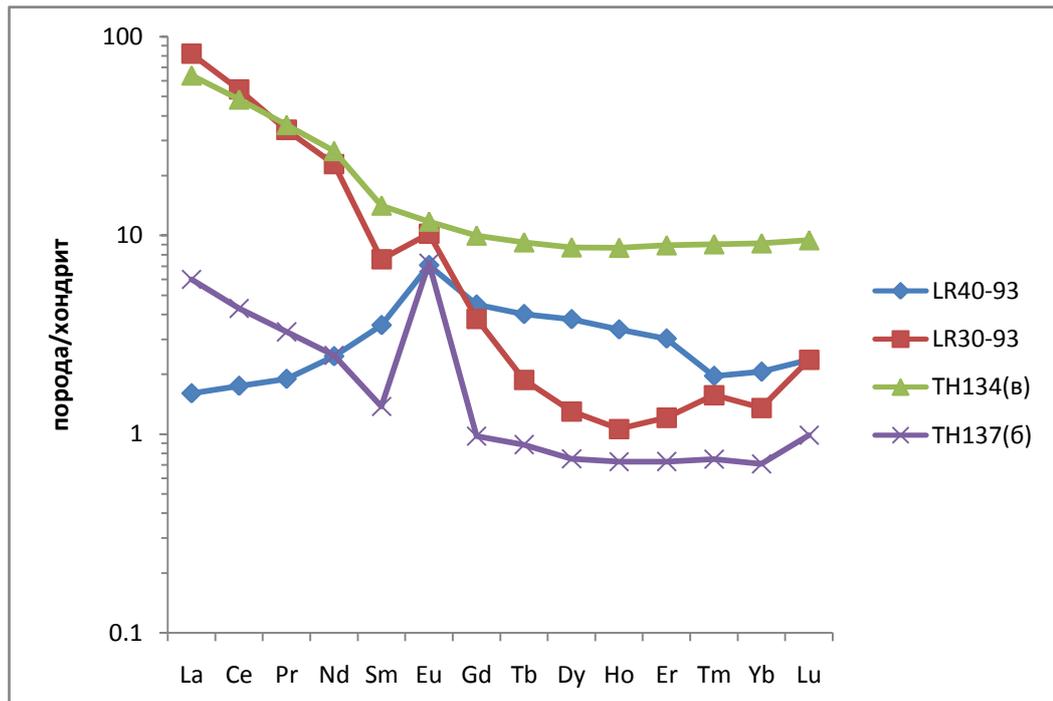


Рис.39 Нормированные к хондриту концентрации редких земель (данные из работы Selbekk et al., 1998, 2002 и TH 134(в), TH 137 (б)).

Табл.№ 9 Концентрации редких земель в плагиогнейсах (данные из работы Selbekk et al., 1998, 2002 и TH 134(в), TH 137 (б)).

	TH 134(в)	TH 137(б)	LR26-93	LR27-93	LR28-93	LR30-93	LR35-93	LR40-93
La	15,1	1,42			0,37	0,38		19,4
Ce	29,5	2,62			0,39	1,07		33,14
Pr	3,41	0,31			0,04	0,18		3,22
Nd	12,4	1,16			0,14	1,15		10,64
Sm	2,165	0,21			0,07	0,54		1,16
Eu	0,68	0,42			0,07	0,41		0,59
Gd	2,05	0,2			0,06	0,92		0,78
Tb	0,345	0,033			0	0,15		0,07
Dy	2,21	0,19			0,09	0,96		0,33
Ho	0,49	0,041			0,02	0,19		0,06
Er	1,475	0,12			0,06	0,5		0,2
Tm	0,23	0,019			0,01	0,05		0,04
Yb	1,55	0,12			0,08	0,35		0,23
Lu	0,24	0,025			0,01	0,06		0,06
Th	2,9	0,325						
U	0,27	0,15						

Табл.10 Нормированные к хондриту концентрации редких земель (данные из работы *Selbekk et al., 1998, 2002* и ТН 134(в), ТН 137 (б)).

	ТН 134(в)	ТН 133(б)	LR30-93	LR40-93
норм				
La	63,7131	5,99156	1,603376	81,85654
Ce	48,2026	4,28105	1,748366	54,15033
Pr	35,8947	3,26316	1,894737	33,89474
Nd	26,5525	2,48394	2,462527	22,78373
Sm	14,1176	1,37255	3,529412	7,581699
Eu	111,7241	7,24138	7,068966	10,17241
Gd	9,97567	0,97324	4,476886	3,79562
Tb	9,2246	0,88235	4,010695	1,871658
Dy	8,70079	0,74803	3,779528	1,299213
Ho	8,65724	0,72438	3,35689	1,060071
Er	8,91239	0,72508	3,021148	1,208459
Tm	9,01961	0,7451	1,960784	1,568627
Yb	9,11765	0,70588	2,058824	1,352941
Lu	9,44882	0,98425	2,362205	2,362205

В таблице № 11 показано содержание следующих элементов V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba.

Табл. № 11 Содержание V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba в плагиогнейсах. (данные из работы *Selbekk et al., 1998, 2002* и ТН 134(в), ТН 137 (б)).

	ТН 134(в)	ТН137(б)	LR26-93	LR27-93	LR28-93	LR30-93	LR35-93	LR40-93
V	<5	<5	107	107	46	33	154	12
Cr	13	13,4	18	18	16	8	24	62
Co			12	12	4	15	21	7
Ni			7	7	7	7	7	9
Cu			117	117	38	33	90	11
Zn			86	86	2	32	42	13
Rb	20,35	5,63	23	23	2	1	1	119
Sr	303	276,5	123	123	293	174	192	412
Y	13,5	1,69	3	3	5	7	5	5
Zr	75,5	12,3	10	10	11	9	10	125
Nb	2,315	<0,5	1	1	0	2	0	3
Ba	285	79,3	236	236	57	2,3	17	320

## ГЛАВА 4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ.

### 4.1 Состав плагиогнейсов и происхождение их протолитов.

Образование плагиогранитов может происходить в разных обстановках - от субдукционных до коллизионных. Также возможно выплавление плагиогранитов в условиях океанической коры, хотя это бывает довольно редко. По данным Р. Селлбекк с соавторами (1998), в комплексе Люнген присутствуют 2 типа плагиогранитов: образовавшиеся в ходе дифференциации бонинитовой магмы и выплавившиеся непосредственно из габброидов комплекса Люнген. Плагиограниты в сдвиговой зоне Рюпален, предположительно, относятся ко второму типу.

Примером плагиогранитов, генетически связанных с офиолитами являются плагиограниты комплекса Троодос на Кипре, офиолиты Корсики и Сумаиль в Омане. Сложены они кварцем и зональным олигоклаз-андезином (диорито- гнейсы , тоналиты) или альбитом (трондьемиты).. Мафические минералы представлены клинопироксеном, который обычно наблюдается в реликтах, и амфиболом. Биотит встречается редко, преимущественно в более меланократовых разновидностях. Обычные акцессории: магнетит, ильменит, сфен, апатит, изредка встречается ортит. (Ненахов В.М., Иваников В.В., 1992) В соответствии с современными представлениями образование фанерозойских плагиогранитов может происходить в интервале всего субдукционно-коллизионного цикла. Плагиограниты обнаружены и в мезокайнозойских и в палеозойских офиолитах, а также они были установлены в нижне-протерозойском офиолитовом комплексе Йормуа в Юго-Восточной Финляндии.

Также возможно выплавление плагиогранитов в условиях океанической коры, хотя это бывает довольно редко. Плагиограниты офиолитов разделяются на две группы, показанные в таблице как  $O_1$  и  $O_2$ . В первую из них попадают плагиограниты, имеющие наибольшее сходство с кислыми породами со дна океана в районах СОХ. Они отличаются предельно низкими концентрациями К ( а также Rb и Ва), низким содержанием СаО и нередко очень высоким  $Na_2O$ . Кроме того, они обнаруживают отчетливую геохимическую специализацию, характерную повышенными концентрациями Y, Zr, иногда также Nb и Та. К этой группе относятся плагиограниты офиолитов Корсики, Западных Альп, Юго-Восточной Финляндии, Западной Норвегии. Во вторую группу попадают плагиограниты офиолитовых комплексов, инициированных субдукцией, но только тех из них, которые сформировались в преддуговых бассейнах (офиолиты НЗС). Это уже упомянутые Троодос, Сумаиль, представленные в таблице. Плагиограниты  $O_2$  характеризуются

значительно более низкими содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$  и более высокими  $\text{CaO}$  и обычно не обнаруживают геохимической специализации. Очень хорошо эти две группы гранитов O-типа разделяются по редкоземельной геохимии. В плагиогранитах  $\text{O}_1$  обнаруживают высокие концентрации как легких, так и особенно тяжелых РЗЭ при слабо выраженном им фракционировании с некоторым обогащением элементами цериевой группы. Обычно устанавливается отрицательная европиевая аномалия. В плагиогранитах  $\text{O}_2$  концентрация РЗЭ в 3-5 раз более низкие, но при этом наблюдается заметное их фракционирование уже с обогащением тяжелыми лантаноидами.

Выявление с помощью O-гранитов различных типов спрединга на основе геохимических данных пока еще имеет ограниченные возможности. Как было показано, плагиограниты СОХ заметно отличаются от плагиогранитов из офиолитов НЗС, но в то же время первые из них практически не отличаются от плагиогранитов из офиолитовых комплексов окраинных морей. Дж. Пирс с соавторами отмечают, что не установлено также каких-либо заметных отличий между плагиогранитами, приуроченными к различным участкам СОХ: нормального типа или вблизи океанических поднятий с аномальной мантией, на трансформных разломах в пределах СОХ.

Граниты энсиматических островных дуг характеризуются довольно широким спектром составов и часто входят в дифференцированные габбро-плагиогранитные серии. С наиболее полнотой изучены островодужные плагиограниты о.Толо диги Фиджи, интрузивного комплекса Уасилау-Яу-Яу на о. Новая Британия, Папуа Новая Гвинея, представляющие современные островные дуги, а также триасового комплекса Спарта в Северо-Восточном Орегоне и ордовикского комплекса Литл-Порт в Западном Ньюфаундленде. Плагиограниты М-типа сложены плагиоклазом широко варьирующего состава и часто зонального, кварцем, амфиболом с корродированными включениями клинопироксена и биотита. Количество темноцветных минералов достигает 25-30% в мафических породах (кварцевые диориты-тоналиты) и снижается до первых процентов в трондиемитах. Калиевый полевой шпат во многих комплексах содержится в ничтожных количествах или отсутствует, но в некоторых, как например Уасилау-Яу-Яу, его содержание может достигать 15%.

М-граниты существенно отличаются по химизму от плагиогранитов  $\text{O}_1$ -типа более низким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и заметно более высоким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$ . В М-гранитах и кислых вулканитах океанских островных дуг обнаруживаются нередко очень высокие содержания  $\text{CaO}$ . Так в дацитах дуги Тонга-Кермадек установлено до 7,5%  $\text{CaO}$ , что обусловило необычный – лабрадорный состав вкрапленников плагиоклаза. Высокие содержания анортита в плагиоклазе (до 70%) в центральных частях зональных кристаллов

установлены в тоналитах Новой Британии. В целом, это наиболее низкощелочные кислые породы среди всех известных за исключением довольно близких по составу плагиогранитов офиолитовых комплексов НЗС (типа  $O_2$ ). По классификации М.Пикока они относятся к известковой серии. Данные по типам гранитов в табл. №12

По особенности распределения РЗЭ среди плагиогранитов и кислых вулканитов современных океанских островных дуг можно выделить две группы, при низких в целом содержаниях лантаноидов в тех и других. Одни из них отличаются практически недифференцированными хондритовым характером распределения РЗЭ. Типичные примеры- дациты Марианской дуги (о. Сайпан) и дуги Тонга-Кермадек. Подобный тип распределения установлен также в комплексе Спарта и Уасилау-Яу-Яу. Характерно, что обычно устанавливается отрицательная Eu-аномалия.

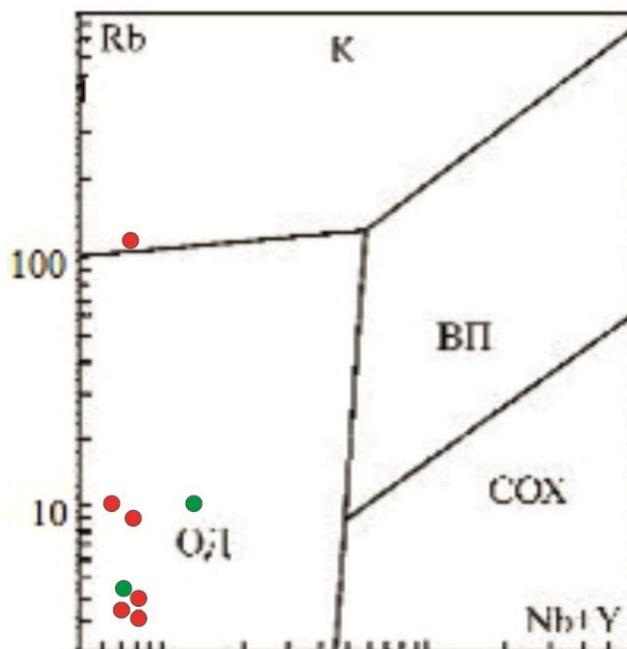
В другой группе мезозойско-кайнозойских плагиогранитов- натровых риодацитов обнаруживается некоторое обогащение легкими РЗЭ. При этом дефицит Eu не характерен, а иногда наблюдается даже его избыток. Примером такого типа распределения РЗЭ являются трондиемиты Фиджи.

Значительно более сильное фракционирование РЗЭ, с резким обеднением тяжелыми лантаноидами, установлено в более древних плагиогранитных комплексах. Среди них наиболее известны раннепалеозойский комплекс провинции Тронхейм в Норвегии (где и был впервые описан В.Гольдшмидтом трондьемит) и ранее-протерозойский комплекс области Каланти в Юго-Западной Финляндии.

Плагиограниты зоны Рюпдален превращены в гнейсы, но можно предположить, что очковая текстура развивалась по первично магматической гипидиоморфнозернистой структуре. В таком случае, порфиорокласты плагиоклаза могут быть близки по составу первично магматическому плагиоклазу вкрапленников – они зональные и незначительно варьирует по составу от Pl №44 до Pl №49. Состав плагиоклаза в основной массе плагиогнейсов отражает метаморфические преобразования и варьирует от андезина ( $An_{35}$ ) до альбита.

По минералогическим особенностям (основной состав плагиоклаза) и химическому составу (обогащение Ca, низкое содержание K) плагиограниты зоны Рюпдален наиболее близки вулканитам энсиматических островных дуг. Для установления принадлежности плагиогранитов к какому-либо генетическому типу можно использовать дискриминационные диаграммы Пирса-Харриса-Тиндля: Nb-Y, Rb-(Nb+Y), Ta-Yb, Rb-(Yb+Ta), которые позволяют различать кроме гранитов зон спрединга также граниты островных дуг, коллизионных зон и континентальных плит. Наиболее часто используется диаграмма Rb-(Nb+Y). (Рис.) ТН 137(б) и ТН 134(в) на дискриминационной диаграмме

Пирса-Харриса-Тиндля (данные для построения диаграммы приведены в табл. №13).  
попали в область ОД, и одна проба попала в область К (Рис.40)



Дискриминационная диаграмма Пирса-Харриса-Тиндля ( Гранитоиды: COX-срединно-океанических хребтов, ОД-островных дуг и активных континентальных окраин, К-коллизийные, ВП-внутриплитные).

● Selbekk et al., 1998  
● TH 134(в) TH 137(б)

Рис.40 Дискриминационная диаграмма Пирса-Харриса-Тиндля (Гранитоиды: COX-срединно-океанических хребтов, ОД-островных дуг и активных континентальных окраин, К-коллизийные, ВП-внутриплитные).

Табл.13 Данные для построения диаграммы Пирса-Харриса-Тиндля

	Rypdalen	Selbekk et al., 1998					Lyngstuva		
	LR26-93	LR27-93	LR28-93	LR30-93	LR35-93	LR40-93	LR43-93	TH134в	TH137б
Rb	23	13	2	1	1	119	18	20,35	5,63
Y	3	8	5	7	5	5	8	13,5	1,69
Nb	1	1	0	2	0	3	2	2,315	0,5
Nb+Y	4	9	5	9	5	8	10	15,815	2,19

#### **4.2. Условия метаморфизма плагиогранитов и геологическая история офиолитового комплекса Люнген.**

По мнению Р. Селлбекк с соавторами (1998, 2002) амфиболизация габброидов происходила одновременно с внедрением даек за счет флюидов, для которых сдвиговые зоны являлись проводящими каналами. Поступление флюидов и вызвало плавление габброидов.

Полевые наблюдения показывают, что деформации и метаморфизм, в результате которого габбро-нориты были превращены в амфиболиты, проявлен локально и приурочены к сдвиговым зонам. В этих же зонах расположены тела плагиогранитов. Однако сдвиговые деформации были наложены и на тела плагиогранитов. При этом необходимо выделить этап деформации, предшествовавший развитию сдвиговых зон, поскольку в ТН137 сдвиговые зоны, идущие вдоль контактов дайки плагиогранитов, приводят к повороту линейности (определяющей удлинением порфирокластов плагиоклаза и агрегатов темноцветных минералов) в плагиогранитах и полосчатости в габбро-амфиболитах. В центре дайки ТН 137 линейность совпадают с полосчатостью во вмещающих габбро-амфиболитах на удалении от контакта.

Петрографические наблюдения свидетельствуют о существовании двух метаморфических парагенезисов, наложенных и на габбро-нориты, и на плагиограниты. К первому относится Hbl и Grt I-ой генерации. В плагиогранитах Grt I-ой генерации образует порфиробласты с сигмоидальными каймами давления. Форма зерен Hbl («mineral fish») также свидетельствует о сдвиговой деформации. Таким образом, ассоциация Hbl + Grt + Pl (An<sub>35</sub>) синхронны с образованием порфирокластической структуры, то есть наложены. Ко второму метаморфическому парагенезису относится Grt II-ой генерации, CzO, Chl, Tc, Fe – черманит. Этот метаморфический эпизод также затронул весь комплекс. Этот парагенезис сформировался после первого этапа деформации и метаморфизма, поскольку перечисленные минералы образуют псевдоморфозы по минералам магматическим и первого метаморфического парагенезиса, но сами зерна CzO, Chl, Tc, чермакит не имеют преимущественной ориентировки (Рис.41).

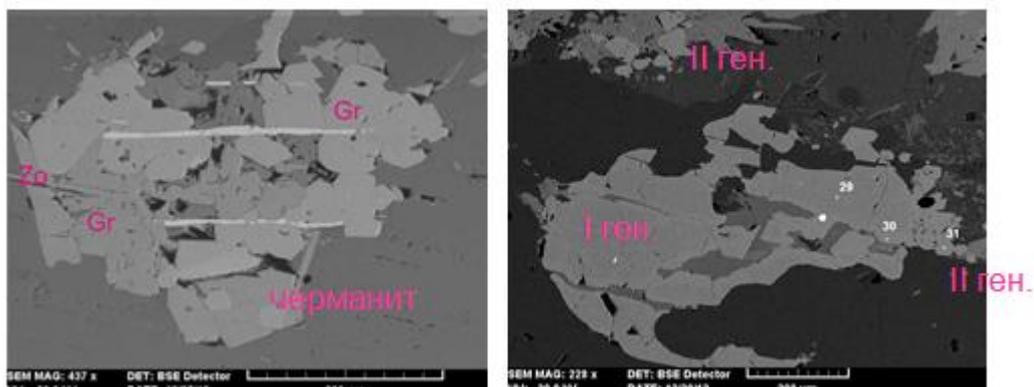


Рис.41 Grt-I-ой и Grt-II-ой генерации, CZo, черманит.

Из петрографических наблюдений следует, что ассоциация эпидот – хлорит сформировалась после деформации, но при этом сохранила все особенности деформационной структуры. А именно: чешуйки хлорита не изогнуты, они наследуют расположение минерала-предшественника. Наблюдаются псевдоморфозы по плагиоклазу, сложенные эпидотом. Эпидот в этих мелкозернистых агрегатах не имеет преимущественную ориентировку, Наблюдаемая текстура пород - гнейсовидная, структура порфиробластическая. У порфиробластов наблюдаются тени давления сигмоидальной формы. гнейсовидная текстура обусловлена чередованием линз кварца и агрегатов эпидот – хлоритового состава. Зерна хлорита не изогнуты очевидно наследуют ориентировку ранее сформировавшихся минералов, поскольку сами не деформированы. Так же есть псевдоморфозы хлорита по роговой обманке.

В ходе учебной практики и полевых работ было обнаружено, что дайки плагиогранитов были деформированы и метаморфизованы, варьируют по минералогическому составу и, в ряде случаев, в них наблюдается гранат. Кроме того, в амфиболитах присутствуют лейкократовые шпирсы с оторочкой граната (I генерации). Поэтому мы поставили своей задачей выяснить, в каких условиях был образован гранат, и сопоставить эти условия с оценкой условий образования плагиогранитного расплава, сделанной Р. Селлбекк с соавторами (2002) по данным изучения газовой-жидких включений в первично-магматических минералах.

Температуры и давление были нанесены на PT диаграмму (Рис.42) для пород комплекса Люнген, наши оценки PT-условий метаморфизма совпали с полем образования плагиогранитов по данным Р. Селлбекк с соавторами (RuneS. Selbekk, ColinJ. Bray2002). Таким образом, метаморфизм с образованием граната 1-ой генерации и амфибола ряда железистая роговая обманка-ферропаргасит мог произойти непосредственно вслед за внедрением плагиогранитов. Однако наших данных

недостаточно для решения вопроса, мог ли гранат быть равновесным с тоналитовым расплавом.

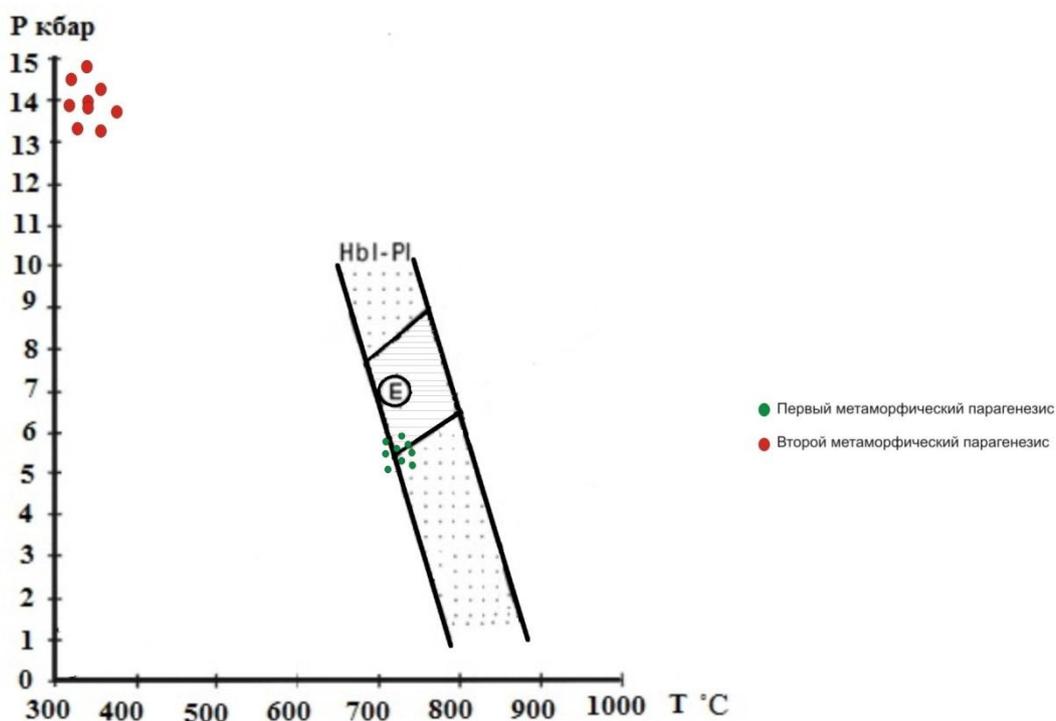


Рис 42. P-T-условия метаморфизма на диаграмме выплавления плагиогранитов. (RuneS. Selbekk, Colin J. Bray 2002)

Вмещающие габбро-нориты представляют собой нижнюю кору энсиматической островной дуги. Сдвиговая зона Рюпдален была заложена еще на стадии ее существования, поскольку сечется дайками бонинитов (Kvassnes et al., 2004). Как показано Р. Селлбекк с соавторами (2002), выплавление плагиогранитов связано с прохождением через нижнюю кору островной дуги флюидов, отделившихся от погружающейся океанической коры. По мнению Kvassnes et al. (2004), сдвиговая зона являлась проводящим каналом для флюидов. По нашим данным, деформация, связанная со сдвиговыми зонами, была наложена на уже существовавшие плагиогнейсы и амфиболиты по габбро-норитам. То есть, развитию сдвиговой зоны предшествовал этап деформации и метаморфизма, а выплавление плагиогранитов должно было предшествовать этому этапу. В среднем P-T условия для первого метаморфического парагенезиса составили: T=700-800°C, P=5-6 кбар, что в целом достаточно близко к условиям выплавления плагиогранитов данного комплекса. Отсутствие зон закалки у даек также свидетельствует о высокой температуре вмещающих пород. Этот этап метаморфизма с образованием граната 1-ой генерации и амфибола ряда железистая роговая обманка-ферропаргасит мог

произошли непосредственно вслед за внедрением плагиогранитов. Полученная оценка давления превышает величину, которая могла быть в основании энсиматической островной дуги. Можно предположить, что метаморфизм должен был произойти на стадии субдукции коры островной дуги.

Полученные оценки температуры и давления для второго метаморфического парагенезиса ( $T=300-400^{\circ}\text{C}$ ,  $P=13-14$  кбар) соответствуют голубосланцевой фации метаморфизма. Образование кальциевого и высокоглиноземистого феррочермакита вместо глаукофана обусловлено особенностями состава габбро-норитов и плагиогранитов, т.е., высоким содержанием Са и Аl и низким – щелочей. Такие РТ-условия могут быть созданы только в результате субдукции. И мы должны предположить, что часть островодужной коры была субдуцирована вместе с океанической корой, а затем выведена к поверхности. В ходе коллизии Балтии и Лаврентии, приведшей к образованию Каледонид, обе части офиолитового комплекса Люнген: восточная островодужная и западная океаническая составили единую тектоническую пластину.

## Заключение

Плагиигранито-гнейсызоны Рюпдален офиолитового комплекса Люнген слагают дайки и согласные с листоватостью и полосчатостью во вмещающих амфиболлизированных габбро-норитах линзовидные тела. Деформация, связанная со сдвиговыми зонами, была наложена на уже существовавшие плагиигнейсы и амфиболиты по габбро-норитам.

По минералогическим особенностям (основной состав плагиоклаза) и химическому составу (обогащение Са, низкое содержание К, распределение РЗЭ) плагииграниты зоны Рюпдален наиболее близки плагиигранитам энсиматических островных дуг.

Плагииграниты превращены в гранатовые гнейсы. Но частично сохранились первично магматические минералы: плагиоклаз в порфирокластах и роговая обманка. Мы установили 2 генерации граната. В гранате 1-ой генерации под микроскопом наблюдается зональность, цвет граната от центра к периферии меняется от темно-розового до светло-розового. Микронзондовое исследование гранатов в разных породах показали, что гранаты разной генерации отличаются по составу, более крупные гранаты более марганцовистые и более магнезиальные, мелкие более поздние гранаты менее марганцовистые и менее магнезиальные. В гранатах 2-ой генерации 1,5-2 раза больше кальция, чем в крупных гранатах. Мы также установили две генерации амфибола – ферропаргасит и феррочермакит и установили их парагенезисы.

По нашим данным, породы комплекса Люнген испытали две стадии метаморфизма. К первому метаморфическому парагенезису относится Hbl и Grt I-ой генерации. Ко второму метаморфическому парагенезису относится Grt-II-ой генерации, CZo, Chl, Tc, Fe – чермакит. В среднем РТ условия метаморфизма для первого парагенезиса составили:  $T=700-800^{\circ}\text{C}$ ,  $P=5-6$  кбар, что в целом достаточно близко с условиям выплавления плагиигранитов данного комплекса. Для второго парагенезиса:  $T=300-400^{\circ}\text{C}$ ,  $P=13-14$  кбар, что соответствует голубосланцевой фации метаморфизма.

РТ условия для первого метаморфического парагенезиса близки к условиям выплавления плагиигранитов данного комплекса. Этот этап метаморфизма мог произойти непосредственно вслед за внедрением плагиигранитов. Полученная оценка давления превышает величину, которая могла быть в основании энсиматической островной дуги. Можно предположить, что метаморфизм должен был произойти на стадии субдукции коры островной дуги.

Полученные оценки температуры и давления для второго метаморфического парагенезиса соответствуют голубосланцевой фации метаморфизма. Такие РТ-условия могут быть созданы только в результате субдукции. И мы должны предположить, что часть островодужной коры была субдуцирована вместе с океанической корой, а затем выведена к поверхности. В ходе коллизии Балтии и Лаврентии обе части офиолитового комплекса Люнген(восточная островодужная и западная океаническая) составили единую тектоническую пластину.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ненахов В.М., Иваников В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М., Роскомнедра, Геокарт, 1992, 100 с.
2. *Никитина Л.П.* Межфазовые геотермометры, геобарометры и геооксобарометры. Учебное пособие СПб, 2005. 17-23 с.
3. *Andersen, T., Burke, E.A.J., Austerheim, H.* Nitrogenbearing, aqueous fluid in some eclogites from the Western Gneiss Region of the Norwegian Caledonides. *Contrib. Mineral.Petrol.* 1989. 103, 153–165.
4. *Anderson J.L. and Smith D.R.* The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. 1995, *Amer.Miner.* v. 80, 549-559
5. S. Berg & K.Kullerud Precambrian and Caledonian geology of the Alta area, Finnmark, North Norway. Field guide. June 2013.
6. Bergh, Steffen G; Kullerud, Kåre; Myhre, Per Inge; Corfu, Fernando; Armitage, P.E.B.; Zwaan, K.B.. *Archaean Elements of the Basement Outliers West of the Scandinavian Caledonides in Northern Norway: Architecture, Evolution and Possible Correlation with Fennoscandia.* Springer 2014 (7) ISBN 978-94-007-7614-2.s 103 - 126.s doi: 10.1007/978-94-007-7615-9\_4.
7. *Blundy J.D., Holland T.* Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer// *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1990. 140. P.208-224.
8. *Furu, S.,* Water-saturated melting experiments on boninitic gabbros: implications for the petrogenesis of tonalitic rock in the Lyngen Magmatic Complex, N Norway. 1996. *GFF* 118, A51.
9. *Furu, S., Skjerlie, K.P., Furnes, H.,* Petrogenesis of tonalitic rocks on the Rypdalen shear zone, Lyngen magmatic complex, northern Norway: experimental constraints. *Geonytt*1997. 24, 40.
10. *Astri J. S. Kvassnes, Anita Hetland Strand, Heidi Moen-Eikeland, Rolf Birger Pedersen.* The Lyngen Gabbro: the lower crust of an Ordovician Incipient Arc. *Contrib Mineral Petrol* (2004) 148: 358–379
11. *Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Guo, Y. (1997)*

- Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, 35, 219–246.
12. Astri J. S. Kvassnes Æ Anita Hetland Strand Heidi Moen-Eikeland Æ Rolf Birger Pedersen The Lyngen Gabbro: the lower crust of an Ordovician Incipient Arc, 2004
  13. Ravna E.K. Distribution of Fe<sup>2+</sup> and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet–hornblende Fe–Mg geothermometer, 2000.
  14. Pollinson H., Slab and sediment melting during subduction ignition: granitoid dykes from the mantle section of the Oman ophiolite, 2015.
  15. *Slagstad, D.*, Lyngen Magmatic Complex, Rypdalen Shear Zone, magmatic and structural evolution. *Geonytt* 1995. 22, 67.
  16. *Selbekk, R.S., Furnes, H., Pedersen, R.B., Skjerlie, K.P.*, Contrasting tonalite genesis in the Lyngen Magmatic Complex, north Norwegian Caledonides. *Lithos* 42, 1998. 243–268.
  17. *Selbekk R.S., Colin J. Bray, Edward T.C. Spooner* Formation of tonalite in island arcs by seawater-induced anatexis of mafic rocks; evidence from the Lyngen Magmatic Complex, North Norwegian Caledonides. R. 30 August 2000; accepted 7 March 2001 P.69–84
  18. Selbekk et al., Petrogenesis of Anorthosite Dyke Swarm of Tromsø, North Norwegian: Evidence for Hydrous Anatexis of an Alkaline Mafic Complex, 2002
  19. Интернетресурсы: <http://luckycamper.net/country/норвегия/все-о-норвегии/5415>, 15.01.2015
  20. Интернетресурсы: [http://ru.wikipedia.org/wiki/%C3%E5%EE%E3%F0%E0%F4%E8%FF\\_%CD%E5%F0%E2%E5%E3%E8%E8](http://ru.wikipedia.org/wiki/%C3%E5%EE%E3%F0%E0%F4%E8%FF_%CD%E5%F0%E2%E5%E3%E8%E8), 20.12.2015
  21. Интернетресурсы: [http://www.kalumatravel.co.uk/ski/norway\\_ski\\_lodge.html](http://www.kalumatravel.co.uk/ski/norway_ski_lodge.html), 20.02.15
  22. Интернетресурсы: <http://www.mining-enc.ru/n/norvegiya/>, 20.02.2015
  23. Интернетресурсы: <http://www.gecont.ru/articles/geo/norway.htm>, 20.02.2015
  24. Интернетресурсы: <http://www.mining-enc.ru/n/norvegiya/>, 20.02.2015

## ПРИЛОЖЕНИЕ

### Описание шлифов.

**ТН № 122** крупно-зернистый габбро-пироксенит.

Данная порода сложена крупными кристаллами клинопироксена (СРх) предположительно, диопсидам ( Di); в промежутках между ними мелкие зерна основного плагиоклаза изменен в нем эпидот и клиноцоизит, хлорит Структура габбровая. Вторичные минералы амфобол (amf), клиноцоизит (сZo) и эпидот. Мелкозернистый агрегат в шлифе полностью замещен Czo, Ep, и Chl. Также наблюдается кайма около зерен Di скорее сложена клиноцоизитом. Наблюдаются включения в виде иголок Pl в amf.

**ТН № 123** метаморфизованный средне-зернистый габбронорит.

Исходная среднезернистая порода сложена псевдоморфозами Czo по Pl и Amf по Pх, от OPх и CPх остались реликты . Amf зональный и меняется по внешнему виду от болотно-зеленой роговой обманки в центре до бледно-зеленого актинолита и сине-зеленого актинолита (чермакита) по краям агрегата.

Мы наблюдали плагиогранито-гнейсы в виде даек, но мы наблюдали в них гнейсовидность, которое совпадало с листоватостью вмещающих габбро, амфиболитов и амфиболизированных габбро.

**ТН №124(а)** гнейс с Qu

Гнейсовидная текстура, данная порода сложена зернами Qu, роговой обманки, зерна ромбовидного Pl и псевдоморфозами развивается по нему Czo, основная масса представлена агрегатами мозаичного кварца. Также встречаются Gr и рудные минералы.

**ТН №124(б)** амфиболит

Гнейсовидная структура. Порода сложена следующими минералами: кварц, гранаты, роговая обманка, хлорит и рудные минералы. Кварц замещает полосы между основной амфибол-хлоритовой массой. Также наблюдаются вторичные изменения в виде сосюритизации.

**ТН №124(в)** контакт между Qu - гнейсом и сланцем.

Порода мезократовая, с одинаковым количеством Pl, Qu, Amf, и с большими зернами граната.

**ТН №126(а)** Амфиболит

Порода сложена следующими минералами: кварц, амфибол (представлен роговой обманкой), эпидот, также развит хлорит

**ТН №126(б)** Кварц, эпидот-замещает плагиоклаз, гранаты. Вторичные изменения сосюритизация.

**ТН №127** Средне-зернистое габбро-амфиболит.

Минералы: Эпидот, актинолит, роговая обманка, гранат, много цоизита.

**ТН 128** амфиболизированный габбро-норит.

Крупные кристаллыосновного плагиоклаза с цоизитом в виде вторичного минерала, пироксен- гиперстен- розового цвета по нему развиваются амфиболы, иголки граната, все очень ожелезнено, гранат изотропный, по нему развиваются вторичные минералы; цоизит, мусковит, амфибол.

**ТН №128/2** Крупнозернистое габбро

Порода сложена крупными кристаллами пироксенов, плагиоклазов, и рудные минералы. Вторичные изменения хлоритизация, (+ еще не понятное зерно в скрещенных николях синего цвета). Структура массивная, крупнозернистая, порфиробластовая.

**ТН №130** Норит

Порода сложена: основным плагиоклазом, гиперстеном по нему развит скаполит и рудное вещество, структура крупнозернистая.

**ТН №130/2**

Порода сложена основным плагиоклазом, ортопироксеном по нему развивается актинолит, рудное вещество. И много ожелезнения. Структура крупнозернистая.

**ТН №131(б)** дайка, полосчатый амфиболит

Минералы: плагиоклаз, кварц, роговая обманка. Структура мелко-среднезернистая полосчатая, видна направленность зерен. С большими порфирокластами кварца относительно основной массы.

**ТН №131**среднезернистая дайка

Порода сложена следующими минералами: гранат, амфибол (роговая обманка), кварц, плагиоклаз, циркон, рудное вещество. Вторичные изменения по плагиоклазу сосюритизация. Вторичные минералы хлорит.

**ТН №131(б)** Дайка, полосчатый амфиболит, приконтактовая зона.

Порода представлена следующими минералами: роговая обманка- занимает основную часть шлифа, кварц, плагиоклаз. Структура очковая. Одну часть шлифа – можно отнести к ТН 131,(но в нем нет граната) а вторая представлена роговой обманкой.

**ТН №131(в)** крупнозернистое габбро-амфиболит.

Порода сложена клинопироксеном и плагиоклазом также есть рудное вещество. Вторичный минерал хлорит. В рудном веществе включения клиноцоизита. Структура очковая с большими вкрапинками, клинопироксен замещен амфиболом, а амфибол –замещен актинолитом.

**ТН №132** Гиганто-зернистое габбро-амфиболит.

Породасильно хлоритизированная, структура порфиробластовая.

**ТН №132(б)** мелко-среднезернистый амфиболит

Минералы роговая обманка, а все остальное сильно видоизменено.

**ТН №133** Среднезернистый амфиболит

Порода сложена следующими минералами плагиоклаз, кварц, ортопироксен, рудное вещество. Вторичные минералы: хлорит, альбит. Структура мелко-среднезернистая.

**ТН №134** среднезернистое габбро-амфиболит

В породе видны первично магматические минералы. Состав породы: кварц плагиоклаз, амфибол, встречаются маленькие округлые идиоморфные зерна гранатов. Вторичные минералы: хлорит.

**ТН №134(б)** Амфиболит

Порода сложена эпидотом, он замещен хлоритом. Структура крупнозернистая, первичных магматических минералов не видно.

**ТН №134(в)**

Порода представлена следующими минералами: Гранат, роговая обманка, кварц, биотит, плагиоклаз №44 и рудное вещество. Гранат разных генераций, в крупных зернах граната наблюдаются следующие включения : кварца, биотита, циркона, эпидота.

Данные микронзондового анализа. Плагиоклаз № 44, в нем наблюдается зональность (Pl №48, Pl №47 и на краю зерна Pl №33. В основном в породе весь плагиоклаз представлен Pl № 47. Включения в плагиоклазе представлены эпидотом. Вторичным минералом по плагиоклазу позже образовался альбит. В гранате I-ой генерации наблюдается зональность (Mn, Mg,) также в нем мало SiO<sub>2</sub>. Включения в гранатах I-й генерации представлены следующими минералами: цирконом с Hf, кварцем, магнетитом, ильменитом, по трещинам развит эпидот. Гранаты II-ой генерации сильно Mn и в них наблюдаются газовой-жидкие включения. В амфиболе Fe-в III- форме и по сумме его мало, также в некоторые зерна амфибола замещены хлоритом, а других он присутствует в виде включений. Ильменит в виде иголок встречается в амфиболе. в мусковите K- нормально, но сумма низкая.

**ТН 135**

**ТН 136** среднезернистое габбро-амфиболит.

Минералы: плагиоклаз, эпидот, роговая обманка, рудное веществ. Цоизит. Видны первично магматические минералы.

**ТН 136** среднезернистое габбро-амфиболит

Минералы: Гранат, биотит, кварц. Вторичные минералы серицит. Включения в гранате циркона.

**ТН 137 (а)** Контакт дайки плагиогнейса с амфиболизированным габбро.

Дайка плагиогранито-гнейса (состава кварц, плагиоклаз, биотит и рудное вещество) по контакту развивается амфибол (роговая обманка и хлорит). В дайке много кварца и плагиоклаза, в основном она и представлена этими минералами. А вторая часть контакта в основном представлена эпидотом и роговой обманком.

**ТН 137 (б)** центральная часть дайки.

Порода сложена кварцем и плагиоклазом. Кварц в виде вытянутых жил с мозаичной структурой.

**ТН 138 (а)** крупнозернистый амфиболит (линза центр)

Эпидот, цоизит, амфибол и небольшие зерна биотита.

**ТН 138(б)** мелкозернистый амфиболит Поход на ТН 138(а), но различаются по размерам зерен амфиболов и здесь присутствует кварц и плагиоклаз

**ТН 139** Плагиогранито-гнейс

Минералы, кварц, плагиоклаз. В плагиоклаз видно измененный и замещенный, но не весь. Скорей всего процесс сосюритизации. Также наблюдается цоизит. Включения в виде цирконов.

**ТН 139(2)**

Тоже самое что и ТН 139. Один сплошной кварц и сосюрит, встречаются цирконы и редко видны двойниками плагиоклаза, т.е. первичные зерна плагиоклаза которые замещены.

**ТН 140** полосчатое габбро-амфиболит

Порода сложена следующими минералами: кварц, плагиоклаз, биотит, хлорит и цоизит. Структура мелкозернистая, полосчатая, наблюдаются следы деформации.

**ТН 141 (а)** мелкозернистое габбро-амфиболит (линза)

Порода сложена следующими минералами: роговая обманка, биотит, рудное вещество и мелкая основная ткань.

**ТН 141(б)**

Порода мелкозернистая видны маленькие кристаллы кварца, в очень маленькой основной массе похожей на сосюрит. Порода очень сильно изменена. Наблюдается хлорит.

### **ТН 142(а)**

Порода сложена следующими минералами: кварц, биотит и плагиоклаз, в плагиоклазе редко наблюдаются двойниками. Порода сильно соссюритизированна.

### **ТН 142(б) Амфиболит**

Порода сложена следующими минералами: кварц, амфибол, рудный минерал, плагиоклаз по нему развита соссюритизация, которая представлена в виде смеси эпидота и цоизита. Структура крупнозернистая, очковая с кристаллами кварца.

### **ТН 142(в)**

Порода сложена следующими минералами: роговая обманка и мелкие зерна кварца и рудный минерал.

### **ТН 143 Кальцитовая жила, брекчия и ксенолиты.**

В ксенолитах кварц, роговая обманка и хлорит.

### **ТН 143/2**

Минералы: кварц, кальцит, роговая обманка и рудное вещество.

### **ТН 143/3** то же самое, что и в ТН 143/2

### **ТН 144(а) Среднезернистый амфиболит с роговой обманкой.**

### **ТН 144(б)** прослойка гранитного состава

Минералы кварц, мусковит, цоизит

### **ТН 144(в) среднезернистое габбро-амфиболит**

Минералы кварц и амфибол

### **ТН 145** кварцевый гнейс.

Порода сложена следующими минералами: Кварц, биотит, роговая обманка, также виден первично магматический плагиоклаз, который теперь замещен соссюритом. Структура гранобластовая.

### **ТН 146** Крупнозернистый гнейс

Порода сложена следующими минералами: кварц, биотит, роговая обманка, плагиоклаз. Вторичные изменения соссюритизация, структура гранобластовая.

### **ТН 147** среднезернистый гнейс

Порода сложена следующими минералами: кварц, биотит, хлорит, цоизит. Структура гранобластовая с липидобластовыми фрагментами.

### **ТН 151(а)**

Основные минералы: эпидот, карбонат, амфибол структура липидобластовая.

### **ТН 151(а)**

Порода сложена следующими минералами: клинопироксен, он замещен амфиболом, цоизитом и эпидотом.

**ТН 151(б)** мелкозернистый амфиболит

Основные минералы: плагиоклаз, кварц, амфибол- зональный.

**ТН 156** крупнозернистое габбро- амфиболит все магматические минералы очень сильно замещены.

Минералы: цоизит, хлорит и рудное вещество

**ТН 157(а)** Гранобластовая структура, кварц в порфирокластах и плагиоклаз в порфирокластах замещен цоизитом и эпидотом.

**ТН 157(а/2)** то же самое, что и в ТН 157(а), минералы кварц и видна структура плагиоклаза.

**ТН 157(б)** Кварц, роговая обманка, измененные зерна плагиоклаза. Структура гранобластовая в основной массе цоизит и эпидот.

**ТН 158** Амфиболизированное крупнозернистое габбро, сейчас наблюдаются хлорит и смесь цоизита с эпидотом, так же есть гранаты.

**ТН 161** тонкослоистый, мелкозернистый карбонат, возможно кальцит

**ТН 161(б)** Биотит, кварц и хлорит

**ТН 162/2** гранатовый сланец.

Табл. № 1 Типы гранитов и их признаки (данные по Ненахов В.М., Иваников В.В., 1992 и ТН 134(в) ТН 137(б)).

признаки	ТН134(в)	ТН137(б)	O1	O2	M	Mmf	MI	I	Imf	Im	I1	S	Smf	SI	A
SiO <sub>2</sub>	72,70	63,56	71,8	68,0	69,5	66,2	73,1	69,2	61,3	66	71,3	70,3	64,7	72,6	73,8
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,20	0,43	0,68	0,43	0,6	0,35	0,43	0,59	0,45	0,2	0,48	0,52	0,29	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,88	19,89	13,8	14,10	14,4	15,3	13,9	14,3	16	15,5	14,3	14,1	15,9	14,1	12,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						2,21	1,49	1,04	1,13	0,77	0,97	0,56	1,47	0,3	1,24
FeO	4,02	3,59	2,84	4,90	3,82	3,15	1,32	2,29	4,89	3,57	1,3	2,87	4,07	1,38	1,58
MgO	0,68	0,82	1,13	1,57	1,25	1,94	0,63	1,42	2,86	1,68	0,75	1,42	1,67	0,73	0,2
CaO	4,49	8,61	1,66	4,67	3,78	5,11	3,6	3,2	5,55	4,5	2,56	2,03	2,72	1,18	0,75
Na <sub>2</sub> O	2,29	2,24	6,58	3,52	4,18	3,75	4,21	3,13	2,85	3,01	3,34	2,41	3,62	2,71	4,07
K <sub>2</sub> O	0,64	0,24	0,07	0,25	1,06	1,38	1,7	3,4	3,08	3,85	4,58	3,96	4,09	5,54	4,65
K/Na+K			0,007	0,04	0,14	0,19	0,21	0,42	0,42	0,46	0,47	0,52	0,42	0,58	0,43
Ca/Na+K			0,14	0,70	0,43	0,61	0,37	0,33	0,63	0,41	0,22	0,22	0,24	0,1	0,12
Na+K/Al			0,79	0,43	0,58	0,5	0,63	0,62	0,5	0,59	0,74	0,58	0,65	0,74	0,95 (часто<1)
Al/2Ca+Na+K			0,99	0,97	0,97	0,9	0,9	0,96	0,53	0,58	0,61	0,55	1,06	1,12	0,95
Fe/Fe+Mg			0,58	0,63	0,63	0,59	0,7	0,55	0,17	0,16	0,4	0,15	0,64	0,56	0,88
Fe <sub>3</sub> /Fe <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub>						0,39	0,5	0,3	0,17	0,16	0,4	0,15	0,24	0,16	0,41
Rb	20,35	5,63	<2	3,3	13	19	21	151	104	133	195	217	158	275	169
Sr	303	276,5	110	119	212	242	191	247	438	476	320	120	345	147	48
Ba	285	79,3	13-260	39	186	284	291	538	1420	1350	1140	468	1340	920	352
Zr	75,5	12,3	580	81	92	115	148	151	164	129	120	165	227	166	528
Nb	2,315	<0,5	25	5	2,7	1,3	1,5	11	16	15	19	12	24	20	37
Y	13,5	1,69	120	35	25	28	26	28	22	18	14	32	31	22	75
Ce	29,5	2,62	7,5	8,6	17	18	17	64	58	52		64	156	73	137
Yb	1,55	0,12			3	2,9	3,7		1,2	0,53			2,6	0,9	
Gd	2,05	0,2			14	15	13	16	19	18	17	17	21	22	25
K/Rb			>300	630	678	603	730	187	230	240	283	151	215	167	229
Rb/Sr	0,07	0,02	<0,2	0,03	0,06	0,08	0,11	0,61	0,24	0,28	0,61	1,81	0,46	1,87	3,52

Табл. № 2 Микронзондовые исследование GrTH 134 (в)

	1	2	3	4	5	6	18	20	21	22	23	24	26	27	29	30	31
	r	m	c	c	m	r	r	rm	c	c	m	rm			m	rm	r
SiO2	37,66	37,21	37,58	37,96	37,28	36,87	38,01	37,98	37,71	37,91	37,85	37,54	37,57	37,63	37,89	37,27	37,66
TiO2	0	0	0	0,04	0,00*	0,02*	0,17	0,03	0,09	0,10					0,06		
Al2O3	20,07	19,89	19,49	19,48	20,38	20,32	20,22	19,12	19,31	20,48	19,92	19,90	19,79	19,40	19,44	19,53	19,72
FeO	30,77	32,31	30,04	30,09	30,86	31,17	30,72	28,93	28,98	28,98	30,80	30,88	34,90	35,20	29,83	34,38	35,62
MnO	3,71	3,96	4,98	4,93	4,65	5,63	4,66	5,40	5,09	5,09	5,03	4,68	0,88	0,78	0,78	0,75	0,73
MgO	3,88	4,81	3,59	3,32	3,16	1,89	2,70	3,55	2,90	3,61	2,84	2,70	0,47	0,50	3,50	0,73	0,69
CaO	3,37	4,32	4,2	4,1	3,55	4,09	3,51	4,21	4,04	3,77	3,74	3,80	6,39	6,27	4,28	7,02	5,47
Cr2O3			0,08		0,05*		0,04		0,06	0,06					0,13		
формула рассчитана на 12 O																	
Si	3,032	2,942	3,029	3,055	3,004	2,995	3,051	3,060	3,079	3,029	3,045	3,034	3,070	3,070	3,119	3,041	3,065
Ti	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,010	0,002	0,006	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
Al	1,904	1,854	1,851	1,848	1,936	1,945	1,913	1,816	1,858	1,928	1,889	1,895	1,896	1,865	1,886	1,878	1,891
Fe	2,071	2,136	2,024	2,025	2,080	2,117	2,062	1,949	1,979	1,936	2,072	2,087	2,373	2,401	2,053	2,346	2,424
Mn	0,253	0,265	0,340	0,336	0,317	0,387	0,317	0,369	0,352	0,344	0,343	0,320	0,061	0,054	0,054	0,052	0,050
Mg	0,466	0,567	0,431	0,398	0,380	0,229	0,323	0,426	0,353	0,430	0,341	0,325	0,057	0,061	0,429	0,089	0,084
Ca	0,291	0,366	0,363	0,354	0,306	0,356	0,302	0,363	0,353	0,323	0,322	0,329	0,557	0,548	0,377	0,614	0,476
Cr	0,000	0,000	0,005	0,000	0,003	0,000	0,003	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000
mg#	<b>0,184</b>	<b>0,210</b>	<b>0,176</b>	<b>0,164</b>	<b>0,154</b>	<b>0,098</b>	<b>0,135</b>	<b>0,180</b>	<b>0,151</b>	<b>0,182</b>	<b>0,141</b>	<b>0,135</b>	<b>0,023</b>	<b>0,025</b>	<b>0,173</b>	<b>0,036</b>	<b>0,033</b>
Alm	0,67	0,64	0,64	0,65	0,67	0,69	0,69	0,63	0,65	0,64	0,67	0,68	0,78	0,78	0,70	0,76	0,80
Py	0,15	0,17	0,14	0,13	0,12	0,07	0,11	0,14	0,12	0,14	0,11	0,11	0,02	0,02	0,15	0,03	0,03
Gross	0,09	0,11	0,11	0,11	0,10	0,12	0,10	0,12	0,12	0,11	0,10	0,11	0,18	0,18	0,13	0,20	0,16
Spess	0,08	0,08	0,11	0,11	0,10	0,13	0,11	0,12	0,12	0,11	0,11	0,10	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02

Табл. № 3 Микронзондовые исследование ТН 134 (в)Pl

с	9	17	28	32	33	34	35	36	37	38	39	40
	m							c	rm	r	rm	r
Pl												
SiO2	58,60	59,56	58,12	58,30	58,31	58,28	62,10	58,87	58,32	57,82	61,10	69,89
TiO2												
Al2O3	26,93	26,13	27,12	26,77	26,97	26,97	24,78	26,89	26,70	26,82	25,04	19,88
FeO												
MnO												
MgO												
CaO		9,06	9,44	9,87	9,65	9,85	3,86	9,28	9,59	9,92	7,35	1,04
Na2O	9,16	5,26	5,18	5,01	4,95	4,89	6,25	4,96	5,39	5,43	6,42	9,06
K2O	5,22	0,00	0,14	0,04	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,13
BaO	0,06	0,00										
Si	2,65	4,384	2,592	2,600	2,599	2,597	2,788	2,616	2,602	2,585	2,706	3,024
Ti	0,00	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,43	2,824	1,425	1,407	1,416	1,416	1,311	1,408	1,404	1,413	1,307	1,014
Fe	0,00	3,034	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,00	0,463	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,00	0,554	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,00	0,447	0,451	0,472	0,461	0,470	0,186	0,442	0,458	0,475	0,349	0,048
Na	0,80	0,005	0,448	0,433	0,428	0,422	0,544	0,427	0,466	0,471	0,551	0,760
K	0,30	0,000	0,008	0,002	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,007
Ba	0,00	0,225	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Ab</b>	72,73	44,46	49,39	47,76	47,74	47,32	74,56	49,17	50,42	49,76	60,91	93,21
<b>An</b>	0	55,08	49,74	51,99	51,43	52,68	25,44	50,83	49,58	50,24	38,53	5,91
<b>Or</b>	27,27	0,46	0,88	0,25	0,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,56	0,88

Табл. № 4 Микронзондовые исследование ТН 135, ТН 136(б) ТН 146 (в) amhp

ТН 135	14	15	19	20	23	24	ТН 136 (б)	14	15	16	21	22	23	24	ТН 146	5	6	7
amf			c	c			amf	c	c	r					amf	c	r	c
SiO <sub>2</sub>	38,19	37,1 1	37,0 5	37,5 2	37,88	38,0 9	SiO <sub>2</sub>	41,6 3	39,8 5	39,7 6	36,9 4	38,0 9	38,1 5	39,2 2	SiO <sub>2</sub>	43,7 4	42,58	42,54
TiO <sub>2</sub>			0,29	0,29	0,03	0,14	TiO <sub>2</sub>	0,52	0,42	0,64	0,08	0,01	0,44	0,74	TiO <sub>2</sub>	1,00	0,92	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,06	16,7 6	15,0 1	15,0 8	16,93	17,3 1	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,2 7	13,1 6	12,9 2	19,9 4	19,6 6	11,5 8	10,9 8	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,76	12,49	10,33
FeO	23,44	23,4 8	22,3 2	21,5 6	26,62	24,6 0	FeO	20,0 4	20,3 0	19,2 5	30,7 0	29,5 0	18,8 4	20,5 5	FeO	19,8 6	21,14	17,84
MnO			0,37				MnO		0,58	0,28	0,63	5,67	0,36	0,34	MnO	0,63		0,50
MgO	2,02	2,33	3,79	3,71	0,90	1,32	MgO	6,76	6,19	6,45	1,41	1,03	5,33	6,64	MgO	8,05	6,90	7,52
CaO	9,28	9,59	9,98	9,75	9,86	9,81	CaO	10,2 4	9,68	9,52	5,59	5,98	9,96	8,47	CaO	11,1 7	10,57	10,35
Na <sub>2</sub> O	1,70	1,62	1,73	1,54	0,98	1,61	Na <sub>2</sub> O	1,28	0,91	1,27	0,36		1,46	0,94	Na <sub>2</sub> O	1,29	1,26	0,98
K <sub>2</sub> O	0,74	0,65	0,87	0,90	0,70	0,79	K <sub>2</sub> O						0,47		K <sub>2</sub> O	0,58	0,80	0,80
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						0,06	0,49	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,10	
NiO							NiO								NiO			
BaO							BaO								BaO			
Si	6,220	6,13 1	6,14 7	6,24 4	6,166	6,16 5	Si	6,61 3	6,47 5	6,49 9	5,90 5	5,90 2	6,52 8	6,61 7	Si	6,75 3	6,539	18,35 2
Ti	0,000	0,00 0	0,03 6	0,03 6	0,004	0,01 7	Ti	0,06 2	0,05 1	0,07 9	0,01 0	0,00 1	0,05 7	0,09 4	Ti	0,11 6	0,106	0,316
Al	3,275	3,26 3	2,93 5	2,95 8	3,248	3,30 2	Al	2,29 7	2,52 0	2,48 9	3,75 6	3,59 0	2,33 5	2,18 3	Al	1,77 6	2,261	4,826

Fe	3,192	3,24 4	3,09 7	3,00 0	3,623	3,32 9	Fe	2,66 2	2,75 8	2,63 1	4,10 3	3,82 2	2,69 6	2,89 9	Fe	2,56 4	2,715	6,967
Mn	0,000	0,00 0	0,05 2	0,00 0	0,000	0,00 0	Mn	0,00 0	0,08 0	0,03 9	0,08 5	0,74 4	0,05 2	0,04 9	Mn	0,08 2	0,000	0,224
Mg	0,490	0,57 4	0,93 7	0,92 0	0,218	0,31 9	Mg	1,60 1	1,50 0	1,57 2	0,33 6	0,23 8	1,36 0	1,67 0	Mg	1,85 3	1,580	5,035
Ca	1,619	1,69 7	1,77 4	1,73 8	1,720	1,70 1	Ca	1,74 3	1,68 5	1,66 7	0,95 7	0,99 3	1,82 6	1,53 1	Ca	1,84 8	1,739	5,021
Na	0,537	0,51 9	0,55 6	0,49 7	0,309	0,50 5	Na	0,39 4	0,28 7	0,40 2	0,11 2	0,00 0	0,48 4	0,30 7	Na	0,38 6	0,375	1,049
K	0,154	0,13 7	0,18 4	0,19 1	0,145	0,16 3	K	0,00 0	0,00 0	0,00 0	0,00 0	0,00 0	0,10 3	0,00 0	K	0,11 4	0,157	0,310
Cr	0,000	0,00 0	0,00 0	0,00 0	0,000	0,00 0	Cr	0,00 0	0,00 0	0,00 0	0,00 0	0,00 7	0,06 6	0,00 0	Cr	0,00 0	0,012	0,000
Ni	0,000	0,00 0	0,00 0	0,00 0	0,000	0,00 0	Ni	0,00 0	Ni	0,00 0	0,000	0,000						
Ba	0,000	0,00 0	0,00 0	0,00 0	0,000	0,00 0	Ba	0,00 0	Ba	0,00 0	0,000	0,000						
mg#	0,133	0,15 0	0,23 2	0,23 5	0,057	0,08 7	mg#	0,37 6	0,35 2	0,37 4	0,07 6	0,05 9	0,33 5	0,36 6	mg#	0,42 0	0,368	0,429

Табл. № 5 Микронзондовые исследование ТН 134 (биотит, мусковит, хлорит)

<b>биотит/мусковит</b>				хлорит	14
	8	10	41	SiO2	28,82
SiO2	27,64	3,57	31,57	TiO2	0,17
TiO2	1,18	0,55	1,80	Al2O3	18,79
Al2O3	16,72	30,45	15,87	FeO	24,00
FeO	28,89	2,35	23,32	MnO	
MnO				MgO	11,50
MgO	7,20	0,51	6,68	CaO	0,07
CaO	0,47			Na2O	
Na2O		0,81	7,47	K2O	
K2O	1,02	10,54		Cr2O3	
Cr2O3				NiO	
BaO					
NiO					
SiO2	2,479	0,545	2,659	SiO2	3,142
TiO2	0,080	0,063	0,114	TiO2	0,014
Al2O3	1,767	5,480	1,575	Al2O3	2,414
FeO	2,166	0,300	1,642	FeO	2,188
MnO	0,000	0,000	0,000	MnO	0,000
MgO	0,963	0,116	0,839	MgO	1,869
CaO	0,045	0,000	0,000	CaO	0,008
Na2O	0,000	0,240	1,220	Na2O	0,000
K2O	0,117	2,053	0,000	K2O	0,000
Cr2O3		0,000	0,000	Cr2O3	0,000
BaO		0,000	0,000		
NiO		0,000	0,000	NiO	0,000
mg#	0,308	0,279	0,338	mg#	0,461