

Санкт-Петербургский государственный университет

АЛЕКСАНДРОВ Вадим Николаевич

Выпускная квалификационная работа

Петрография и геохимия верхнепалеозойских отложений Охотского массива

Уровень образования: Бакалавриат

Направление: 05.03.01 «Геология»

Основная образовательная программа: СВ.5018.2017 «Геология»

Научный руководитель:

д.г.-м.н., проф. Худолей Андрей Константинович

Рецензент:

заведующий отделом РГПИПТ ВСЕГЕИ,

к.г.-м.н. Зархидзе Данила Владимирович

Санкт-Петербург

2021

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Геолого-структурное положение и строение Охотского массива	4
Глава 2. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений и магматические образования центральной части Охотского массива	10
2.1. Стратиграфия	10
2.2. Магматизм	16
Глава 3. Полевые и петрографические исследования	19
Глава 4. Геохимическая характеристика осадочных и магматических пород Охотского массива	43
4.1. Геохимический анализ осадочных пород	43
4.2. Геохимический анализ магматических пород	51
Глава 5. Геологическое развитие Охотского массива в позднем палеозое	58
Заключение	68
Список литературы	69

Введение

Данная работа на тему: «Петрография и геохимия верхнепалеозойских отложений Охотского массива» написана на основе полевых фактических материалов, собранных автором во время летних полевых геолого-разведочных работ в Охотском районе Хабаровского края. Полевые работы проводились по заданию ФГБУ «ВСЕГЕИ», руководителем геологической партии являлся А.М. Нахшкарян, главным геологом – Д.В. Зархидзе. Научно-исследовательская работа проводилась в рамках оценки изученности листа геологической карты Р-54-XXXVI и подготовки материалов для геологического картирования.

Отложения верхнего палеозоя слагают значительную часть осадочного чехла Охотского массива. Эти отложения представлены вулканогенно-осадочными и терригенными образованиями. Однако, до сих пор остается неизвестным источник сноса и материнские породы, из которых образовывались эти породы. Подобные исследования проводились только в периферийных частях массива. В связи с этим, объектом исследований автора стали породы верхнего палеозоя, слагающие центральную часть Охотского массива в пределах листа геологической карты Р-54-XXXVI.

Цель работы: установление обстановок накопления вулканогенно-осадочных и терригенных пород верхнего палеозоя в пределах центральной части Охотского массива.

В задачи работы входило:

- Изучение литературы по строению и эволюции Охотского массива
- Обработка материалов полевых исследований
- Петрографическое изучение шлифов отобранных проб
- Изучение геохимических особенностей пород на основе данных силикатного и ИСР анализов
- Обобщение и интерпретация всех полученных данных
- Установление источников сноса обломочного вещества

Автор выражает благодарность своему научному руководителю Андрею Константиновичу Худолею. Автор признателен Сергею Васильевичу Кашину и Алене Борисовне Морозовой – за консультации по петрографии.

Глава 1. Геолого-структурное положение и строение Охотского массива

Охотский массив располагается на северном побережье Охотского моря на территории Хабаровского края.

В геологическом отношении Охотский массив располагается в южной части складчатой системы Верхояно-Колымских мезозоид. С запада он ограничен Южно-Верхоянским синклинорием, с восточной – Индигиро-Колымским. Севернее Охотского массива эти два синклинория смыкаются и переходят в Яно-Индигирский синклинорий (рис. 1). Западная граница массива проводится по Билякчанской зоне разломов, которая представляет собой узкую структуру с чешуйчато-надвиговым строением и интенсивным проявлением динамометаморфизма, в которую вовлечены различные породы от архея до триаса и юры, где присутствуют серпентинизированные тела базитов и гипербазитов, являющиеся, возможно, фрагментами океанической коры (рис 2). [Натапов, Сурмилова, 1995]

Северная и восточная границы массива полностью или частично перекрыты терригенными образованиями верхоянского комплекса и терригенно-вулканогенными и вулканогенными породами Охотско-Чукотского и Тауйского поясов. Однако общая конфигурация массива реконструируется с помощью геологических наблюдений и результатов анализа гравитационных и магнитных полей, а также по изменению мощностей современной континентальной коры. Южная часть массива скрыта водами моря и, вероятно, охватывает большую его часть. (рис 2)

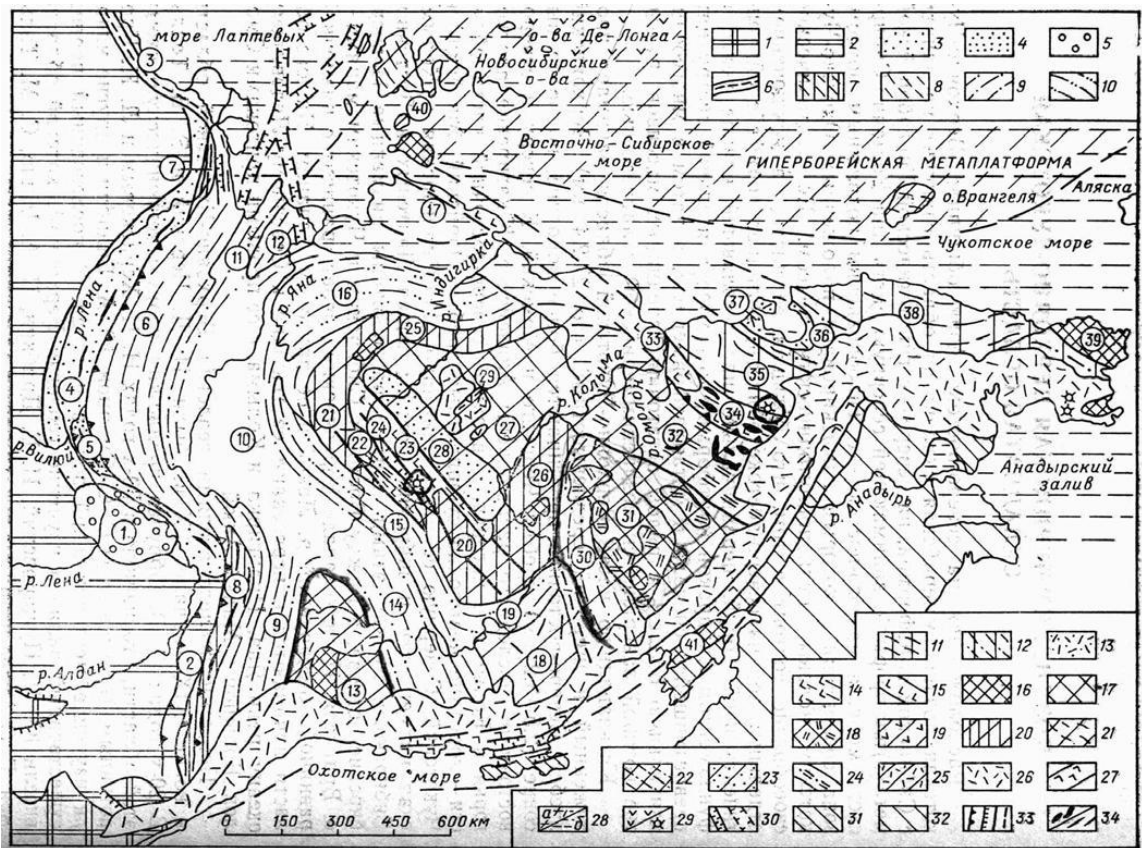


Рис 1. Схема тектонического строения Верхояно-Чукотской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканического пояса (по Е.Е. Милановскому с изменениями): 1-2 – Сибирская платформа: 1 – Алдано-Становой щит; 2 – Лено-Енисейская плита; 3 – Предверхоянский краевой прогиб; 4 – его приподнятый средний участок; 5 – наложенная кайнозойская Нижнеалданская впадина; 6 – Оленекская рифтогенная складчатая зона; 7-10 – Верхояно-Индигорская складчатая система: 7 – ядра антиклинориев (RF – PZ₂); 8 – антиклинории (PZ₃); 9 – синклинии (P – T); 10 – наиболее глубокие синклинии (J); 11-15 – Новосибирско (Аньюско-)Чукотская складчатая система: 11 – антиклинории (PZ₂ – T₁₋₃); 12 – синклинии (T₃); 13 – наложенные впадины (K₁); 14 – складчатые и складчато-надвиговые зоны, возникшие на месте позднеюрских-раннемеловых островодужно-офиолитовых зон (- рифтов) (также на Колымском массиве); 15 – раннемеловой Южноаньюско-Святоносский вулканический пояс; 16-25 – кристаллические массивы и Гиперборейская платформа; 16 – выступы дорифейского метаморфического фундамента; 17 – пологозалегающий рифейско-палеозойско-мезозойский чехол; 18 – вулканы в чехле Смоленского массива (D); 19 – складчатые зоны, сложенные вулканогенно-осадочными толщами (PZ₂ – PZ₃); 20 – горст-антиклинории в краевых зонах Колымского массива; 21 – мезозойские складчатые деформации в чехле массивов и метаплатформ; 22 – наложенные мезозойские прогибы; 23 – раннемеловые внутренние впадины, выполненные угленосной молассой; 24 – Момо-Селеняхский раннемеловой прогиб; 25 – покровы наземных вулканитов (K₁₋₂); 26-27 – Охотско-Чукотский вулканический пояс: 26 – внешняя зона, "фланги" (окончания) и апофизы в Верхояно-Чукотской области; 27 – внутренняя зона; 28 – субгоризонтально залегающий верхнемеловой-кайнозойский чехол на массивах (а) и на складчатых системах (б); 29 – покровы кайнозойских базальтов и четвертичные базальтовые вулканы; 30 – кайнозойские грабены на суше и на дне морей; 31-32 – Тихоокеанский подвижный пояс: 31 – Кони-Тайгоноская складчатая система; 32 – Корьякская и Олюторско-Камчатская системы;

Условные обозначения к рис. 1. Продолжение.

33 – взбросы и надвиги, сбросы, разломы без разделения и погребенные; 34 – выходы офиолитового комплекса и складки в некоторых зонах Верхояно-Чукотской области.

Цифрами в кружках обозначены: 1 – Нижнеалданская впадина; 2 – Нельканская зона надвигов; 3 – Оленекская рифтогенная складчатая зона; 4 – Предверхоанский краевой прогиб; 5 – Китчанское поперечное поднятие в его внутренней зоне; 6 – Верхоянский мегантиклинорий; 7 – Туора-Сисское краевое поднятие; 8 – Сетта-Дабанский антиклинорий; 9 – Южно-Верхоанский синклинорий; 10 – Эльги-Адычанская пологоскладчатая зона; 11 – Омолонский синклинорий; 12 – Куларское поднятие; 13 – Охотский кристаллический массив; 14 – Индигиро-Колымский синклинорий; 15 – Иньяли-Дебинский синклинорий; 16 – Ольджойский (Полоусненский) синклинорий; 17 – Хромский массив; 18 – Ат-Юряхский синклинорий; 19 – Балыгачанское поднятие; 20 – Момский (Омулевский) горст-антиклинорий; 21 – Тас-Хаяхтахский горст-антиклинорий; 22 – Момо-Селенняхский прогиб; 23 – Илин-Тасский антиклинорий; 24 – Момо-Селенняхский кайнозойский грабен; 25 – Полоусный горст-антиклинорий; 26 – Приколымский (Юкагирский) горст-антиклинорий; 27 – внутренняя часть Колымского кристаллического массива; 28 – Зырянский внутренний прогиб; 29 – Алазейское поднятие; 30 – Приомолонский прогиб; 31 – Омолонский кристаллический массив; 32 – Олойская зона; 33 – Святоносско-Южноанюйская зона; 34 – Южно-Анюйский обращенный антиклинорий; 35 – Анюйский мегантиклинорий; 36 – Чаунский синклинорий; 37 – Раучуанская наложенная впадина; 38 – Чукотский мегантиклинорий; 39 – Восточно-Чукотский кристаллический массив; 40 – Новосибирский кристаллический массив; 41 – Тайгоносский кристаллический массив.

[Полянин, 2009]

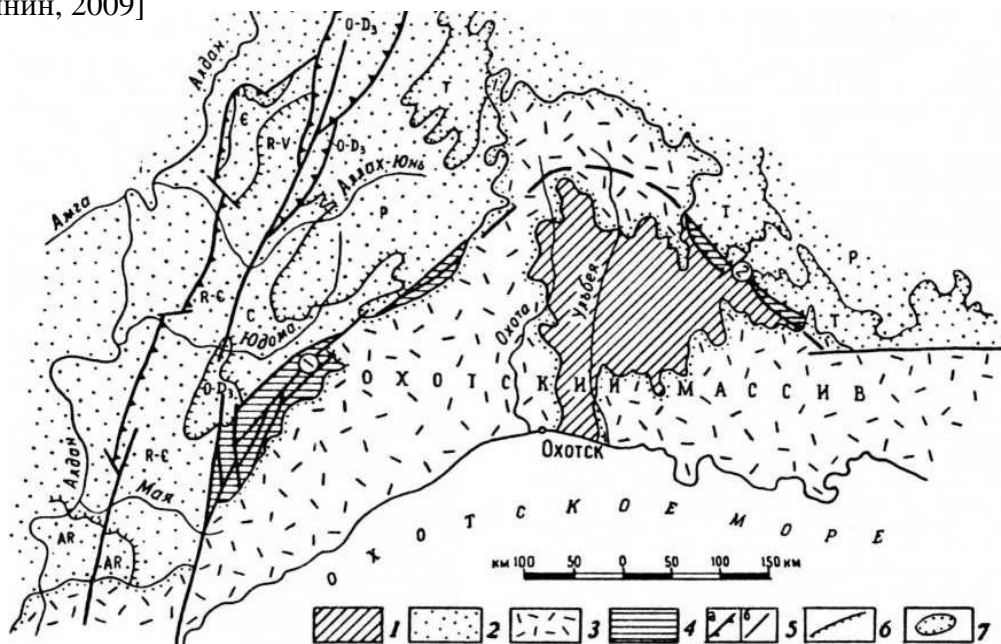


Рис 2. Схема расположения Охотского массива.

1 — Охотский массив, 2 — Сибирский континент, 3 — вулканические пояса (Тайгский и Охотско-Чукотский), 4 — сutura (1 — Билякчанская зона, 2 — Хейджанская зона), 5 — разрывные нарушения (а — взбросы, надвиги, б — сдвиги и сбрососдвиги), 6 — границы разновозрастных образований на краю Сибирского континента, 7 — граница позднемезозойских вулканических поясов.

[Натапов, Сурмилова, 1995]

Природа Охотского массива является дискуссионной. Ранее он рассматривался в качестве срединного массива – выступа Северо-Азиатского кратона, имеющего раннедокембрийский кристаллический фундамент и полого залегающий рифейско-фанерозойский чехол, аналогичный чехлу Сибирской платформы.

Однако, в настоящее время, исходя из существующих представлений об эволюции этого района в палеозое, можно полагать, что Охотский массив был частью Северо-Азиатского кратона, но в результате рифтогенеза в девоне он откололся и был причленен обратно только в мезозое. [Натапов, Сурмилова, 1995, Кузьмин и др., 2018; Парфенов и др., 2003]

Большая часть территории массива в настоящее время имеет зрелую континентальную кору, утоняющуюся в юго-восточном направлении в сторону Охотского моря. Глубины залегания поверхности Мохо меняются от 42 км до 30 — 33 км на побережье.

Охотский массив состоит из серии вытянутых в северо-восточном и субмеридиональном направлениях клиновидных блоков, разделенных преимущественно взбросами и правыми сдвигами. Эти блоки являются фрагментами расколотого микроконтинента, поскольку сложены породами либо архейского кристаллического фундамента (3,7 млрд лет), либо осадочного чехла. (рис. 3) [Казакова и др., 2013; Натапов, Сурмилова, 1995; Чиков, 1970; Кузьмин и др., 2005]

В общем строении всех блоков Охотского массива можно выделить четыре структурных этажа, разделенных резкими угловыми несогласиями и отличающихся по степени деформированности и метаморфизма – это архейский, слагающий кристаллический фундамент; верхнепротерозойско-мезозойский, верхнемезозойский и кайнозойский. В составе верхнепротерозойско-мезозойского выделяются следующие структурные ярусы: рифейский, вендско-нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский и триасово-среднеюрский. Верхнемезозойский структурный этаж подразделяется на верхнеюрско-нижнемеловой (доальбский), альб-верхнемеловой и верхнемеловой структурные ярусы.

Образования архейского структурного этажа, слагающие фундамент, обнажены только в центральной части Охотского массива на Кухтуйском выступе (в длину 130 км и в ширину от 20 до 50 км) и ряде мелких поднятий. Здесь они представлены метаморфизованными в амфиболитовой и гранулитовой фациях комплексами пород,

состоящих главным образом из биотит-амфиболовых и амфиболпироксеновых гнейсов и кристаллосланцев, амфиболовых, биотитовых и гранатовых гнейсов, мраморов, кальцифиров и кварцитов, в том числе железистых. Эти образования являются самыми древними на территории России, возраст идиоморфных ядер цирконов из гиперстенплагиоклазовых гранулитов был определен в 3,7 млрд лет. При этом большинство изучавшихся метаморфических пород Охотского массива имеет возраст 3,25–3,35 млрд лет. [Казакова и др., 2013; Натапов, Сурмилова, 1995; Песков, Умитбаев, 1977; Кузьмин и др., 2018]

Породы верхнепротерозойско-мезозойского структурного этажа с резким несогласием и конгломератами в основании перекрывают метаморфические комплексы фундамента. Отложения представлены терригенными, карбонатными и, в некоторых случаях вулканическими породами, формировавшимися в мелководно-морских и континентальных условиях

Образование верхнемезозойского структурного этажа связано с развитием Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса и его тыловой зоны. Эти отложения с угловым несогласием залегают на самых различных (вплоть до архейских) образованиях Охотского массива. Они представлены главным образом эффузивами (андезитами, риолитами, дацитами, базальтами, их умереннощелочными разностями), их субвулканическими и экструзивными аналогами, вулканогенно-осадочными породами (туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и др.) [Казакова и др., 2013; Натапов, Сурмилова, 1995; Песков, Умитбаев, 1977]

В итоге можно сказать, что Охотский массив является очень интересным геологическим объектом, имеющим сложное геологическое строение и долгую историю развития.

В данной работе будут исследоваться девон-пермские комплексы центральной части Охотского массива (лист геологической карты Р-54-XXXVI).

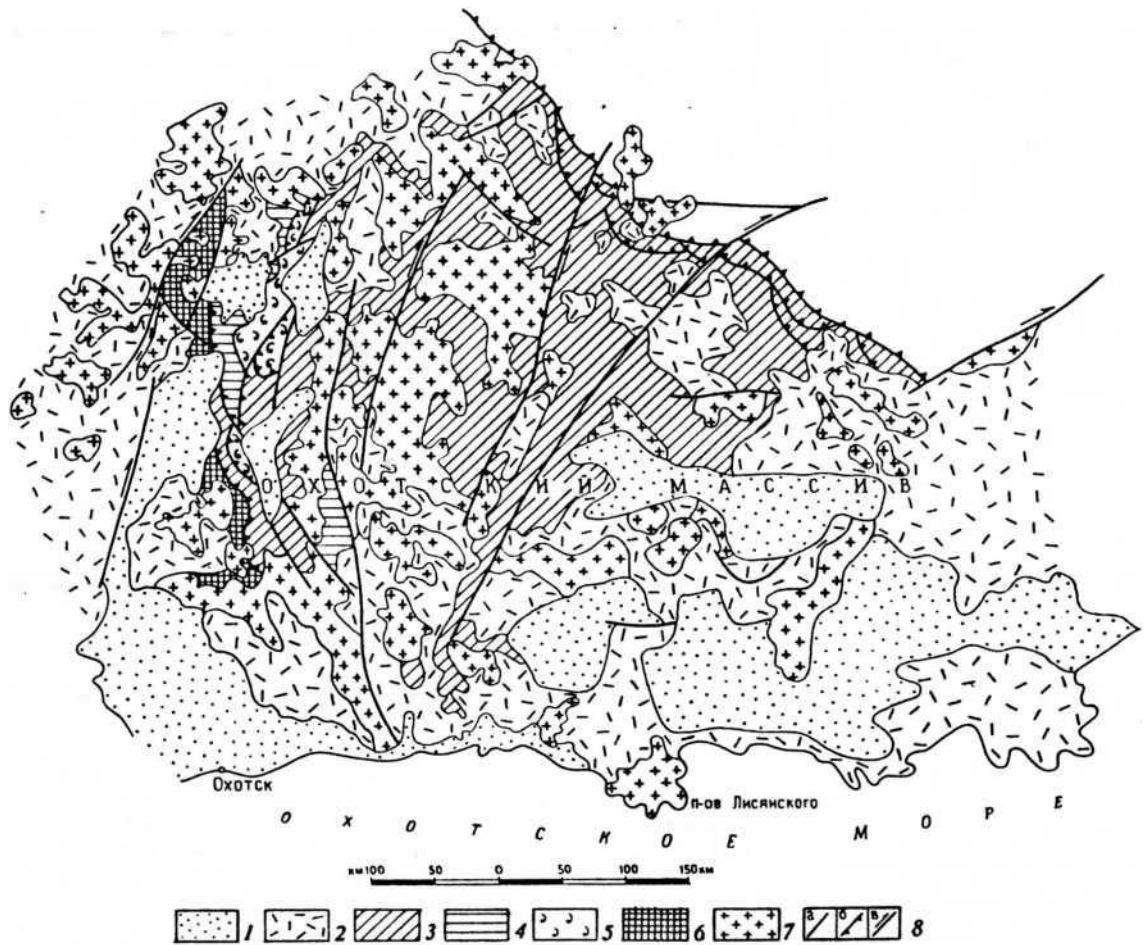


Рис 3. Карта геологического строения Охотского массива.

1 — кайнозойские наложенные впадины, 2 — позднемезозойские вулканы, 3 — верхнедевонские, карбон-пермские и верхнетриасовые отложения, 4 — рифейские и вендские отложения, 5 — ордовикские, силурийские и ниже-среднедевонские образования, 6 — архейское кристаллическое основание, 7 — позднемезозойские гранитоиды, 8 — разрывные нарушения (а — взбросы, надвижки, б — сдвиги, в — взбросо-сдвиги). [Натапов, Сурмилова, 1995]

Глава 2. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений и магматические образования центральной части Охотского массива

В данной главе приводится описание осадочных и магматических пород верхнепалеозойского возраста, развитых на Охотском массиве в пределах листа Р-54-XXXVI и слияния рек Сибеги и Ульбеи.

Глава написана по литературным материалам: Казакова и др., 2013; Песков, Умитбаев, 1977; Бяков и др., 2005; Бяков, 2010; Вельдяксов, 1977; Емельяненко и др., 1985.

2.1. Стратиграфия

Девонская система

Отложения данного возраста в пределах исследуемой территории представлены правоульбейской серией и левосибегинской толщей.

Правоульбейская серия (D_{1-3pl}) распространена в бассейнах руч. Сибега и р. Нядбаки. Предположительно, свита с угловым несогласием залегает на рифейских и архейских породах (рис. 4 и 4а). Разрез ее, изученный по руч. Сибега, начинается с конгломератов мощностью от 10 (верховье руч. Сибега) до 120–150 м (среднее течение руч. Сибега), в составе обломков которых преобладают разнообразные гнейсы и кристаллосланцы, гнейсограниты, кварциты, известняки. Выше следуют глинистые и известково-глинистые сланцы с прослоями небольшой мощности (0,5–1 м) известковистых песчаников, алевролитов, гравелитов и известняков с остатками кораллов, брахиопод и гониатитов. Мощность этой части разреза, представляющей собой *джуптагинскую толщу*, колеблется от 180 до 400 м. По комплексу фауны возраст её определен как эмский–эйфельский.

Средняя часть серии (*анмандыканская толща* мощностью 260–450 м) представлена в основном известково-глинистыми сланцами с пластами (30–45 м) известняков и прослоями (0,01–10 м) известковистых алевролитов. На долю известняков приходится около 1/3 разреза этой части серии.

Находки в известняках и известково-глинистых сланцах остатков тамнопорид и стрингоцефалид определяют её возраст как живетский.

Верхняя часть серии (*кукринджинская толща* мощностью 500–650 м) почти нацело сложена песчаниками с редкими прослоями (0,05–5 м) алевролитов, глинистых сланцев, известняков и мелкогалечных конгломератов. Франский возраст этой части

серии определен по находкам остатков брахиопод и гониатитов *Manticoceras intumescens* (Beug.), *Tornoceras simplex* (Buch.).

Мощность правоульбейской серии колеблется от 800 до 1200 м.

Левосибегинская толща (D_{3ls}) с размывом залегает на песчаниках правоульбейской серии (рис. 4 и 4а). Опорный разрез толщи изучен в береговых обнажениях р. Ульбея выше устья руч. Сибега. Здесь в основании толщи, залегающей на песчаниках правоульбейской серии, выделяется горизонт конгломератов мощностью 15 м. Обломочный материал в них представлен гнейсогранитами, кварцитами, известняками, глинистыми сланцами. Их сменяет пачка мощностью 75–80 м тонкослоистых известковистых туфов андезитов с прослоями (до 5 м) известняков и известково-глинистых сланцев. Выше залегает мощная (420–450 м) пачка пестроцветных туфов андезитов с прослоями (10–15 м) туфоконгломератов, туфоалевролитов и потоками (10–15 м) андезитов, редко дацитов.

Завершает разрез пачка (50–55 м) известковистых туфопесчаников с прослоями (до 5 м) туфов андезитов и туфоалевролитов, которая перекрыта средне-верхнекаменноугольными конгломератами гадекчанской свиты.

Мощность толщи в этом разрезе 560–600 м. Аналогичный разрез наблюдается в истоках руч. Лев. Сибега. Близ устья руч. Сибега и в бассейне руч. Мивкичан в разрезе толщи возрастает роль андезитов, слагающих потоки суммарной мощностью около 200 м.

В известняках и известково-глинистых сланцах нижней части разреза толщи обнаружены остатки *Cyrtospirifer cf. sulcifer* (Hall), *Schizophoria aff. praeimpresca* Nal. и др. определяющие фаменский возраст левосибегинской толщи. В породах её средней части выявлены фаменские конодонты *Polygnatus semicostatus* Br. et M.

Каменноугольная система

На рассматриваемой территории представлены только средний и верхний отделы каменноугольной системы в виде отложений гадекчанской свиты.

Гадекчанская свита (C_{2-3gd}). Эти отложения незначительно развиты в северо-западной части района, на правобережье Гусинки и в бассейне руч. Гадекчан. Частично свита с размывом, но без структурного несогласия, залегает на образованиях верхнего девона и рифея, а частично залегает на кристаллических породах архея (рис. 4 и 4а).

Свита представлена гравелитами, конгломератами и песчаниками с редкими прослоями алевролитов и углистых аргиллитов.

Наиболее полный разрез отложений свиты изучен в бассейне руч. Соседнего (левого притока Гусинки):

1. Конгломерато-брекчии с плохоокатанной галькой диаметром 5-8 см, состоящей из гнейсов, известняков, известковистых сланцев. Мощность 5 метра.

2. Серые и зеленовато-серые разномзернистые песчаники с прослоями глинистых сланцев и туфогенных гравелитов. В сланцах отпечатки флоры *Angaridium finale* Neub., *Angaropteridium* sp., *Saxdioneura* sp., *Neoggerathiopale* sp. Мощность 40 метра.

3. Конгломераты валунные с прослоями гравелитов и крупнозернистых песчаников мощностью 0,5-1 м. Галька хорошей окатанности представлена в основном кварцитами. Мощность 92 метра.

4. Темно-серые тонкослоистые углисто-глинистые сланцы с флорой *Angaridium* sp., *Neoggerathiopsis* sp. Мощность 12 метра.

5. Песчаники средне- крупнозернистые и гравелиты, переслаивающиеся с глинистыми и кремнистыми сланцами, мощность прослоев песчаников от 5 до 15 м, сланцев - 0,5-5 м. В прослое мелкозернистых песчаников отпечатки флоры кордаит. Мощность 53 метра.

6. Грубозернистые песчаники с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов мощностью 0,5-1,0 м, реже - глинистых сланцев. В верхней части пачки в глинистых сланцах собрана флора *Angaridium finale* Neub., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Noeggerathiopsis* sp. Мощность 70 метра.

7. Серые и голубовато-серые мелко- среднезернистые песчаники с прослоями гравелитов, глинистых, углисто-глинистых, реже – кремнистых сланцев и туфогенных песчаников. Мощность прослоев песчаников 2,5-18 м, сланцев – 1,5-7 м. В отдельных прослоях сланцев встречены растительные остатки *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Gondwandium* cf. *sibiricum* (Petunn.) Zal. Мощность 222 метра.

Суммарная мощность 500 м.

Аналогичный состав гадекчанская свита имеет и в других местах Кухтуйско-Ульбейского междуречья. На левобережье р. Кухтуй (истоки руч. Эмга), где она залегает на кристаллических породах архея, в ней выделяется базальный горизонт валунных

конгломератов мощностью 20 м, а в разрезе – слои туфопесчаников и туфоалевролитов. Пласты валунных конгломератов мощностью до 30 м и туфопесчаников наблюдаются в нижней части разреза свиты по руч. Гадекчан. Галька в конгломератах хорошей окатанности диаметром до 0,3 м, в её составе кварциты, кремнистые сланцы, гнейсы, кварц, порфиры. В туфогенных песчаниках встречены растительные остатки. Мощность гадекчанской свиты в разных выходах колеблется от 40 до 620 м.

В углистых аргиллитах и алевролитах свиты практически повсеместно встречаются отпечатки ископаемой флоры. Наиболее полные сборы их произведены Е. П. Емельяненко в бассейне руч. Соседний. Здесь выявлены: *Paracalamites mrsiensis* Radcz., *Angaridium aff. potanii* (Schm.) Zal., *Angaropteridium buconicum* Tschirk., *Rufloria theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *Crassinervia aff. angusta* Goret., *Cardiocarpus tschemulakiensis* Suchov и др. По заключению В. Г. Зиминой (ДВГИ), этот комплекс флоры свидетельствует о средне-позднекарбонном, возможно, даже раннепермском возрасте вмещающих отложений.

Пермская система

Пермские отложения широко представлены на данной территории. Им принадлежит существенная роль в строении деформированного чехла Охотского массива. Мощная толща этих пород расчленена на две свиты: кухтуйскую и нюлкалинскую.

Кухтуйская свита (P₁kh) слагает значительную часть чехла Охотского массива (микроконтинента) на Кухтуйско-Ульбейском междуречье, где согласно залегает на гадекчанской свите и состоит в основном из континентальных терригенных образований (рис. 4 и 4а). По некоторым предположениям свита частично с угловым несогласием залегает на древних архейских и рифейских породах. Она была выделена со стратотипом на правом берегу р. Кухтуй. Наиболее широко эта свита распространена на Гусино-Кухтуйском междуречье. Небольшие выходы ее отмечены в долине руч. Нюлкали 2-го и на левобережье Ульбеи. Свита сложена углистыми, углисто-глинистыми и песчано-глинистыми сланцами с редкими прослоями и линзами кремнисто-глинистых сланцев, песчаников, гравелитов и конгломератов. Граница между гадекчанской и кухтуйской свитами проводится по появлению в разрезе кухтуйской свиты мощных пачек углистых и углисто-глинистых сланцев.

Нижние горизонты кухтуйской свиты обнажены в устье руч. Гадекчан и на противоположном берегу Кухтуя, где она согласно залегает на породах гадекчанской свиты, и представлены углистыми, углисто-глинистыми и глинистыми сланцами, переслаивающимися с песчаниками и кремнистыми сланцами.

Наиболее представительный разрез свиты мощностью 350 м изучен Е. П. Емельяненко на водоразделе ручьев Липаритовый и Нюлкали-2. В нем преобладают алевролиты с прослоями углистых аргиллитов, слагающие пачки мощностью 10–90 м, разделенные редкими пластами (10–25 м) песчаников суммарной мощностью 90 м. В таком же соотношении алевролиты, углистые аргиллиты и песчаники находятся и в стратотипическом разрезе на правобережье р. Кухтуй, но в него Е.Г. Песковым и Р.Б. Умитбаевым [Песков, Умитбаев, 1977] ошибочно, по данным ГГС-50, были включены субвулканические пластовые тела меловых риодацитов и андезитов, в результате чего мощность свиты (850 м) была существенно завышена. [Песков, Умитбаев, 1977]

Преимущественно алевролитовый состав с углистыми аргиллитами свита сохраняет на всем Кухтуйско-Ульбейском междуречье, но роль песчаников в ней на разных участках различная. Например, в разрезе на междуречье Нядбаки–Ульбея на долю песчаников приходится около 50% объема свиты, отмечаются прослой (3–4 м) конгломератов и пласты (до 30 м) гравелитов. На правобережье Гусинки (близ руч. Гранитного) в составе свиты наблюдались горизонты гравелитов и внутриформационных конгломератов мощностью до 200 м. В то же время на юге района (ручьи Угрюмый и Угольный) свита в одних местах почти нацело состоит из алевролитов и аргиллитов, в других содержит прослой (до 10 м) гравелитов и конгломератов. Послойная корреляция даже близко расположенных разрезов здесь практически невозможна.

На правобережье р. Кухтуй, выше устья руч. Мар в разрезе кухтуйской свиты мощностью 660 м отмечаются прибрежно-морские отложения, представленные пластом (120–130 м) глинистых алевролитов с остатками брахиопод *Jakutoproductus verchoyanicus*. Мощность свиты 350–660 м.

В углистых аргиллитах и алевролитах выявлены многочисленные отпечатки флоры: *Angaridium finale* Neub., *Ruflovia theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *Cardiocarpus* cf. *krivljakensis* Suchov, *Crassinervia tunguskana* Schw. и др. Они определяют ассельский–сакмарский возраст кухтуйской свиты. Перечисленные формы близки или сходны с

формами известными из бургунлиндакой свиты в Тунгусоком бассейне. [Песков, Умитбаев, 1977]

Нюлкалинская свита (P_{1-2nl}) залегает согласно на породах кухтуйской свиты (рис. 4 и 4а). Как преимущественно песчаниковая толща, в отличие от кухтуйской, она была выделена Е.Г. Песковым и Р.Б. Умитбаевым [Песков, Умитбаев, 1977] со стратотипической местностью в бассейне руч. Нюлкали-2. Наиболее полный разрез её здесь был изучен Е.П. Емельяненко [Емельяненко и др., 1985]. В разрезе им было выделено 28 пачек, из которых лишь единичные являются монопородными, а большинство из них представляют собой переслаивание разномерных песчаников, гравелитов, алевролитов и углистых аргиллитов в различных количественных соотношениях. Граница между кухтуйской и нюлкалинской свитой проводится по кровле мощной сланцевой пачки, выше которой залегает толща с резким преобладанием песчаников и гравелитов.

Наиболее полный разрез описан на правом берегу руч. Нюлкали 2-го, где на сланцах кухтуйской свиты залегают:

1. Серые полимиктовые песчаники с линзами и прослоями гравелитов. Мощность 105 метра.
 2. Глинистые и кремнистые сланцы тонкослоистые. Мощность 55 метра.
 3. Песчаники грубозернистые, плохо сортированные, переслаивающиеся с гравелитами. Мощность 35 метра.
 4. Углистые сланцы с растительными остатками. Мощность 17 метра.
 5. Гравелиты с прослоями кавернозных углистых сланцев. Мощность пластов до 20 м. В средней части прослой туфогравелитов мощностью 5 м. Мощность 63 метра.
 6. Серые грубослоистые гравелиты. Мощность 80 метра.
 7. Серые и темно-серые песчаники мелкозернистые и среднезернистые кослоистые. Мощность 30 метра.
 8. Углистые сланцы. Мощность 5 метра.
 9. Гравелиты. Мощность 20 метра.
 10. Глинистые и кремнистые сланцы ленточно-слоистые. Мощность 37 метра.
 11. Гравелиты с прослоями кремнистых сланцев в верхней части. Мощность 48 метра.
- Выше по разрезу с несогласием залегают верхнетриасовые отложения.
- Общая мощность 500 м.

Состав и мощность нюлкалинской свиты в других разрезах несколько отличается от вышеприведенного. Несколько южнее этого разреза (бассейны ручьев Угрюмый, Угольный, Знойный) в составе свиты появляются прослой конгломератов, а количество алевролита-аргиллитовых пачек заметно уменьшается

Общая мощность нюлкалинской свиты 500-650 м.

В стратотипической местности в породах свиты выявлены отпечатки ископаемой флоры: *Paracalamites usovi* Chachl., *Rufloria* cf. *subangusta* (Zal.) S. Meyen, *R. ex gr. ensiformis* (Zal.) S. Meyen, *R. Khalfinii* G. Luch. и др. Кроме того, в бассейне руч. Угрюмый в алевролитах встречены *Crassinervia* cf. *kuznetskia* (Chachl.) Neub. Этот комплекс флоры характеризует отложения кунгурского–казанского ярусов (приуральско-биармийские).

2.2. Магматизм

В данном разделе описываются магматиты, которые были описаны предшественниками как средне-позднепалеозойские [Казакова и др., 2013; Песков, Умитбаев, 1977]. Магматические породы этого возраста на исследованной территории представлены исключительно позднедевонским сибегинским комплексом, который датируется девоном. Вулканические образования были описаны в разделе 2.1

Позднедевонские интрузии были выделены в 1966 г. Ф.Ф. Вельдяковым в пределах Охотского массива (междуречье Ульбея–Кухтуй) в составе трех фаз [Казакова и др., 2013]:

1. Породы первой фазы представлены габбро, габбродиоритами, диоритами, слагающими небольшие (5–14 км²) массивы и штоки (менее 1 км²) на правобережье р. Ульбея (бассейн верхнего течения руч. Сибег). Здесь габбро, постепенно переходящие в диориты, формируют серию трещинных и пластовых тел северо-западного простирания шириной 0,5–1 км и протяженностью 2–5 м. Контакты трещинных тел с породами рифея и девона относительно крутые (50–60°), пластовых – пологие (около 10°) с преимущественным падением на северо-восток и север.
2. Породы второй фазы выполнены гранитами, гранит-порфирами, граносиенитами, субщелочными гранитами и сиенитами. Обычно они слагают небольшие (до 18 км²) массивы, вытянутые в близмеридиональном и северо-западном направлениях. Наиболее крупная (до 50 км²) пластообразная интрузия гранитов (массив Матычак), полого (20–30°) падающая на юго-восток, находится на правобережье руч. Сибег.

3. Породы третьей фазы слагают либо краевые части гранитных массивов с признаками фациальных переходов, либо самостоятельные малые силлообразные и секущие дайкоподобные тела небольшой мощностью.

На участке исследований вскрыты образования второй фазы, расположенные в бассейне ручья Матычак. Здесь интрузии сложены гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами площадью 0,3-0,5 км², вытянуты в северо-восточном направлении. Магматиты имеют порфировое строение, переполненные вкрапленниками размером до 2 см. Гранит-порфиры розовые и розовато-серые, а гранодиорит-порфиры серые до темно-серых. Вкрапленники выполнены плагиоклазом до 60% (альбит-олигоклазом и олигоклазом в гранит-порфирах и андезином в гранодиорит-порфирах), кварцем 10-25%, калинатровым полевым шпатом до 15% зеленым хлоритизированным биотитом 3-10%, роговой обманкой до 7%. Акцессорные минералы – апатит, циркон и рудный минерал. Структура основной массы микрогранитовая. Породы незначительно серицитизированы, пелитизированы и хлоритизированы.

Условные обозначения:

	Конгломераты
	Гравелиты
	Песчаники
	Сланцы
	Известняки
	Туфопесчаники
	Туфы андезитов
	Известковистые туфы
	Андезиты
	Стратиграфическое несогласие
	Угловое несогласие

Рис. 4а. Условные обозначения к стратиграфической колонке по породам центральной части Охотского массива (лист геологической карты Р-54-XXXVIЁ). [составлена по данным: Казакова и др., 2013; Песков, Умитбаев, 1977]

Эрагема	Система	Отдел	Серия, свита, толща	Колонка	Индекс	Мощности в метрах	Характеристика пород
П А Л Е О З О Й С К А Я	Пермская	Приуральский - Бирманский	Нюлчалская свита		P_{i-nl}	500-650	Полимиктовые песчаники с линзами и прослоями гравелитов (105 м); глинистые и кремнистые тонкослоистые сланцы (55 м); песчаники грубозернистые, переслаивающиеся с гравелитами (35 м); углистые сланцы с растительными остатками (17 м); гравелиты с прослоями кавернозных углистых сланцев (63 м); грубослоистые гравелиты (80 м); песчаники мелкозернистые косослоистые (30 м); углистые сланцы (5 м); гравелиты (20 м); глинистые и кремнистые сланцы ленточно-слоистые (37 м); гравелиты с прослоями кремнистых сланцев (48 м).
			Кухуйевская свита		P_{i-kl}	350-660	Свита сложена углистыми, углисто-глинистыми и песчано-глинистыми сланцами с редкими прослоями и линзами кремнисто-глинистых сланцев, песчаников, гравелитов и конгломератов.
	Каменноугольная	Средний - Верхний	Гадечанская свита		C_{2-gd}	40 - 620	Конгломерато-брекчия (5 м); разнозернистые песчаники и туфопесчаники (40 м), флора: Angaridium finale Neub., Angaropteridium sp., Saxdioneura sp., Neoggerathiopale sp.; конгломераты валунные (92 м); тонкослоистые углисто-глинистые сланцы (12 м), флора: Angaridium sp., Neoggerathiopsis sp.; песчаники средне- крупнозернистые и гравелиты с прослоями глинистых и кремнистых сланцев (53 м); грубозернистые песчаники с прослоями гравелитов, глинистых сланцев и мелкогалечных конгломератов (70 м); мелко- среднезернистые песчаники с прослоями гравелитов, глинистых, углисто-глинистых, кремнистых сланцев и туфогенных песчаников (222 м).
			Верхний		Левобережная толща	D_{1-ls}	560 - 600
	Девонская	Средний - Верхний	Правоульбейская серия		D_{1-pl}	500 - 650	Кукринджинская толща - песчаниками с редкими прослоями (0,05-5 м) алевролитов, глинистых сланцев, известняков и мелкогалечных конгломератов.
						260 - 450	Анмандыканская толща - известково-глинистые сланцы с пластами (30-45 м) известняков и прослоями (0,01-10 м) известковистых алевролитов
						180 - 400	Джунтагинская толща - конгломераты, глинистые и известково-глинистые сланцы с небольшими прослоями известковистых песчаников, алевролитов, гравелитов и известняков с остатками кораллов, брахиопод и гониатитов

Рис. 4. Стратиграфическая колонка по породам центральной части Охотского массива (лист геологической карты Р-54-XXXVI). Условные обозначения см. на рис 4а. [составлена по данным: Казакова и др., 2013; Песков, Умитбаев, 1977]

Для определения и классификации осадочных пород использовалась классификационная диаграмма песчаных пород минерально-петрокластического класса по В.Н. Шванову [Платонов, Тугарова, 2017], для магматических пород – петрографический кодекс России [Богатиков, Петров, Шарпенков, 2008]. Для определения взаимоотношения цемента и обломочной части в осадочных породах использовались диаграммы по В.Н. Шванову [Платонов, Тугарова, 2017].

Таблица 1. Условные обозначения к фотографиям шлифов	
Буквенное обозначение	Название минерала
Amf	Амфибол
Bol	Боулингит
Bt	Биотит
Chl	Хлорит
CPx	Клинопироксен
Crb	Карбонат
Fsp	Калиевый калинатровый полевой шпат
Gh	Гётит
Hyp	Гиперстен
Id	Иддингсит
Mt	Магнетит
Pl	Плагиоклаз
Qtz	Кварц
Rm	Рудные минералы
Ser	Серицит
Zrn	Циркон
ООП	Обломки осадочных пород
ОМП	Обломки магматических пород

Участок «ручей Матычак».

На участке «ручей Матычак» основным объектом исследования были интрузии магматических пород, относящиеся к сибегинскому магматическому комплексу, который датирован поздним девоном [Казакова и др., 2013].

Было описано 3 места выхода интрузивных тел, обнажающихся на трех холмах в окрестностях ручья Матычак (рис. 6).

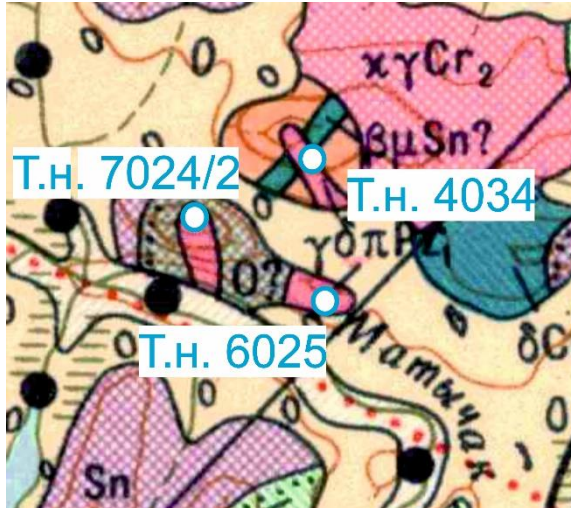


Рис. 6. Геологическая карта участка работ «ручей Матчык» с указанием расположения точек наблюдения.

Рисунок сделан на основе геологической карты Р-54-XXXVI, масштаба 1:200 000, 1962 года.

Сокращения:

Т.н. – точка наблюдения.

[фрагмент карты Песков, Умитбаева, 1962]

Точка наблюдения 4034.

Координаты: 60° 39' 4.6" с.ш.,

143° 21' 50" в.д.

Точка наблюдения располагается на вершукке горы Гадекчан, 350 метров по азимуту 107 от высотной отметки 914 м (~5,06 км по азимуту 18 от тригопункта 971 м). Высота над уровнем моря 884.0 м (рис. 6).

На точке наблюдаются элювиально-делювиальные глыбовые развалы пород, идентифицированных в поле как граниты и ороговикованные породы основного состава. В обломках встречаются мелкозернистые светлые, почти белые на выветрелой поверхности, серые на свежем сколе граниты, а также темные (темно-серые), линзовидно-волнисто-сланцеватые ороговикованные породы основного состава.

В развалах был найден образец гранитов с кварцевой жилой, ближе к контакту зернистость гранитов увеличивается вплоть до средней.

Были отобраны пробы гранитов (предположительно девонского возраста), проба 4034/1

По петрографическим исследованиям было установлено, что порода, определенная в полевых условиях как гранит, (шлиф 4034-1) является диорит-порфиритом. Структура гипидиоморфнозернистая

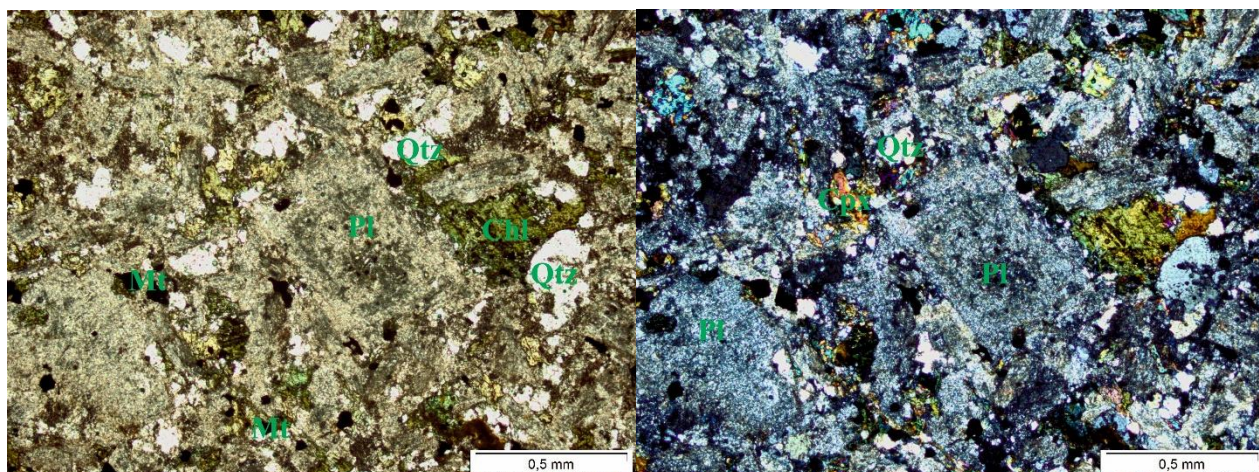
Состав породы:

Pl (номер An плохоопределим из-за вторичных изменений) идиоморфные фенокристаллы (размером до 2 мм) составляют 65% от площади шлифа;

СРх (авгита) идиоморфные кристаллы (размером до 0,6 мм) составляют 20% от площади шлифа.

Рудные минералы представлены магнетитом, имеют прямоугольные и угловатые формы (размером от 0,04 до 0,3 мм), составляют 15% от площади шлифа.

Вторичные изменения проявлены по всей массе породы не более 65%, новообразованная ассоциация минералов представлена эпидотом, кварцем, серицитом и хлоритом. (рис. 7)



А Б
Рис. 7. Шлиф № 4034-1. Диорит-порфирит. Увеличение X5.
А) без анализатора; Б) с анализатором
Условные обозначения см. в таблице 1.

Точка наблюдения 7024/2.

Координаты: 60° 38' 39.4" с.ш.,
143° 20' 37.1" в.д.

Точка наблюдения располагается на удалении 4 км от высотной отметки 971 по азимуту СВ 7. Высота над уровнем моря 818.0 м (рис. 6).

На точке наблюдаются высыпки субщелочных серовато-розовых пород с редкими включениями амфиболов. Породы в полевых условиях были определены как граниты. (рис. 8) Предположительно девонского возраста.

Амфиболы – идиоморфные кристаллы (длина кристаллов 3-4, ширина до 1,5 мм) с зеленоватым окрасом.

Граниты измененные и выщелоченные (кора выветривания доходит до 5 мм), размер глыб от первых сантиметров до 40-45 см. Азимут простирания структурного элювия гранитов ЮЗ 233.

Были отобраны пробы гранитов (предположительно девонского возраста), проба 7024/4.



Рис 8. Точка наблюдения 7024/2. Место отбора пробы 7024/4. Элювиальный выход щелочных гранитов на вершине горы около реки Матычак
Фото Нахшкаряна А. М.
Красная стрелка показывает ориентировку рисунка в пространстве.

По петрографическим исследованиям было установлено, что порода, определенная в полевых условиях как гранит, (шлиф 7024-4) является андезитом. Структура порфировая, основная масса микрокристаллическая.

Состав вкрапленников:

Pl (номер An плохоопределим из-за вторичных изменений), идиоморфные кристаллы (размером до 3,2 мм) составляют 10% от площади шлифа.

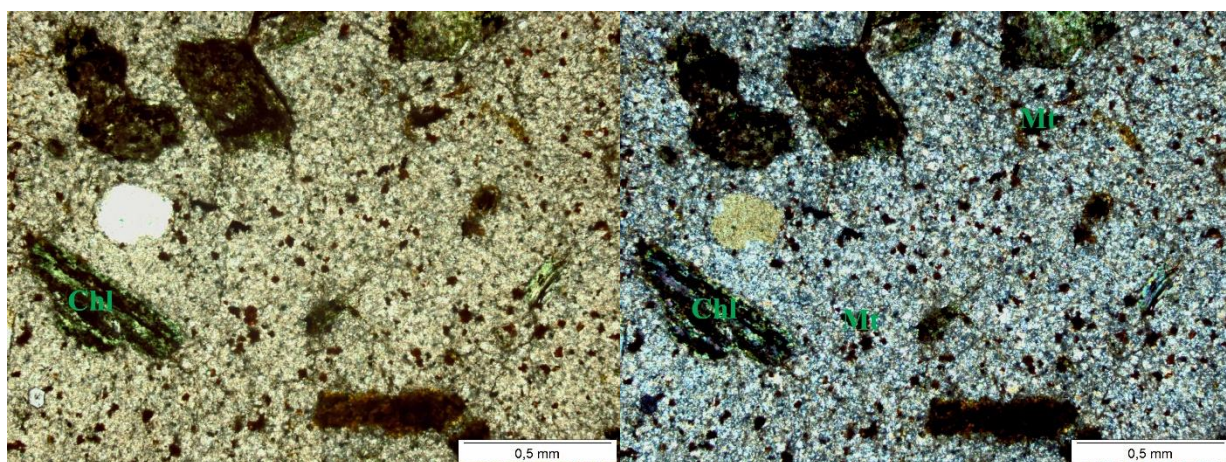
Срх (авгита) идиоморфные кристаллы (размером до 1 мм) составляют 15% от площади шлифа.

Рудные минералы представлены магнетитом, имеют прямоугольные и угловатые формы (размером от 0,02 до 0,2 мм), составляют 15% от площади шлифа.

Встречаются единичные зерна амфибола и оливина, сильно замещенные вторичными минералами, составляют 5% от площади шлифа.

Основная масса полностью преобразована и сложена мелкими кристаллами вторичных минералов, не поддающихся диагностике, составляет 55% от площади шлифа.

Вторичные изменения проявлены по основной массе породы и по вкрапленникам не более 65%, новообразованная ассоциация минералов представлена, кварцем, биотитом, хлоритом, карбонатом и серицитом. (рис. 9)



А Б
Рис. 9. Шлиф № 7024-4. Андезит. Увеличение X5.
А) без анализатора; Б) с анализатором
Условные обозначения см. в таблице 1.

Точка наблюдения 6025

Координаты: 60° 38' 25,4" с.ш.

143° 21' 25,4" в.д.

Точка наблюдения располагается на холме с абсолютной отметкой 675 метров на левом берегу ручья Матычак. Высота над уровнем моря 667 м (рис. 6).

На точке наблюдаются делювиально-аллювиальные высыпки розовато-серых мелкокристаллических массивных порфировидных гранитов. (рис. 10) Розовый цвет породам придает микроклин с поверхностной корочкой выщелачивания. В граните развиваются марганце-гематитовые пленки с единичными сульфидами.

Взята проба № 6025/1.

В результате петрографических исследований было установлено, что породы отобранные на точке наблюдения являются микрогранитом (шлиф 6025/1). Структура порфировая, основная масса мелкокристаллическая.

Состав породы:

Pl (номер An плохоопределим из-за вторичных изменений) не большие идиоморфные кристаллы (размером до 0,3 мм) составляют 10% от площади шлифа.

Срх (авгита) идиоморфные кристаллы (размером до 1 мм) составляют 5% от площади шлифа.

Кварц (размер от 0,1 до 0,3) идиоморфные кристаллы, составляют 10% от площади шлифа.

Рудные минералы представлены магнетитом и гетитом, имеют прямоугольные, игольчатые и угловатые формы (размером от 0,02 до 0,3 мм), составляют 25% от площади шлифа.

Основная масса сложена мелкими кристаллами, не поддающимися диагностике, составляет 50% от площади шлифа.

Вторичные изменения проявлены по массе породы и по вкрапленникам не более 65%, новообразованная ассоциация минералов представлена хлоритом, и серицитом.

(рис. 11)

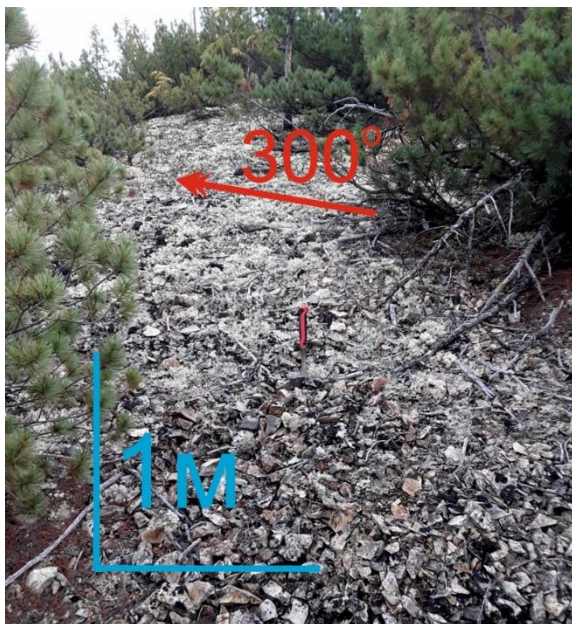
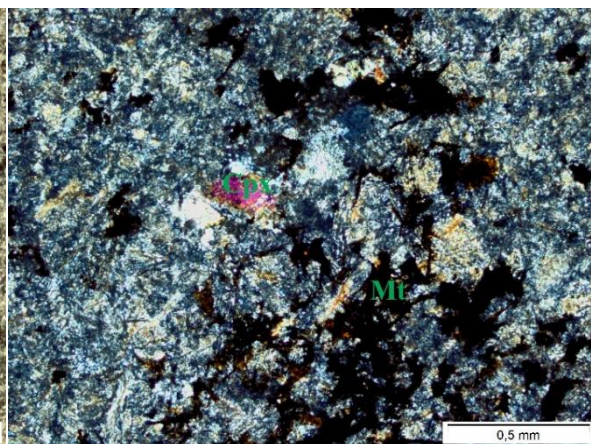
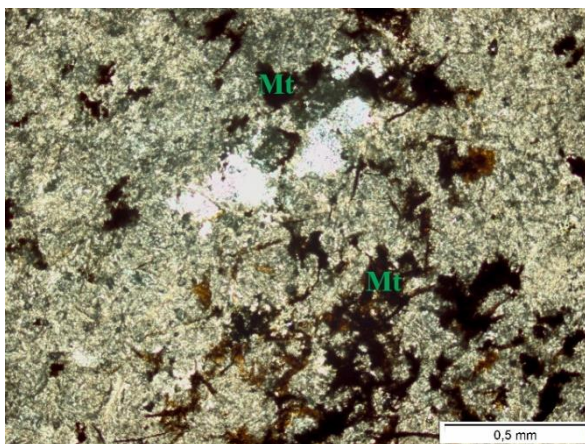


Рис 10. Точка наблюдения 6025. Место отбора пробы 6025/1. Элювиально-делювиальный выход порфировых гранитов на склоне холма на левом берегу ручья Матычак. Фото Плаксиной В.А. Красная стрелка показывает ориентировку рисунка в пространстве.



А

Б

Рис 11. Шлиф № 6025-1. Микрогранит. Увеличение X5.

А) без анализатора; Б) с анализатором
Условные обозначения см. в таблице 1.

Участок «река Кухтуй».

На участке «река Кухтуй» изучались отложения пермского возраста кухтуйской и нюлкалинской свиты.

Было описано 2 обнажения пород пермского возраста на правом берегу реки Кухтуй. (рис. 12)

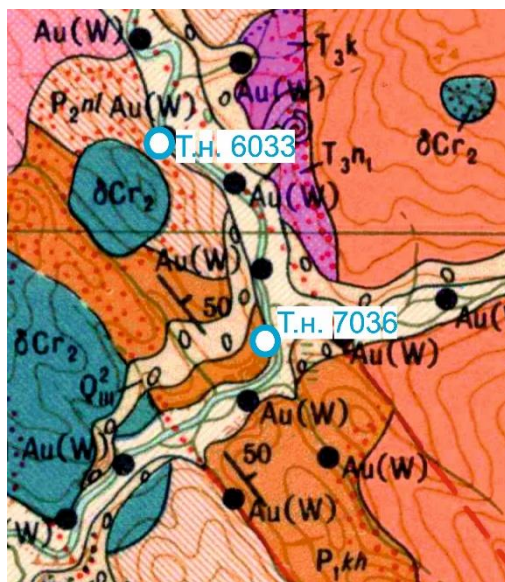


Рис. 12. Геологическая карта участка работ «река Кухтуй» с указанием расположения точек наблюдения.

Рисунок сделан на основе геологической карты Р-54-XXXVI, масштаба 1:200 000, 1962 года.

Сокращения:

Т.н. – точка наблюдения.

[фрагмент карты Песков, Умитбаева, 1962]

Точка наблюдения 7036.

Координаты: 60° 19' 8.8" с.ш.,

143° 9' 51.6" в.д.

Точка наблюдения располагается на левом берегу реки Кухтуй, на удалении 2,1 км от выс. отм. 845 по азимуту ЮВ 135. Высота над уровнем моря 309.0 м. (рис. 12)

На точке наблюдения обнажается коренной выход полимиктовых песчаников темно-серого – черного цвета. Мощность коренного выхода 40-45 м. Обнаружены вкрапленники (редкие) сульфидов и рудного минерала с металлическим серым цветом.

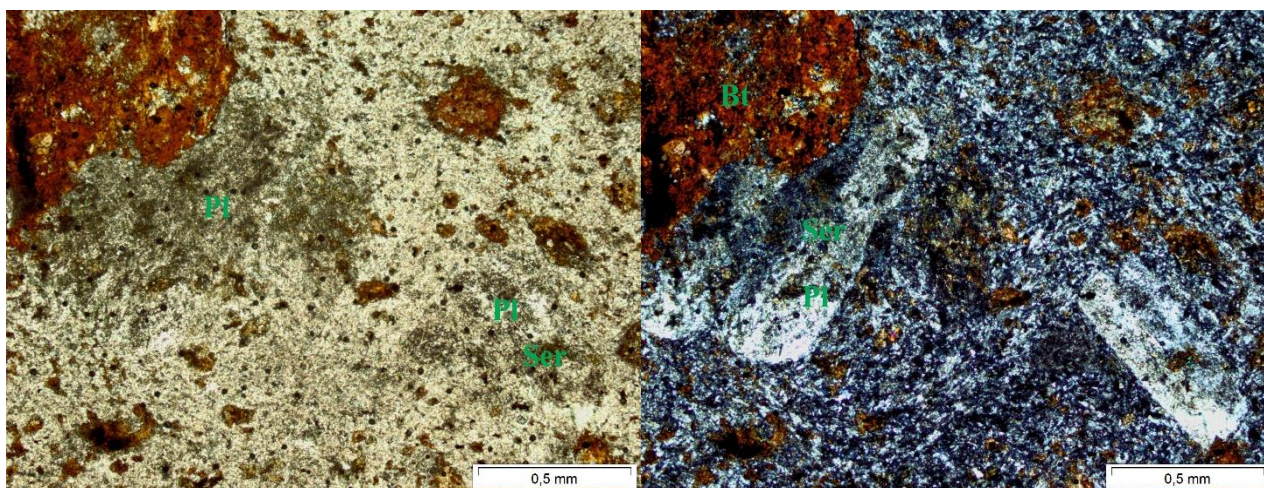
Были замерены элементы залегания слоистости: азимут падения 75°, угол падения 45°.

Были отобраны пробы песчаников, проба №7036/1.

По петрографическим исследованиям было установлено, что порода, определенная в полевых условиях как песчаник, (шлиф 7036-1) является ороговикованным андезитом. Структура: пилотакситовая

Состав вкрапленников:

Порода полностью изменена, вторичные изменения проявлены по всей массе породы и по вкрапленникам, новообразованная ассоциация минералов представлена глинистыми минералами, биотитом, кварцем и серицитом. Встречаются реликты фенокристаллов Pl (ап ~ 40) (размером от 0,4 до 2,4 мм), они составляют 30%. Встречаются кристаллы, предположительно пироксена и амфибола, полностью замещенные вторичными минералами. Они составляют 20% от площади шлифа. Рудные минералы представлены магнетитом, зерна имеют прямоугольные и угловатые формы (размером от 0,02 до 0,2 мм), и составляют 3% от площади шлифа. (рис. 13)



А

Б

Рис 13. Шлиф № 7036-1. Ороговикованный андезит. Увеличение X5.

А) без анализатора; Б) с анализатором
Условные обозначения см. в таблице 1.

Точка наблюдения 6033.

Координаты: 60° 20' 43,5" с.ш.

143° 8' 3,2" в.д.

Точка наблюдения располагается в 3480 м по азимуту 61° от высоты 727 и в 3828 м по азимуту 345° от устья ручья Загнутый. (рис. 12) По правой стороне в русле реки обнажаются коренные выходы пород, представленных переслаиванием кварцевых серых песчаников и полосчатых алевролитов. (рис. 14) Азимут падения 340, угол падения 20.

Песчаник кварцевый серый (со слабым зеленым оттенком) мелкозернистый, массивный, ровнотолстоплитчатый. По плоскостям отдельности развивается ожелезнение, а также небольшие чешуйки слюды (мусковит, флогопит) и рудный светлый чешуйчатый металл (дает черную черту), возможно молибден.

Из более светлых кварцевых песчаников взята проба 6033/1.



Рис. 14. Точка наблюдения 7036.
Место отбора пробы 7036/1. Коренной
выход полимиктовых песчаников на
реке Кухтуй.
Фото Нахшкаряна А. М.

По петрографическим исследованиям было установлено, что порода, определенная в полевых условиях как песчаник, (шлиф 6033-1) является ороговикованным диорит-порфиритом. Структура порфировидная.

Состав породы:

Порода полностью изменена, вторичные изменения проявлены по всей массе породы и по вкрапленникам, новообразованная ассоциация минералов представлена амфиболом (тремолитом), биотитом, кварцем, эпидотом, серицитом. По трещинам развиваются глинистые минералы и кварц. Встречаются реликты идиоморфных фенокристаллов P1 (номер определить невозможно из-за вторичных изменений) (размером от 0,1 до 1 мм), которые составляют 30% от площади шлифа. Присутствуют фенокристаллы полностью замещенные вторичными минералами (размером до 1 мм), составляют 30% от площади шлифа. Рудные минералы представлены магнетитом, зерна имеют прямоугольные и угловатые формы (размером от 0,01 до 0,2 мм), составляют 10% от площади шлифа.

Основная масса сложена мелкими кристаллами, не поддающимися диагностике, составляет 30% от площади шлифа. (рис. 15)

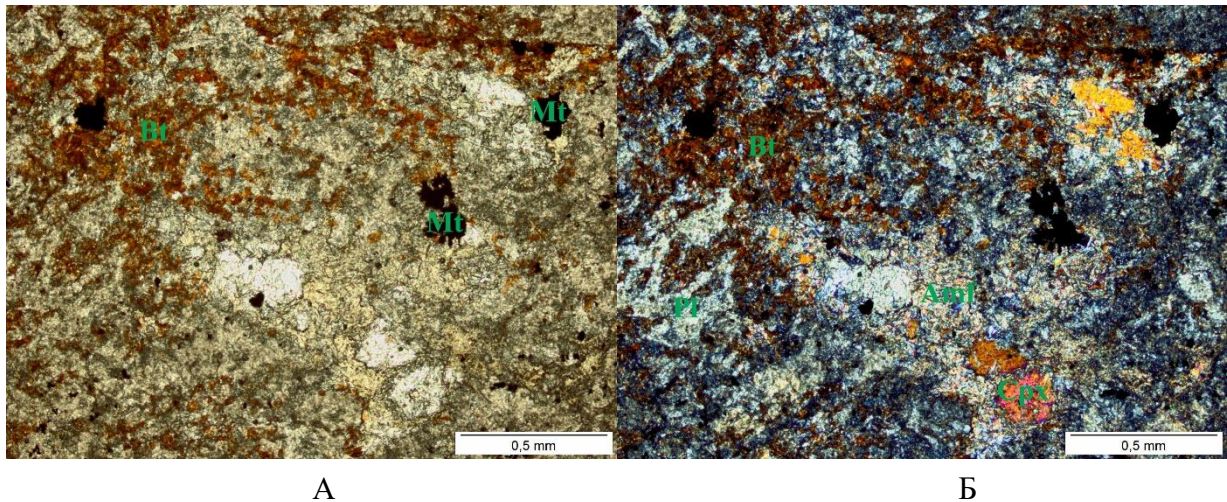


Рис. 15. Шлиф № 6033-1. Ороговикованный диорит-порфирит. Увеличение X5.
 А) без анализатора; Б) с анализатором
 Условные обозначения см. в таблице 1.

Участок «река Ульбея»

На участке «река Ульбея» изучались отложения девонского возраста (правоульбейская серия и левосибегинская толща) и пермского возраста (кухтуйской и нюлкалинской свиты).

Было описано 2 обнажения пород девонского возраста и 5 выходов пород пермского возраста. (рис. 16)

Точка наблюдения 100

Координаты: 60° 42' 14,27" с.ш.
 143° 40' 25,42" в.д.

Коренной выход пород в устье реки Сибега в месте впадения в реку Ульбею. Правый берег реки Сибега. Высота обнажения от уреза воды 2 м, протяженность 20 м. (рис. 16)

Обнажение сложено кварцевыми песчаниками зеленовато-серого цвета. (рис. 17) Песчаник равномернoзернистый, размер зерен 1-2 мм. Встречаются единичные зерна более крупного размера 3-4 мм. В песчанике присутствуют темноцветные минералы.

Песчаник слабо метаморфизирован и окварцован. Некоторые кварцевые зерна имеют видимые грани. Толща песчаника разбита кварцевыми жилами размером 2-5 см.

Обнажение разбито системой трещин. Отобрана проба №100/1.

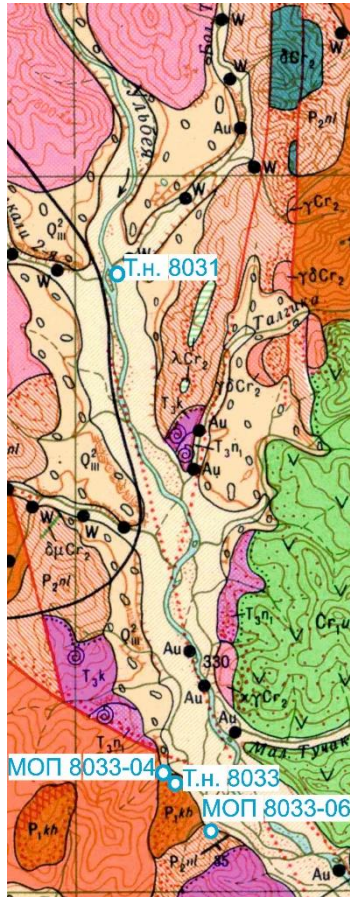


Рис. 16. Геологическая карта участка работ «река Ульбея» с указанием расположения точек наблюдения.

Рисунок сделан на основе геологической карты Р-54-XXXVI, масштаба 1:200 000, 1962 года.

Сокращения:

Т.н. – точка наблюдения.

МОП – место отбора пробы

[фрагмент карты Песков,

Умитбаева, 1962]



Рис. 17. Точка наблюдения 100.

Место отбора пробы 100/1.

Коренной выход кварцевых песчаников на реке Ульбея.

Длинна масштабной палки 1 метр, длинна полосы 10 см.

Красная стрелка показывает ориентировку рисунка в пространстве.

Фото автора.

В результате петрографических исследований было установлено, что породы отобранные на точке наблюдения являются мелко-крупнозернистым олигомиктовым песчаником (шлиф 100/1).

Порода состоит из обломочной (псаммитовой) части (90%) и цемента (10%). Псаммитовая часть представлена обломками кварца, циркона, а также фрагментами пород. Структура мелко-крупнозернистая, встречаются зерна размером до 1,8 мм. Сортировка отсутствует. Микротекстура неоднородная

Кварц. Размер обломков от 0,2 до 1,8 мм. Зерна не окатанные. Без вторичных изменений. Составляют 70% от всей обломочной части.

Калиевый полевой шпат. Размер обломков до 0,6 мм. Зерна не окатанные или плохоокатанные. Составляют 10% от всей обломочной части.

Рудные минералы. Размеры до 0,3 мм. Имеют плохоокатанные или округлые очертания. Составляют примерно 1-2% от всей обломочной части.

Циркон. Размер до 0,34 мм. Зерна плохоокатанные. Хорошо ограненные. Составляют 1% от всей обломочной части.

Обломки пород. Размер до 1 мм. Плохо окатанные. Присутствуют обломки песчаных пород (70%) и вулканических пород (30%). Составляют 18% от всей обломочной части.

Цемент представлен гидрослюдистыми минералами, хлоритом и боулингитом. Цемент закрытый поровый (обломки соприкасаются друг с другом), мелкокристаллический, сплошной неравномерный. (рис. 18)

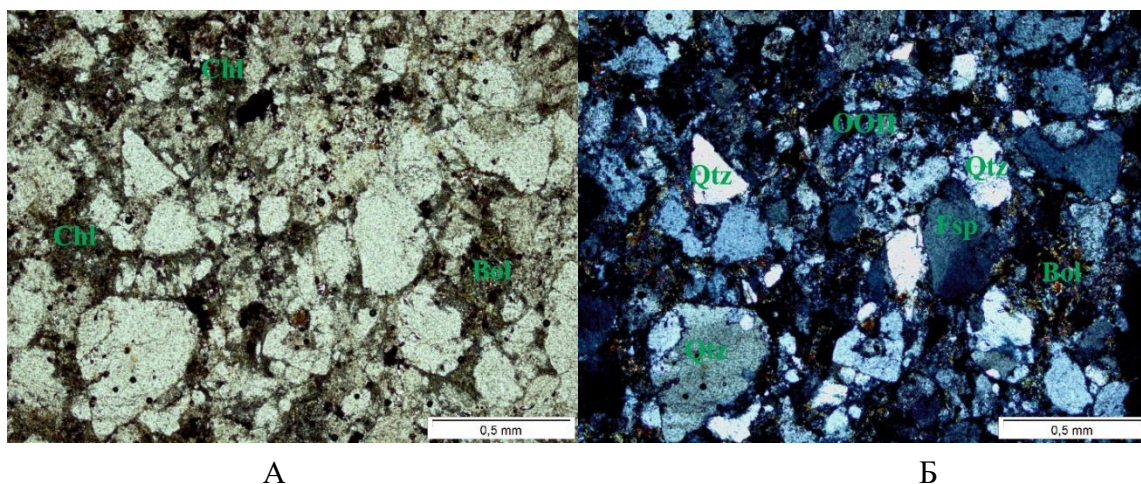


Рис. 18. Шлиф № 100-1. Мелко-крупнозернистый олигомиктовый песчаник. Увеличение X5.

А) без анализатора; Б) с анализатором
Условные обозначения см. в таблице 1.

Точка наблюдения 101.

Координаты: 60° 41' 14,38" с.ш.

143° 41' 59,12" в.д.

Коренной выход пород в правом берегу реки Ульбея, в 2350 м ниже по течению от устья реки Сибега. Высота обнажения 2 м, протяженность 10 м. (рис. 16)

Обнажение сложено серовато-зелеными однородными массивными мелко-тонкозернистыми породами (рис. 19).

Обнажение разбито системой трещин.

Отобрана проба № 101/1



Рис. 19. Точка наблюдения 101. Место отбора пробы 101/1. Коренной выход зеленовато-серых пород на реке Ульбея. Длина масштабной палки 1 метр, длина полосы 10 см. Красная стрелка показывает ориентировку рисунка в пространстве. Фото автора.

В результате петрографических исследований было установлено, что породы отобранные на точке наблюдения являются роговиком по магматическим породам среднего состава (шлиф 101/1). Структура порфировидная.

Состав вкрапленников:

Пород полностью изменена, вторичные изменения проявлены по всей массе породы и по вкрапленникам, новообразованная ассоциация минералов представлена роговой обманкой, хлоритом, серицитом, биотитом, кварцем, эпидотом и глинистыми минералами. Встречаются кристаллы, полностью замещенные вторичными минералами. Они составляют 20% от площади шлифа. Рудные минералы представлены магнетитом, зерна имеют прямоугольные и угловатые формы (размером от 0,01 до 0,1 мм), и составляют 7% от площади шлифа.

Основная масса сложена войлоком микролитов, не поддающимися диагностике. Составляет 73% от площади шлифа. (рис. 20)

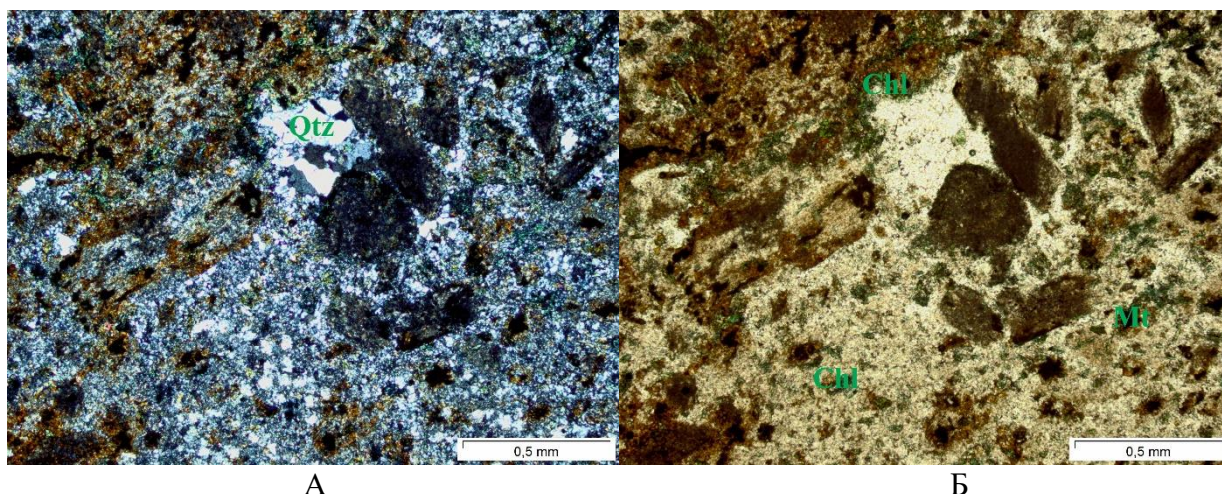


Рис. 20. Шлиф № 101-1. Роговик по средним породам. Увеличение X5.
 А) без анализатора; Б) с анализатором
 Условные обозначения см. в таблице 1.

Точка наблюдения 8031.

Координаты: 60° 28' 44,1" с.ш.

143° 46' 5,8" в.д.

Точка наблюдения располагается на левом берегу реки Ульбея в 100 м от устья реки Большой Тучак (рис. 16).

На точке наблюдения обнажены протяженные выходы (примерно 200 м) черных песчаников коричневато-фиолетового оттенка. (рис. 21) Предположительно пермского возраста.

В полевых условиях было определено, что песчаники имеют полимиктовый состав и прослоями черных алевроито-песчаников. Песчаники мелкозернистые с преимущественной тонкой слоистостью (1-5 см), заметны элементы тонкой слойчатости (2-3 мм).

Породы частично или полностью ожелезнены. В песчаниках встречаются скопления сульфидов, а также присутствует побежалость фиолетово-красного цвета.

Слоистость часто отчетливо ритмичная, к основанию ритмов материал грубеет (детальное описание ритмичности отсутствует). К основанию ритмов приурочены видимые скопления сульфиды. По секущим сколам и трещинам также распространены скопления сульфидов.

Из песчаников отобрана проба №8031/2.

В 20 м от выходов песчаников в структурном элювии обнажены белесые роговики с сульфидами. Отблеск породы сахаровидный.



Рис. 21 Точка наблюдения 8031. Место отбора пробы 8031/2. Коренной выход полимиктовых песчаников на реке Ульбея. Красная стрелка показывает ориентировку рисунка в пространстве. Фото автора.

В результате петрографических исследований было установлено, что породы отобранные на точке наблюдения 8031 являются кварцевым тонко-мелкозернистым песчаником (шлиф 8031/2).

Порода состоит из обломочной (псаммитовой) части (80%) и цемента (20%). Псаммитовая часть представлена обломками кварца и плагиоклаза. Структура тонко - мелкозернистая, встречаются зерна размером до 0,5 мм. Микротекстура неоднородная, слоистая. Сортировка средняя.

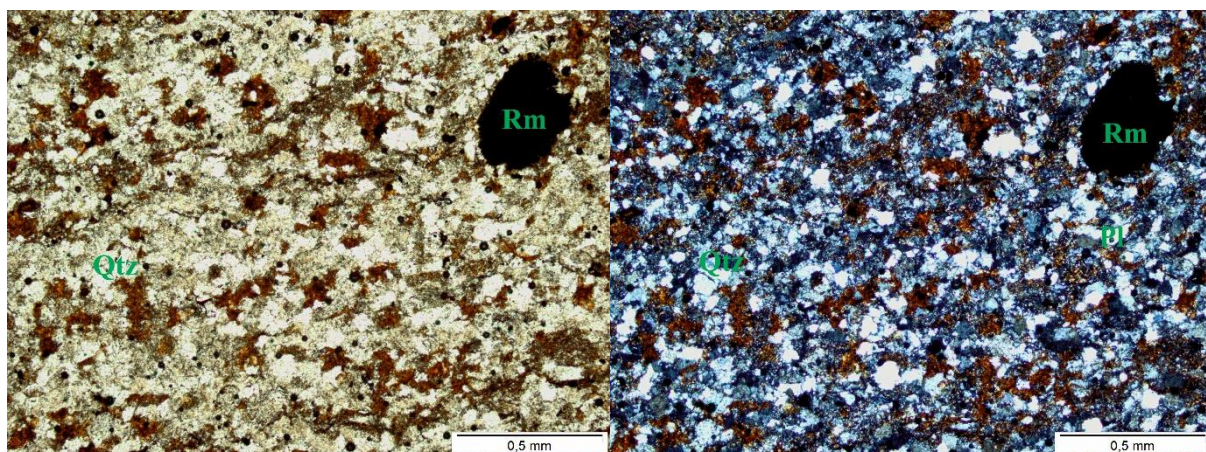
Плагиоклазы. Размер обломков 0,15 мм. Зерна плохоокатанные. Составляют 7% от всей обломочной части.

Кварц. Размер обломков от 0,01 до 0,15 мм. Зерна плохоокатанные. Без вторичных изменений. Составляют 90% от всей обломочной части.

Циркон. Размер до 0,03 мм. Зерна плохоокатанные. Хорошо оgranенные. Составляют 1% от всей обломочной части.

Рудные минералы. Размеры до 0,4 мм. Имеют плохоокатанные или округлые очертания. Составляют примерно 2% от общей обломочной части.

Цемент представлен гидрослюдистыми и глинистыми минералами. Цемент открытый поровый, скрыто-мелкокристаллический, пленочный. (рис. 22)



А

Б

Рис. 22. Шлиф № 8031-2. Кварцевый тонко-мелкозернистый песчаник. Увеличение X5.
А) без анализатора; Б) с анализатором
Условные обозначения см. в таблице 1.

Точка наблюдения 8033

Координаты: 60° 21' 13,8" с.ш.

143° 48' 39,4" в.д.

Точка наблюдения располагается на склоне хребта над низкими террасами реки Ульбея. (рис. 16)

На точке наблюдаются обширные глыбовые делювиальные и частично элювиальные развалы песчаников. (рис. 23)

80-90% глыб составляют серые среднезернистые, средне-крупнозернистые песчаники, 10-20% глыб – черные слоистые песчаники. Также встречаются мелкозернистые прослои алевролитов и отдельные развалы элювиально-делювиальных алевропесчаников, в которых встречена флора.

Из элювиально-делювиальных развалов песчаников отобрана проба № 8033/1.

В 70 м по азимуту 300 от развалов песчаников, в русле ручья встречены коренные выходы темно-серых мелкозернистые кварцевых песчаников и алевропесчаников. (рис. 16) Отобрана проба №8033/4.

В 850 м от точки наблюдения 8033 по азимуту 122 обнажается переслаивающаяся толща черных алевро-песчаников и алевролитов. (рис. 16) (рис. 24) Размеры слойков от 1-5 до 5-10 см. Толща ритмичная в основании ритмов встречается более грубый песчаник. Присутствуют прослои черных аргиллитов с флорой.

В 890 м ниже по течению реки Ульбея от точки наблюдения 8033 обнажаются светло-серые кварцевые мелкозернистые песчаники. (рис. 16) (рис. 25) Из песчаников отобрано две пробы песчаников № 8033/6-1 и 8033/6-2.



Рис. 23 Точка наблюдения 8033. Место отбора пробы 8033/1. Элювиально-делювиальные выходы песчаников на реке Ульбея. Красная стрелка показывает ориентировку рисунка в пространстве. Фото автора.



Рис. 25 Коренной выход кварцевых песчаников в 890 метрах от точки наблюдения 8033. Место отбора пробы 8033/6-1 и 8033/6-2. Красная стрелка показывает ориентировку рисунка в пространстве. Фото автора.



Рис. 24. Переслаивание алевро-песчаников и алевритов в 850 метрах от точки наблюдения 8033.

Красная стрелка показывает ориентировку рисунка в пространстве.

Фото автора.

В результате петрографических исследований было установлено, что породы отобранные на точке наблюдения 8033 являются петрокластической полевошпатовой граувакой (шлиф 8033/1).

Порода состоит из обломочной (псаммитовой) части (85%) и цемента (15%). Псаммитовая часть представлена обломками кварца, плагиоклаза, а также фрагментами пород. Структура мелко-среднезернистая, встречаются зерна размером до 1,1 мм, неоднородная. Сортировка плохая. Микротекстура неоднородная

Плагиоклазы. Размер обломков от 0,04 до 0,6 мм. Зерна плохо-средне окатанные. По зернам развиваются гидрослюдистые минералы и серицит. Зерна плагиоклаза составляют 37% от всей обломочной части

Кварц. Размер обломков от 0,08 до 0,6 мм. Зерна средне-плохоокатанные. Без вторичных изменений. Составляют 15% от всей обломочной части.

Обломки пород. Размер до 1,2 мм. Среднеокатанные. Присутствуют обломки песчаных (20%) и вулканических (80%) пород. Составляют 45% от всей обломочной части.

Рудные минералы. Размеры до 0,08 мм. Имеют плохоокатанные или округлые очертания. Составляют примерно 3% от всей обломочной части.

Цемент представлен гидрослюдистыми минералами, хлоритом, идингситом и боулингитом. Цемент открытый поровый, мелкокристаллический, сплошной неравномерный, пленочный. (рис. 26)

Породы отобранные на удалении 70 м от точки 8033 (пробы 8033/4), в русле ручья, петрографически были определены как вулканомиктовый песчаник (шлиф 8033/4).

Порода состоит из обломочной (псаммитовой) части (85%) и цемента (15%). Псаммитовая часть представлена обломками кварца, плагиоклаза, а также фрагментами пород. Структура мелко-среднезернистая. встречаются зерна размером до 1,1 мм, неоднородная. Сортировка плохая. Микротекстура неоднородная.

Плагиоклазы. Размер обломков от 0,12 до 1,2 мм. Зерна плохо-средне окатанные. По зернам развиваются гидрослюдистые минералы и серицит. Зерна плагиоклаза составляют 18% от всей обломочной части

Кварц. Размер обломков от 0,06 до 0,8 мм. Зерна средне-плохоокатанные. Без вторичных изменений. Составляют 10% от всей обломочной части.

Обломки пород. Размер до 1,2 мм. Среднеокатанные. Присутствуют обломки песчаных (10%) и вулканических (90%) пород. Составляют 45% от всей обломочной части.

Рудные минералы. Размеры до 0,3 мм. Имеют плохоокатанные или округлые очертания. Составляют примерно 2% от всей обломочной части.

Цемент представлен боулингитом и идингситом. Цемент закрытый поровый, скрыто-мелкокристаллический, сплошной неравномерный. (рис. 27)

Породы отобранные на удалении 890 м ниже по течению реки Ульбея от точки наблюдения 8033 (проба 8033-6/1), в результате петрографических исследований были определены как мелко-среднезернистый аркозовый песчаник (шлиф 8033-6/1).

Порода состоит из обломочной (псаммитовой) части (85%) и цемента (15%). Псаммитовая часть представлена обломками кварца, плагиоклаза, а также обломками пород. Структура мелко-среднезернистая (от 0,08 до 0,8 мм). Сортировка обломочной части средняя. Микротекстура неоднородная.

Плагиоклазы (An 20-25). Размер обломков от 0,1 до 0,3 мм. Зерна плохо-средне окатанные. Без вторичных изменений. Зерна плагиоклаза составляют 30% от всей обломочной части.

Кварц. Размер обломков от 0,08 до 0,5 мм. Зерна плохоокатанные. Без вторичных изменений. Составляют 40% от всей обломочной части.

Циркон. Размер от 0,08 до 0,2 мм. Зерна плохоокатанные. Хорошо ограненные. Составляют 3% от общей обломочной части.

Обломки пород. Размер от 0,1 до 0,8 мм. Среднеокатанные. Присутствуют обломки песчаных пород (50%) и глинисто-туфогенного материала (50%). Составляют 15% от всей обломочной части.

Рудный минерал единичные обломки размером до 0,07 мм. Составляют 5% от всей обломочной части.

Единичные обломки *калиевого полевого шпата*

Цемент представлен гидрослюдистыми минералами. Цемент закрытый поровый, микрокристаллический.

По трещинкам развивается ожелезнение. (рис. 28)

Породы второй пробы отобранные на удалении 890 м ниже по течению реки Ульбея от точки наблюдения 8033 (проба 8033-6/2), в результате петрографических исследований были определены как мелко-среднезернистый мезомиктовый песчаник (шлиф 8033-6/2).

Порода состоит из обломочной (псаммитовой) части (80%) и цемента (20%). Псаммитовая часть представлена обломками кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, а также фрагментами пород. Структура мелко-среднезернистая, встречаются зерна размером до 1,1 мм. Сортировка плохая. Микротекстура неоднородная.

Плагиоклазы. Размер обломков от 0,1 до 0,4 мм (в редких случаях до 1,1 мм). Зерна плохо-средне окатанные. По зернам развиваются гидрослюдистые минералы. Зерна плагиоклаза составляют 18% от всей обломочной части

Кварц. Размер обломков от 0,1 до 0,7 мм. Зерна средне-плохоокатанные. Без вторичных изменений. Составляют 55% от всей обломочной части.

Циркон. Размер от 0,06 до 0,1 мм. Зерна плохоокатанные. Хорошо ограненные. Составляют 1-2% от общей обломочной части.

Обломки пород. Размер от 0,1 до 1,2 мм. Среднеокатанные. Присутствуют обломки песчаных пород (50%) и глинистого материала (50%). Составляют 25% от всей обломочной части.

Цемент представлен гидрослюдистыми минералами. Цемент открытый поровый, мелкокристаллический, пленочный. (рис. 29)

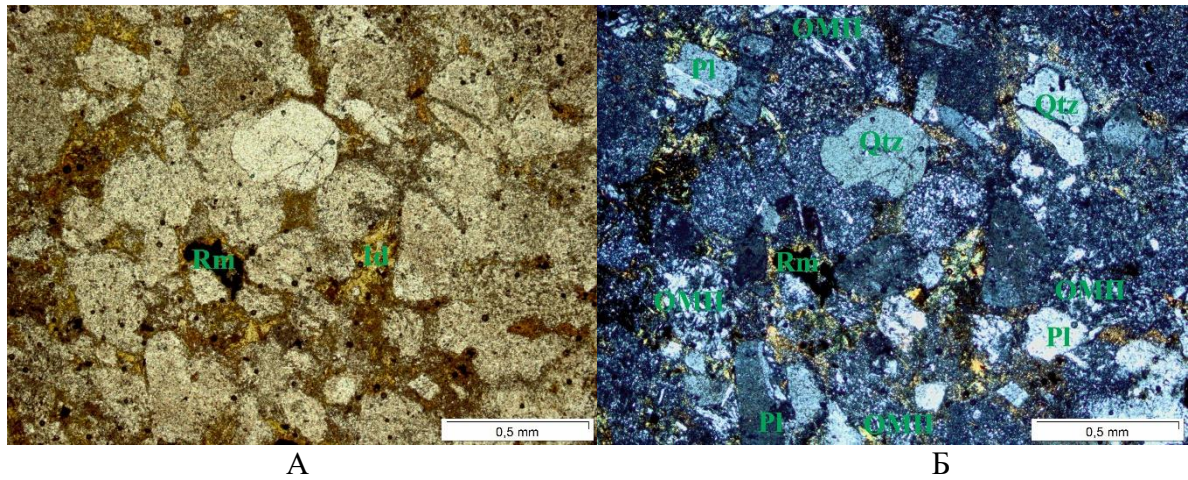


Рис. 26. Шлиф № 8033-1. Петрокластическая полевошпатовая граувака. Увеличение X5.
А) без анализатора; Б) с анализатором
Условные обозначения см. в таблице 1.

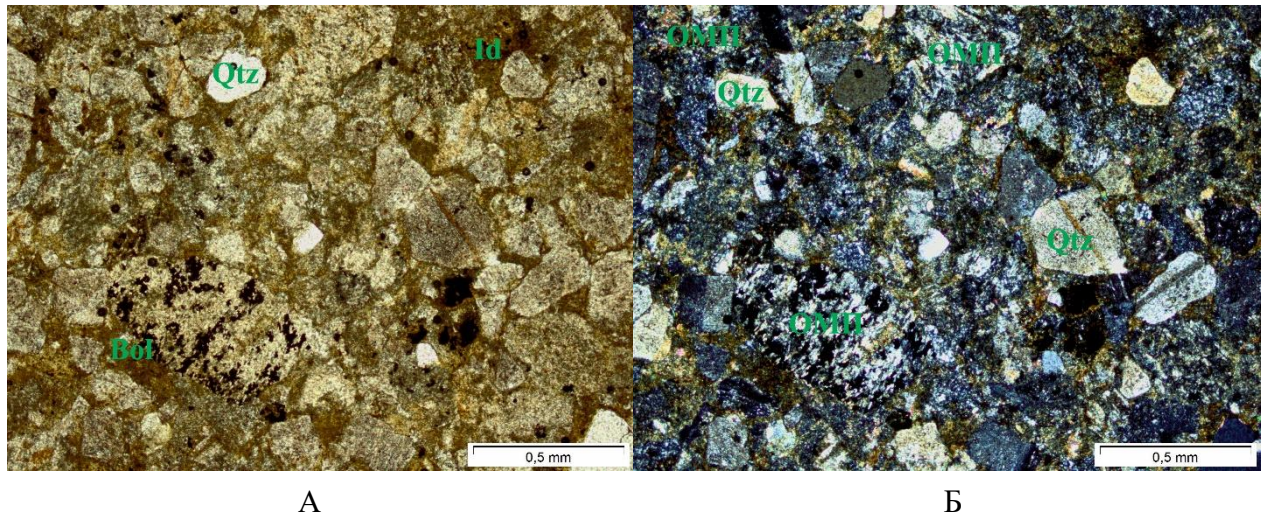
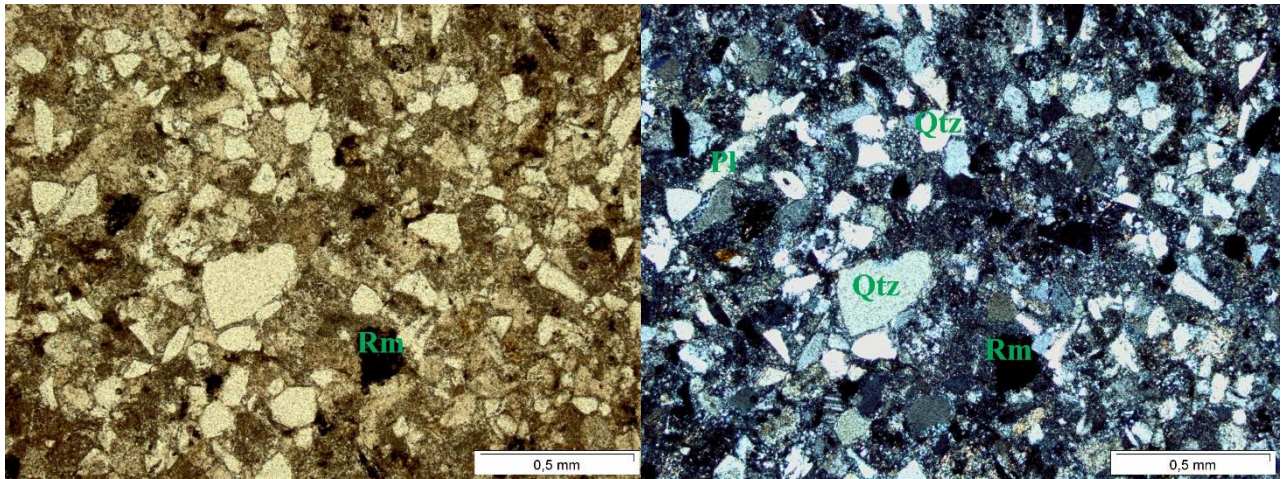


Рис. 27. Шлиф № 8033-4. Вулканомиктовый песчаник. Увеличение X5.
А) без анализатора; Б) с анализатором
Условные обозначения см. в таблице 1.

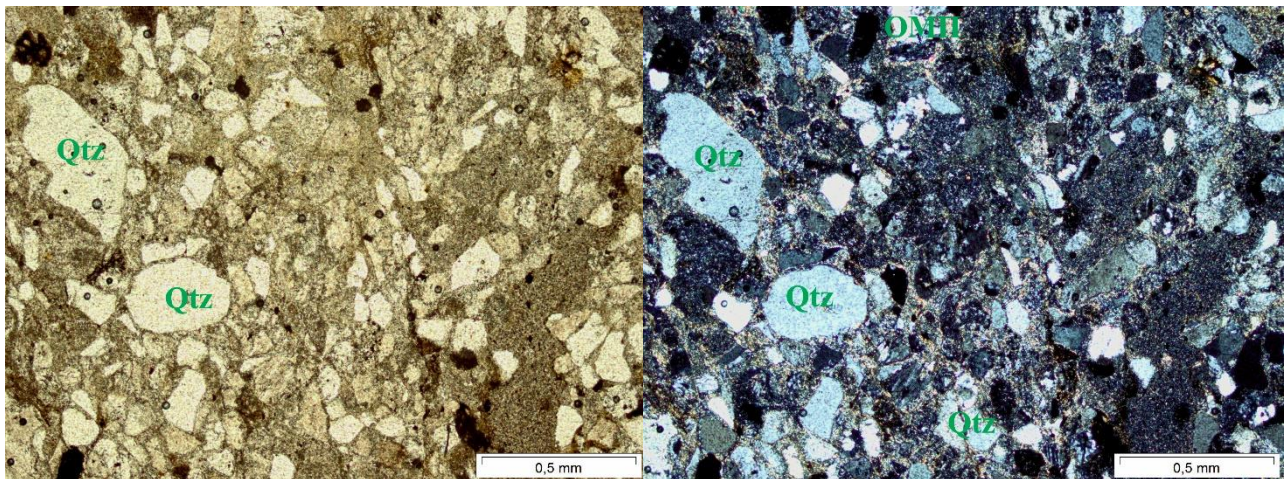


А

Б

Рис. 28. Шлиф № 8033-6/1. Мелко-среднезернистый аркозовый песчаник. Увеличение X5.

А) без анализатора; Б) с анализатором
Условные обозначения см. в таблице 1.



А

Б

Рис. 29. Шлиф № 8033-6/2. Мелко-среднезернистый мезомиктовый песчаник. Увеличение X5.

А) без анализатора; Б) с анализатором
Условные обозначения см. в таблице 1.

За время полевых работ было описано 12 основных и промежуточных точек наблюдения и отобрано 12 проб пород. Места отбора проб определялись исходя из данных геологической карты Пескова Е. Г., Умитбаева Р.Б. 1962-го года. [Песков, Умитбаева, 1962] Предположительные возраста отобранных проб представлены в таблице 2.

В результате проведенных петрографических исследований, образцы пород были разделены две группы:

1. Группа осадочных и вулканогенно-осадочных пород (пробы 8031-2, 8033-1, 8033-4, 8033-06/1, 8033-06/2, 100-1) представлена кварцевым, олигомиктовым, аркозовым, мезомиктовым песчаниками, петрокластической граувакой и вулканомиктовым песчаником.
2. Группа магматических пород (пробы 7024-4, 7036-1, 4034-1, 101-1, 6025-1, 6033-1) представлена микрогранитом, андезитами и диорит-порфиритами.

Породы второй группы интенсивно изменены вторичными метасоматическими процессами, что осложняет их точное определение.

В ходе петрографических исследований были уточнены полевые определения некоторых образцов.

Таблица 2. примерные возраста отобранных проб по данным карты Пескова Е. Г., Умитбаева Р. Б. 1962 г. [Песков, Умитбаева, 1962]		
№ точки наблюдения	№ пробы	Возраст/свита по карте 1962 г.
4043	4034/1	$\gamma\delta\pi Pz_1$
7024/2	7024/4	$\gamma\delta\pi Pz_1$
6025	6025/1	$\gamma\delta\pi Pz_1$
7036	7036/1	$P_1 kh$
6033	6033/1	$P_2 nl$
100	100/1	D_3ls
101	101/1	D_3ls
8031	8031/2	Предположительно $P_2 nl$
8033	8033/1	$P_1 kh$
	8033/4	$P_1 kh$
	8033/6-1	$P_2 nl$
	8033/6-2	$P_2 nl$

Глава 4. Геохимическая характеристика осадочных и магматических пород Охотского массива

Для получения геохимического состава исследуемых магматических и осадочных пород были проведены силикатный и ICP-ES анализы 12 проб, 6 из которых представляли собой магматические породы, а 6 осадочные или вулканогенно-осадочные.

Анализы проводились в химической лаборатории ФГУОП «ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского».

Полученные результаты по содержанию петрогенных элементов, а также РЭЕ и РЕМ элементов позволили построить классификационные, дискриминационные диаграммы и спайдерграммы по малым элементам. Результаты химических анализов приведены в таблицах № 3 и 4.

4.1. Геохимический анализ осадочных пород

Для петрохимической классификации исследуемых осадочных пород была построена классификационная диаграмма арениты – грауваки (рис. 30) (построена по Herron, 1988). На диаграмме осадочные породы пермского возраста попали в поле граувак. Грауваки характеризуются преобладанием цемента над обломочной частью, цемент составляет 10-50%. В результате петрографических исследований было

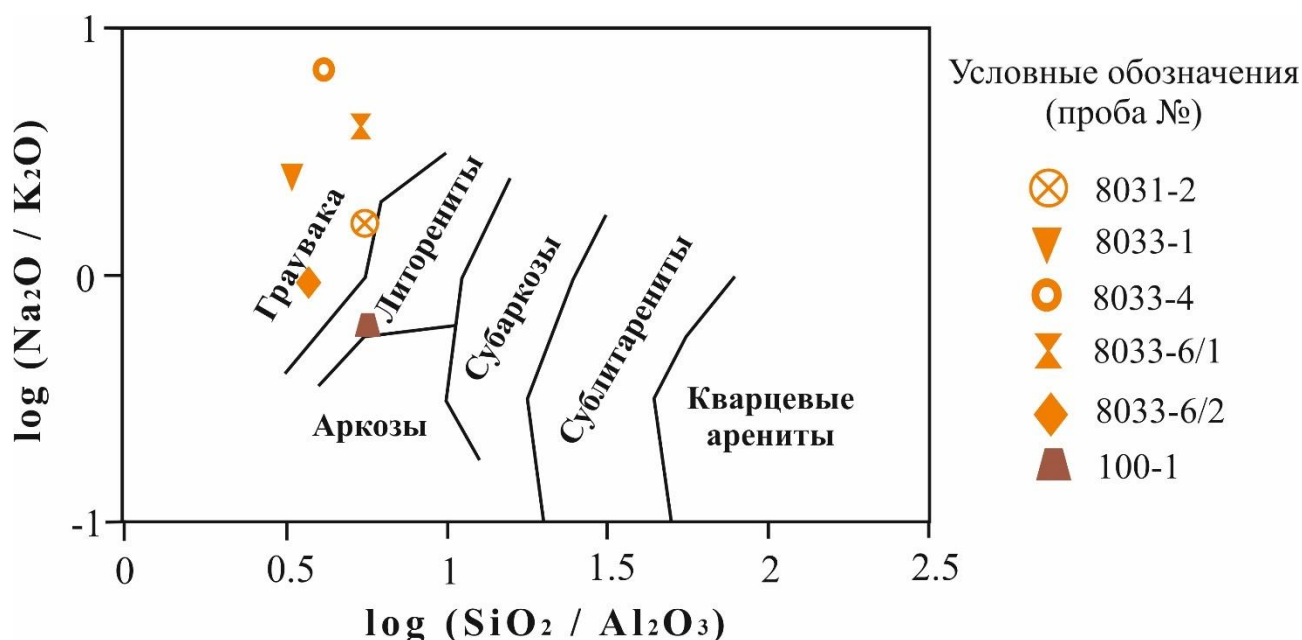


Рис. 30. Классификационная диаграмма арениты – грауваки (построена по Herron, 1988) Коричневым цветом отмечены породы девонского возраста, оранжевым – пермского возраста.

№ пробы	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ общ%	MnO%	MgO%	CaO%	Na ₂ O%	K ₂ O%	P ₂ O ₅ %	ППП%	Сумма%
8031-02	71,44	12,51	0,7294	5,923	0,0668	1,493	1,663	3,089	1,893	0,1373	0,865	99,81
8033-01	64,13	18,88	0,8689	5,51	0,08	0,8604	0,8664	4,607	1,759	0,0629	2,07	99,69
8033-04	67,33	15,93	0,7268	6,346	0,1293	1,109	1,918	4,069	0,5977	0,075	1,57	99,8
8033-06/1	75,75	13,51	0,3938	2,861	0,055	0,2522	1,509	3,776	0,9425	0,0678	0,833	99,95
8033-06/2	69,38	18,47	0,5083	2,202	0,0419	0,3137	0,8451	2,971	3,119	0,0853	2,07	100
7024-4	65,64	15,54	0,3707	3,84	0,0805	1,033	2,717	4,301	2,063	0,1378	3,94	99,66
7036-1	60,23	17,81	0,4938	7,491	0,3393	1,625	3,585	4,043	2,829	0,3462	0,811	99,6
4034-1	61,44	15,81	0,9263	7,028	0,154	1,856	5,473	3,475	2,088	0,3048	1,11	99,66
100-1	68,85	11,93	0,3199	3,36	0,0772	1,488	6,245	1,921	3,078	0,0775	2,43	99,77
101-1	51,33	19,57	0,7709	7,725	0,1756	4,807	11,03	1,439	1,293	0,2328	1,51	99,88
6025-1	74,61	13,84	0,0714	2,158	0,028	<,1	0,0354	4,612	3,3	<,05	1,21	99,88
6033-1	51,97	19,42	1,088	10,37	0,5258	3,955	6,684	3,417	0,9096	0,3874	1,16	99,88
Нижние пределы	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01	0,1	0,01	0,1	0,01	0,05	0,1	

№ пробы	Sc	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
8031-02	10,5	118	83,9	11,8	30,2	69,4	227	17,5	176	12,5	590	27,8	57,6	7,25	26,8
8033-01	22,0	110	22,0	14,3	9,27	37,8	243	24,6	95,1	3,38	681	13,4	26,8	3,52	15,2
8033-04	17,1	90,4	18,6	11,7	9,77	18,6	216	26,8	83,6	2,65	255	11,0	21,6	2,94	12,7
8033-06/1	7,19	38,9	17,5	4,29	11,4	25,4	190	18,5	201	8,22	324	25,5	48,0	5,63	20,6
8033-06/2	10,8	54,8	14,6	4,79	8,14	64,3	140	25,2	268	11,2	700	36,2	66,8	7,51	26,7
7024-4	6,48	53,6	19,5	7,33	9,38	48,9	439	8,27	182	6,48	2220	21,7	39,1	4,40	16,5
7036-1	6,76	76,3	9,30	8,14	9,01	51,0	757	21,1	175	17,0	2050	39,8	78,2	9,20	35,7
4034-1	17,4	89,2	4,41	10,6	5,17	28,7	524	27,6	153	6,36	1290	31,8	57,8	6,81	26,7
100-1	5,04	34,6	23,8	5,08	14,2	69,1	180	13,4	153	7,27	683	29,8	56,1	6,35	22,6
101-1	28,7	250	413	18,3	60,7	47,4	489	16,1	163	6,42	369	26,0	49,2	5,65	21,9
6025-1	3,88	<2,5	5,48	,84	7,47	62,5	108	24,9	152	10,6	917	50,8	91,5	9,82	34,4
6033-1	15,9	193	26,2	9,69	13,2	35,8	594	26,5	111	11,5	246	30,6	62,5	7,84	32,8
Нижние пределы	0,2	2,5	1,0	0,5	1,0	2	1	0,1	0,5	0,5	3	0,01	0,01	0,01	0,01

Продолжение таблицы 4.														
№ пробы	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
8031-02	5,05	1,18	4,46	0,62	3,52	0,68	2,07	0,32	1,79	0,33	4,39	0,93	7,13	1,50
8033-01	3,78	1,78	4,28	0,70	4,35	0,99	2,83	0,43	2,66	0,45	2,67	0,20	2,08	0,86
8033-04	3,21	1,61	4,24	0,71	4,75	1,00	2,96	0,42	2,88	0,41	2,21	0,16	1,76	0,75
8033-06/1	4,07	1,10	3,83	0,58	3,39	0,70	1,91	0,32	1,96	0,34	4,70	0,56	6,57	1,44
8033-06/2	4,11	1,14	4,07	0,65	4,27	0,96	2,90	0,42	2,83	0,45	6,58	0,76	9,27	2,42
7024-4	2,92	0,90	2,26	0,30	1,59	0,30	0,81	0,11	0,73	0,12	4,60	0,42	3,50	1,29
7036-1	5,88	1,94	4,90	0,67	3,72	0,75	2,16	0,33	2,10	0,36	3,65	1,08	9,06	2,27
4034-1	5,39	1,56	5,55	0,82	5,05	1,06	2,91	0,39	2,65	0,42	3,71	0,43	4,18	0,87
100-1	3,66	0,81	3,16	0,44	2,54	0,52	1,37	0,18	1,32	0,21	3,87	0,48	6,56	1,10
101-1	4,12	0,85	3,66	0,50	2,87	0,55	1,66	0,25	1,50	0,28	3,98	0,36	6,10	1,07
6025-1	5,75	0,86	4,80	0,73	4,42	0,92	2,65	0,40	2,50	0,45	4,60	0,66	8,09	1,52
6033-1	6,44	1,47	5,76	0,89	5,09	1,05	2,78	0,39	2,55	0,41	2,82	0,74	4,17	1,11
Нижние пределы	0,005	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,005	0,01	0,1	0,1	0,1

подтверждено, что породы пермского возраста имеют преобладающее количество цемента (см. главу 3). Порода девонского возраста попала в поле литаренитов. Согласно петрографическим исследованиям, данная порода имеет меньше цемента и зерна соприкасаются друг с другом (см. главу 3).

Для того чтобы удостовериться, что переотложения вещества не было и есть возможность определить первичный источник осадочного вещества была построена диаграмма Th/Sc и Zr/Sc отношения. (рис. 31)

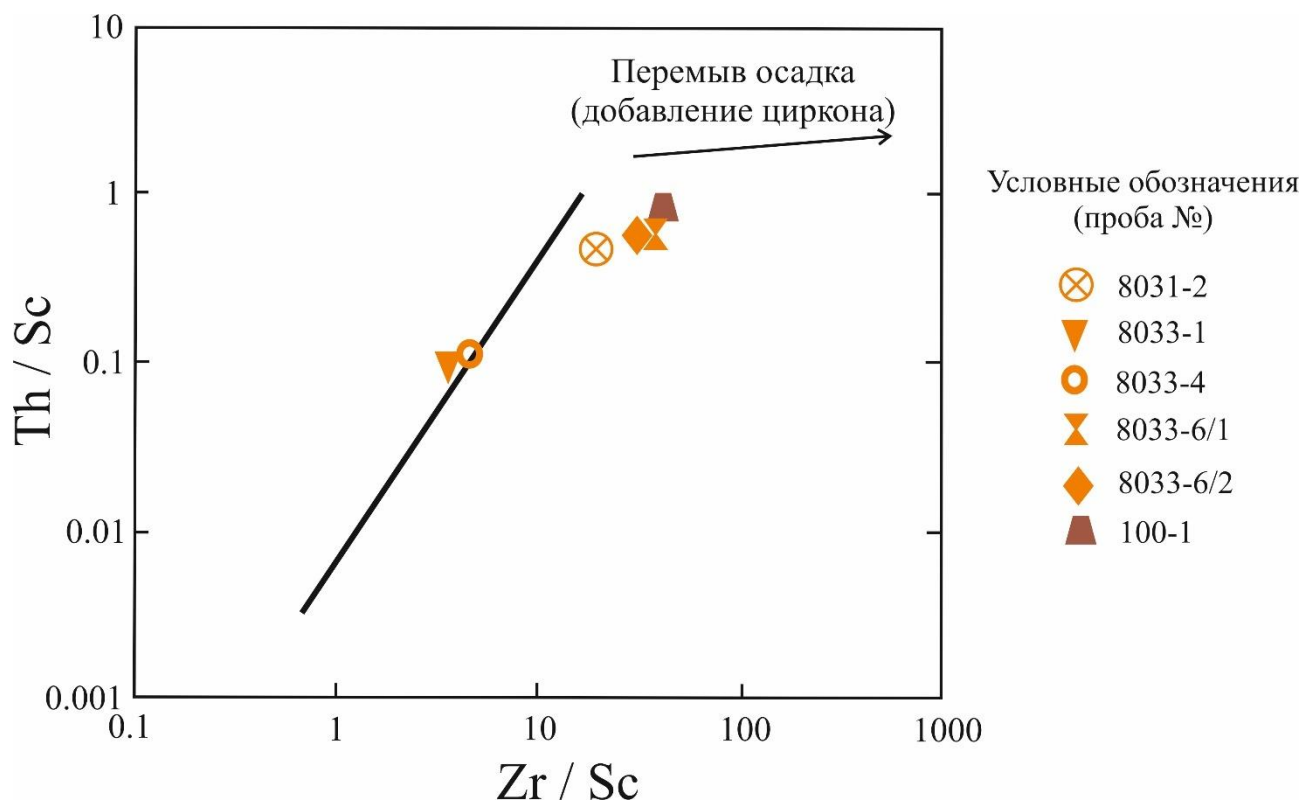


Рис. 31. Диаграмма зависимости Th/Sc и Zr/Sc отношения (построена по McLennan et al., 1993).

Коричневым цветом обозначены породы девонского возраста, оранжевым – пермского возраста.

По диаграмме Th/Sc и Zr/Sc отношения можно сказать, что все породы не претерпевали перемыв и переотложение, что подтверждается петрографическими исследованиями – породы незрелые (см. главу 3). Также образцы можно разделить на две группы по Th/Sc отношению. Первая группа (образцы 8031-2, 8033-6/1, 8033-6/2, 100-1) имеет более высокое Th/Sc отношению, что отвечает осадочным породам, образованным за счет размыва пород кислого – среднего состава. Вторая группа (образцы 8033-1, 8033-4) имеют пониженное Th/Sc отношение, соответственно, они образованы за счет размыва более основных пород (рис. 31).

Для более точного определения материнских пород для исследуемых песчаников была построена диаграмма зависимости La/Sc и Co/Th отношения (рис. 32).

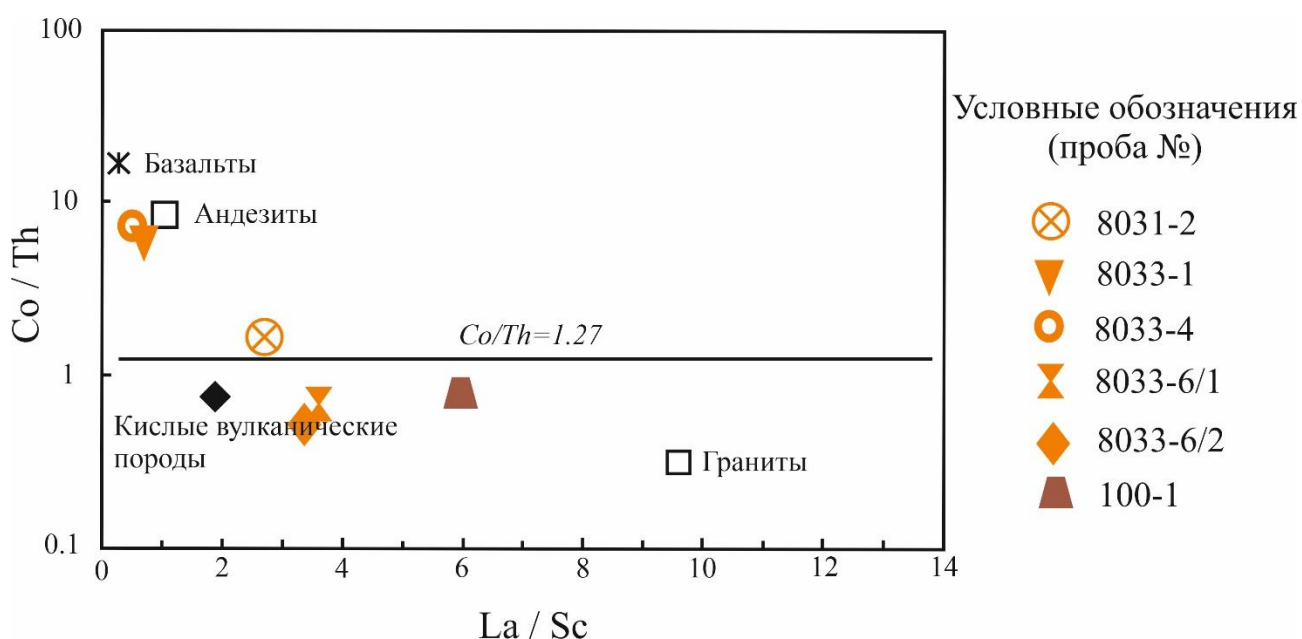


Рис. 32. Диаграмма зависимости La/Sc и Co/Th отношения (построена по Gu et al., 2002). Коричневым цветом отмечены породы девонского возраста, оранжевым – пермского возраста.

По диаграмме зависимости La/Sc и Co/Th отношения видно, что в районе исследования в пермское время были два источника вещества. Первый источник был более основного состава, в эту область попали пробы 8033-1, 8033-4. Второй источник был кислого состава, в эту область попали пробы 8031-2, 8033-6/1, 8033-6/2. Породы девонского возраста попали в область источника. (рис. 32)

Чтобы определить из какой области выплавлялись материнские породы была построена диаграмма зависимости Th и Th/U отношения. По диаграмме можно разделить пробы на две группы. У первой группы (пробы 8033-1, 8033-4) источник вещества был мантийный и относится к области деплетированной мантии. Вторая группы образовывалась из коровых пород. Образец 8033-6/2 находится практически на границе коры и мантии, но его можно отнести ко второй группе (рис. 33).

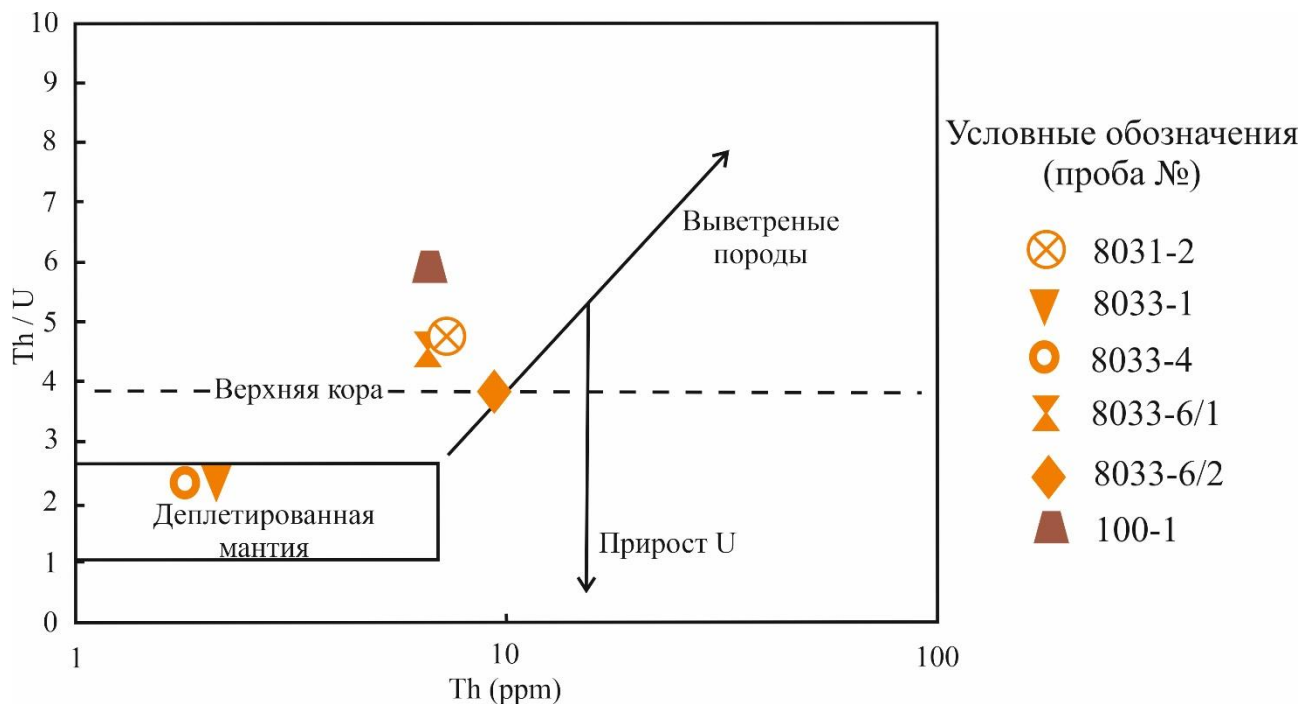


Рис. 33. Диаграмма зависимости Th и Th/U отношения (построена по Gu et al., 2002). Коричневым цветом отмечены породы девонского возраста, оранжевым – пермского возраста.

Для понимания насколько породы были преобразованы в результате химического выветривания была построена треугольная диаграмма соотношения Al_2O_3 , K_2O и Na_2O+CaO (рис. 34).

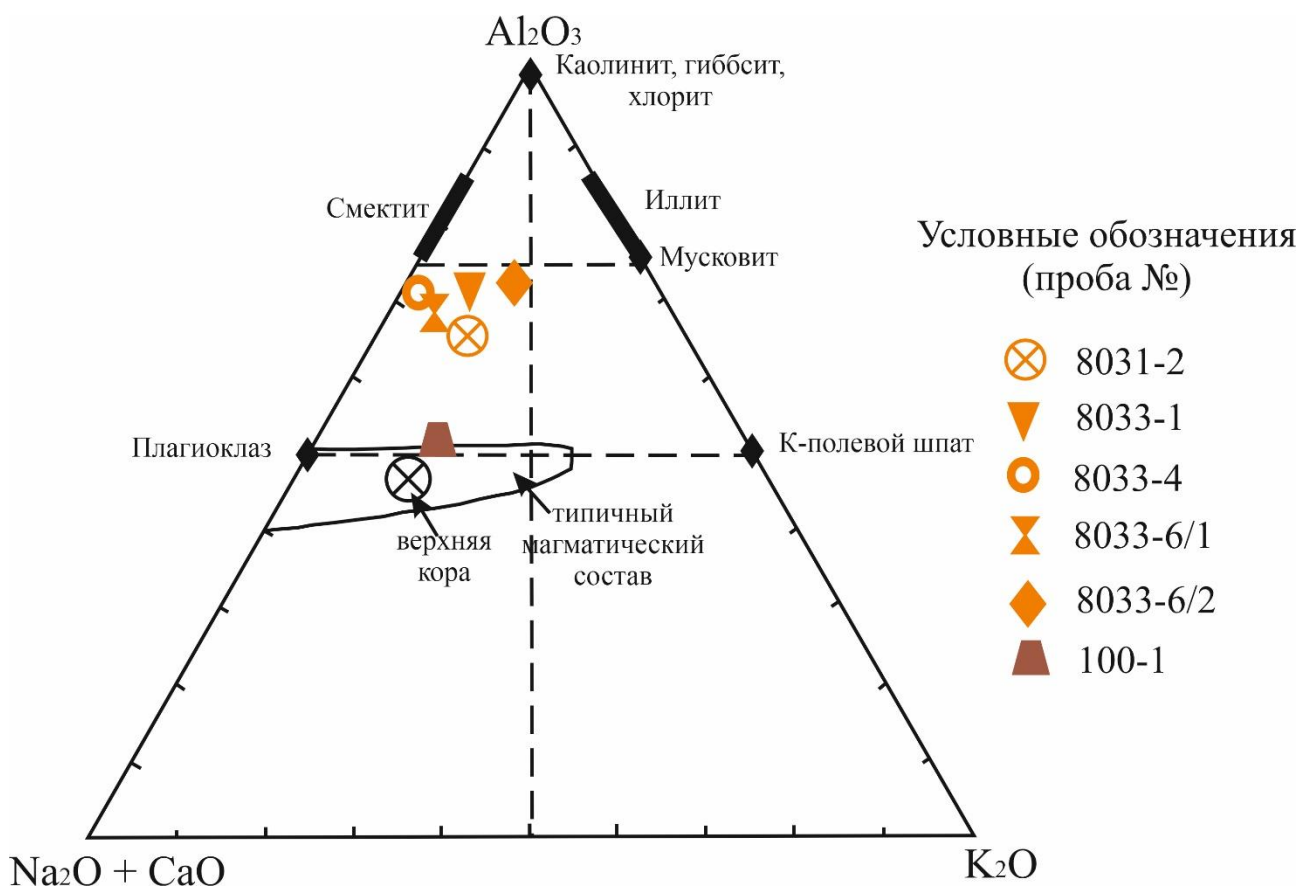


Рис. 34. Треугольная диаграмма соотношения Al_2O_3 , K_2O и Na_2O+CaO (построена по Gu et al., 2002).

Коричневым цветом отмечены породы девонского возраста, оранжевым – пермского возраста.

По треугольной диаграмме соотношения Al_2O_3 , K_2O и Na_2O+CaO можно сделать вывод, что все пермские породы были немного преобразованы в ходе химического выветривания на поверхности (рис. 34). Девонский образец имеет большое содержание CaO (см таблицу 3) и его положения на диаграмме неоднозначное. Такое большое содержание CaO можно объяснить попаданием в геохимическую пробу фрагмента кальцитовой жилки, которыми было разбито обнажение (см главу 3).

Графики распределения нормированных на хондрит концентраций редкоземельных элементов, позволяют, как и предыдущие диаграммы, разделить все пробы на две группы (рис. 35 и 36). Первая группа включает в себя пробы пермского возраста 8031-2, 8033-6/1, 8033-6/2 и пробу девонского возраста 100-1. Они имеют отрицательную европиевую аномалию и достаточно крутой наклон графика, который можно соотнести с графиком осадков активной континентальной окраины или энсиалической островной дуги. Вторая группы включает в себя пробы пермского

возраста 8033-1, 8033-4. Графики этих проб пологие и имеют хорошо выраженную положительную европиевую аномалию, это может быть связано с тем, что материнские породы для этих песчаников были выплавлены из деплетированной мантии.

В результате исследования осадочных пород можно сказать, что отложения пермского (пробы 8031-2, 8033-6/1, 8033-6/2) и девонского возраста (проба 100-1) были образованы в результате разрушения кислых магматических пород, которые были образованы в условиях активной континентальной окраины андского типа или энсиалической островной дуги.

Однако пробы пермского № 8033-1, 8033-4 были образованы из магматических пород основного-среднего состава, выплавленных из деплетированной мантии. Наличие этих пород в пределах активной континентальной окраины можно объяснить образованием локального источника, которым может быть «не утонувшая» часть слэба. При этом образуется локальный вулканический источник в тылу активной окраины, который снабжается деплетированными магмами. Такая геодинамическая обстановка известна в пределах корейского вулкана Пектусан [Сахно, 2007].

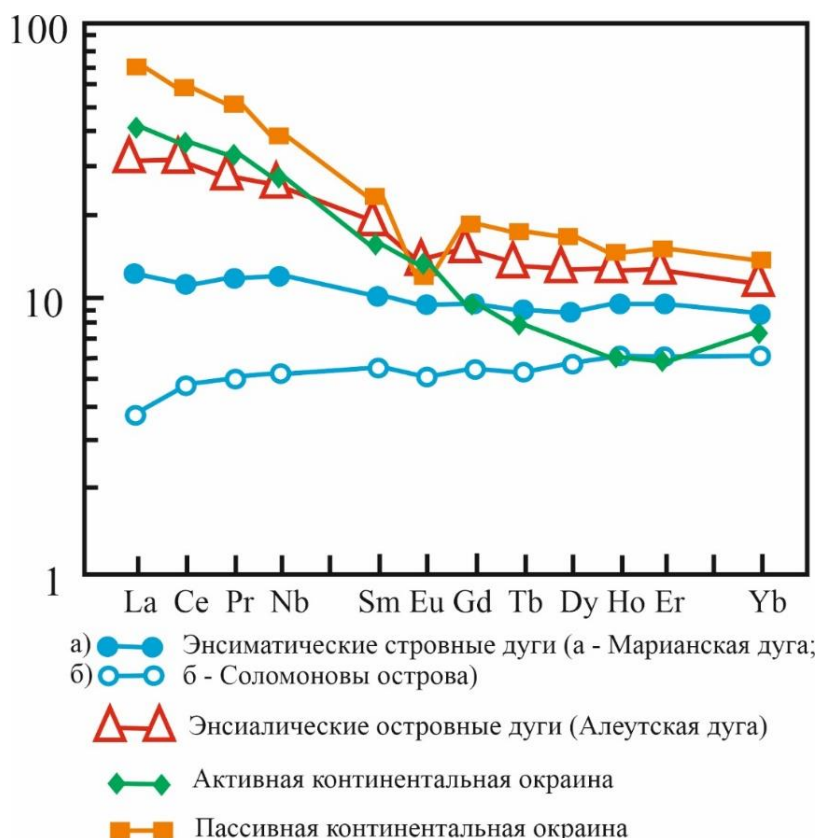


Рис. 35. Эталонное распределение нормированных на хондрит концентраций редкоземельных элементов для осадочных пород (построена по McLennan et al., 1993).

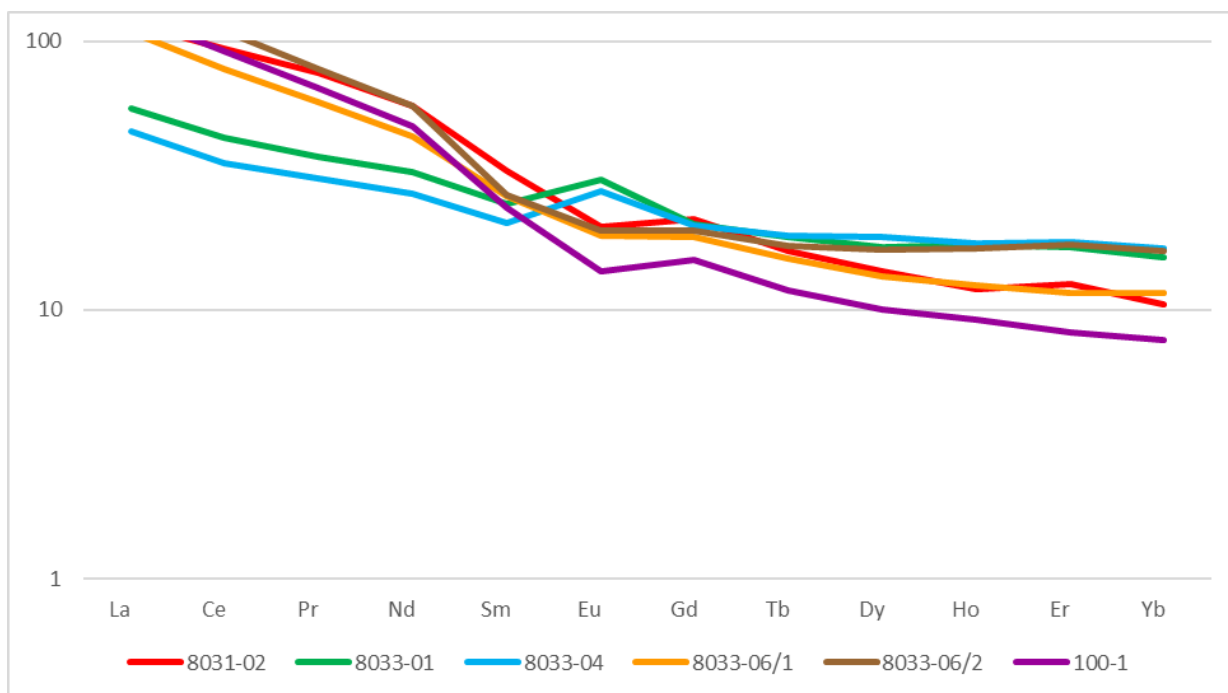


Рис. 36. Диаграмма распределения нормированных на хондрит концентраций редкоземельных элементов для изученных образцов осадочных пород (построена по данным из таблицы 4).

4.2. Геохимический анализ магматических пород

Для петрохимической классификации исследуемых магматических пород была построена классификационная диаграмма TAS и классификационная диаграмма для измененных пород.

По классификационным диаграммам можно сделать вывод, что некоторые породы были сильно изменены вторичными процессами и попали в разные поля на двух диаграммах (пробы 7024-4, 7036-1, 4034-1), а другие были менее подвержены изменениям и заняли схожие положения на обеих диаграммах (пробы 101-1, 6025-1, 6033-1). Для дальнейшего построения дискриминационных диаграмм пробы были разделены на 2 группы. Первая группа пород основного состава (пробы 101-1, 6033-1). Вторая группа пород среднего и кислого состава включает в себя менее измененную пробу № 6025-1 и более измененные пробы 7024-4, 7036-1, 4034-1 данные которых могут быть ошибочными. Более измененные породы были включены во вторую группу, потому что в ходе петрографических исследований была выявлена их схожесть с породами среднего и кислого составов (см. главу 3) (рис. 37 и 38).

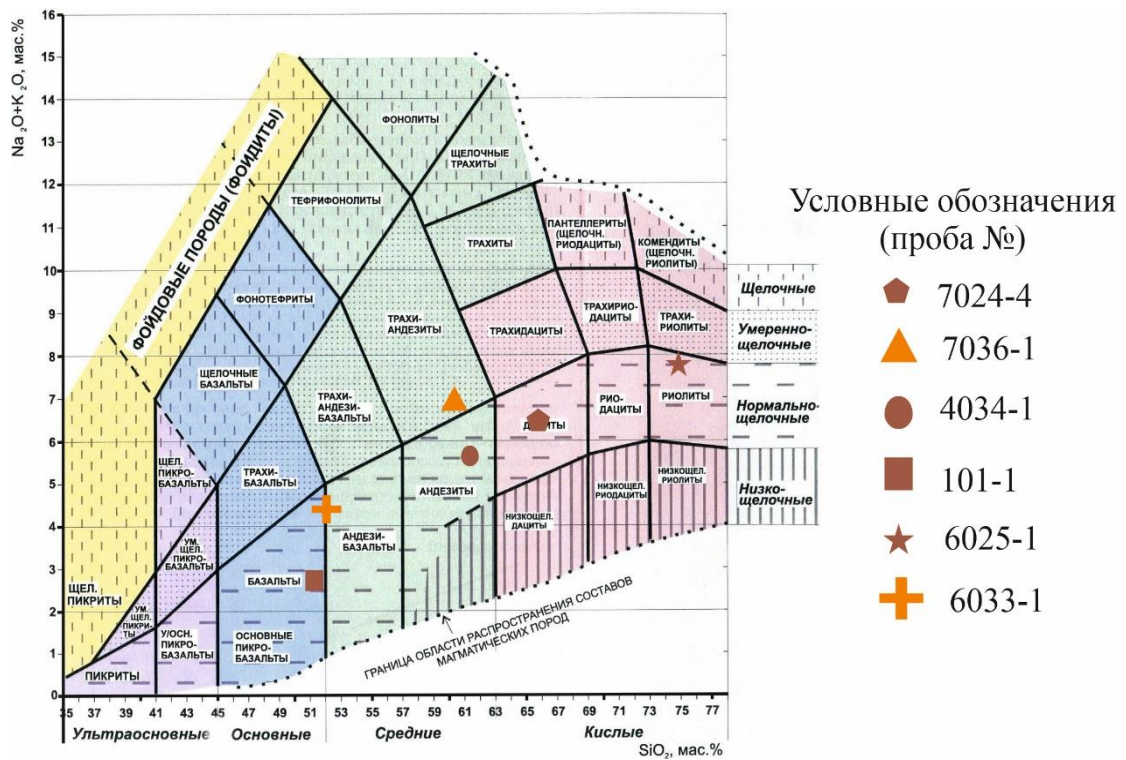


Рис. 37. Классификационная диаграмма TAS (построена по Богатиков, Петров, Шарпенюк, 2008).
 Коричневым цветом отмечены породы девонского возраста, оранжевым – пермского возраста.

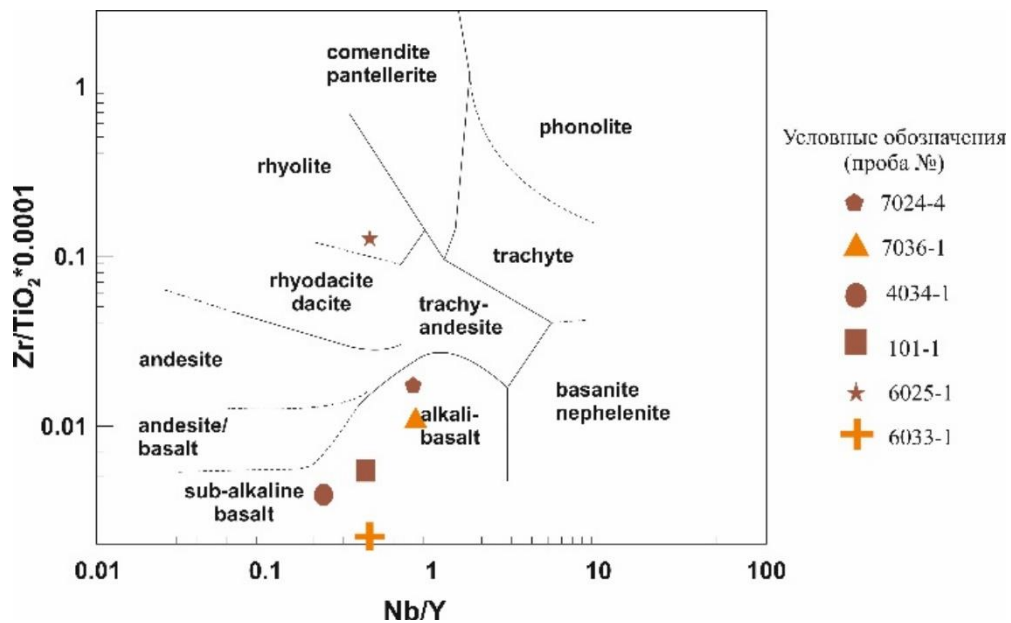


Рис. 38. Классификационная диаграмма TAS для измененных пород (построена по Winchester, Floyd, 1977).
 Коричневым цветом отмечены породы девонского возраста, оранжевым – пермского возраста.

4.2.1. Исследование группы пород основного состава

Для классификации пород основного состава была построена треугольная диаграмма $\text{FeO}_{\text{общий}} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$. На этой диаграмме все пробы легли в поле толеитовых базальтов. (рис. 39)

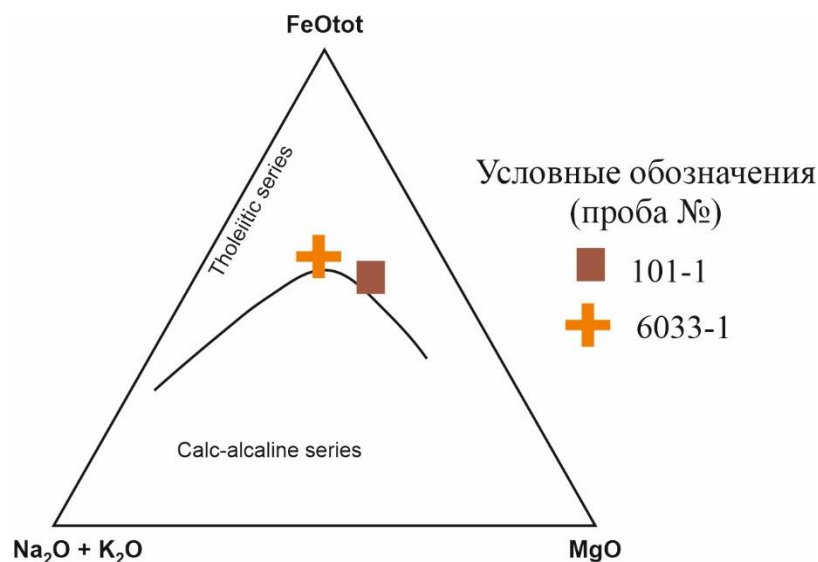


Рис. 39. Треугольная диаграмма $\text{FeO}_{\text{общий}} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$ (построена по Купо, 1968).

Коричневым цветом отмечены породы девонского возраста, оранжевым – пермского возраста.

Для выявления геодинамических обстановок образования была построена диаграмма соотношения Th/Yb и Nb/Yb . На этой диаграмме все пробы легли в поле вулканических островных дуг (рис. 40).

В результате изучения группы магматических пород основного состава, состоящей из пробы девонского (проба 101-1) и пермского (проба 6033-1) возраста, было выявлено, что обе пробы относятся к толеитовым базальтам островных дуг.

4.2.2. Исследование группы пород среднего-кислого состава.

Для выявления геодинамических обстановок образования пород были построены диаграммы:

1. Треугольная диаграмма $\text{Hf} - \text{Rb}/10 - \text{Ta} \cdot 3$. На этой диаграмме пробы девонского и пермского возраста имеют явные различия. Все девонские пробы попадают в поле островодужных магматитов, а пермская проба в поле внутриплитных магматитов. Однако расположение пробы 7036-1 может быть не точным из-за вторичных изменений (рис. 41).

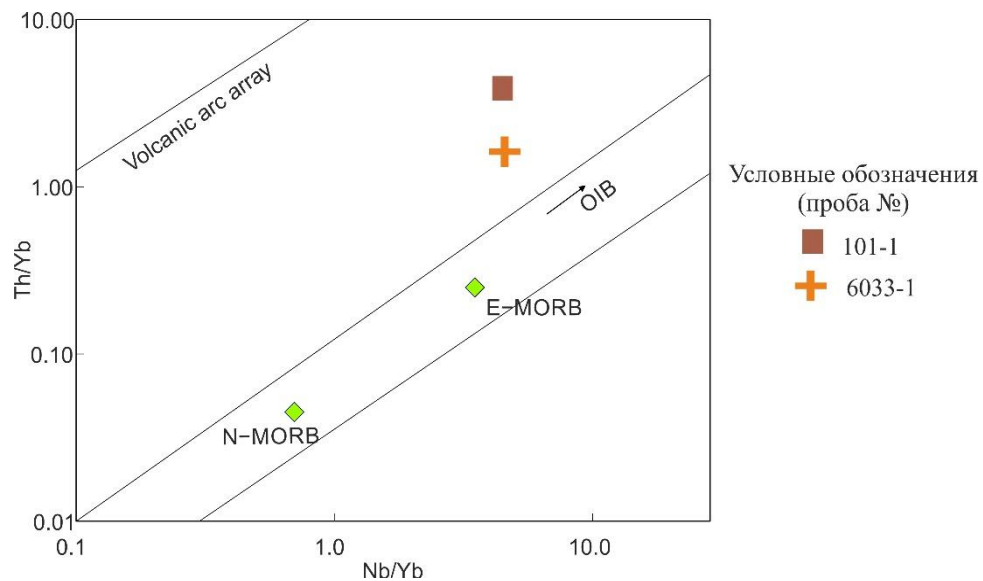


Рис. 40. Диаграмма соотношения Th/Yb и Nb/Yb. (построена по Pearce, 2008).
 Коричневым цветом отмечены породы девонского возраста, оранжевым – пермского
 возраста.

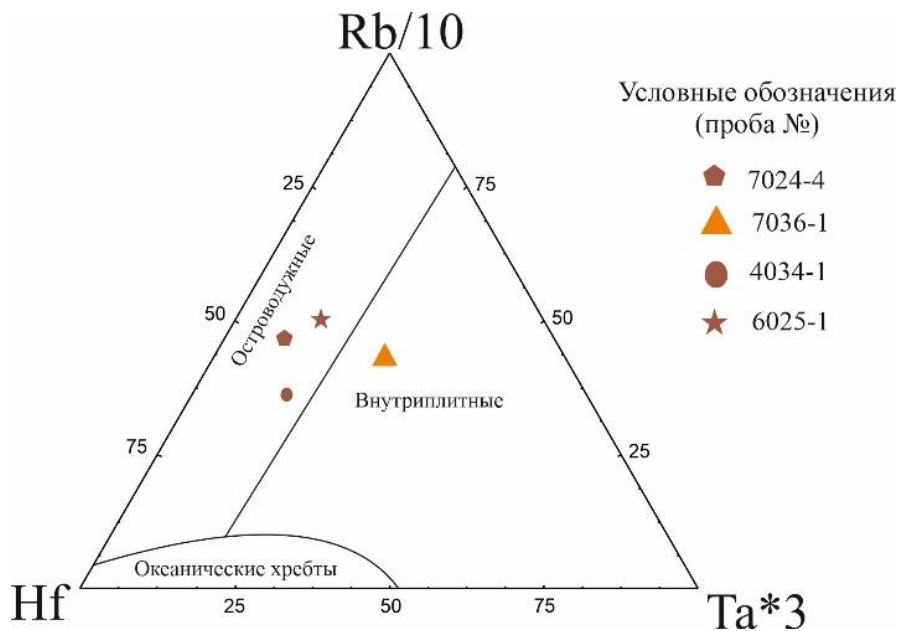


Рис. 41. Треугольная диаграмма Hf – Rb/10 – Ta*3 (построена по Rollinson, 1993)
 Коричневым цветом отмечены породы девонского возраста, оранжевым – пермского
 возраста.

- Треугольная диаграмма $Hf - Rb/30 - Ta*3$. На этой диаграмме пробы девонского и пермского возраста имеют явные различия. Все девонские пробы, также как на диаграмме $Hf - Rb/10 - Ta*3$, попадают в поле островодужных магматитов, а пермская проба в поле внутриплитных магматитов. Однако расположение пробы 7036-1 может быть не точным из-за вторичных изменений (рис. 42).
- На четырех диаграммах $Rb - Yb+Ta$ соотношения, $Rb - Y+Nb$ соотношения, $Ta - Yb$ соотношения, $Nb - Y$ соотношения все пробы и девонского, и пермского возраста легли в поле островодужных магматитов (рис. 43).

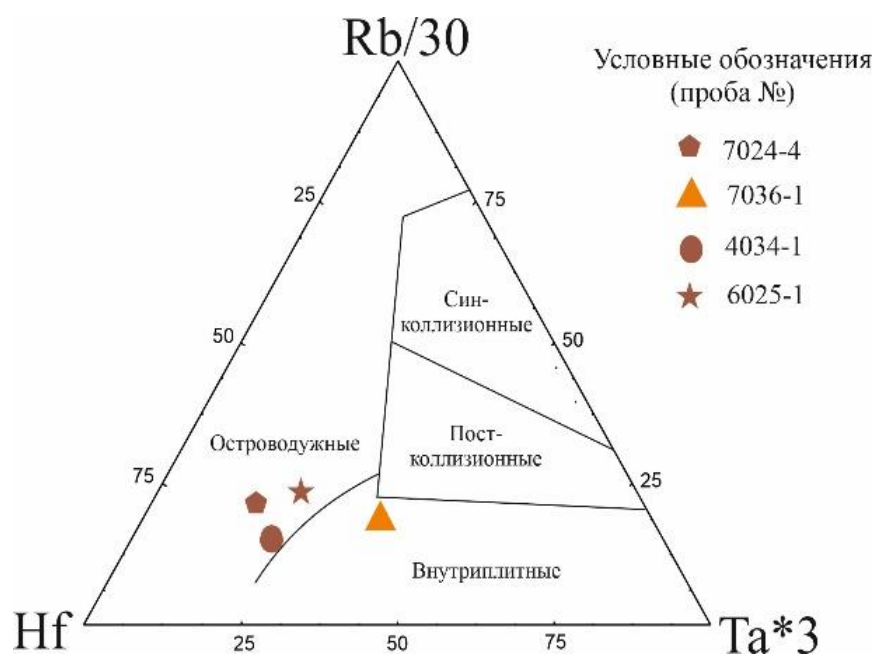


Рис. 42. Треугольная диаграмма $Hf - Rb/30 - Ta*3$ (построена по Rollinson, 1993) Коричневым цветом отмечены породы девонского возраста, оранжевым – пермского возраста.

В результате геохимических исследований группы пород среднего-кислого состава можно заключить, что эти магматиты можно с большой долей вероятности относить к островодужным.

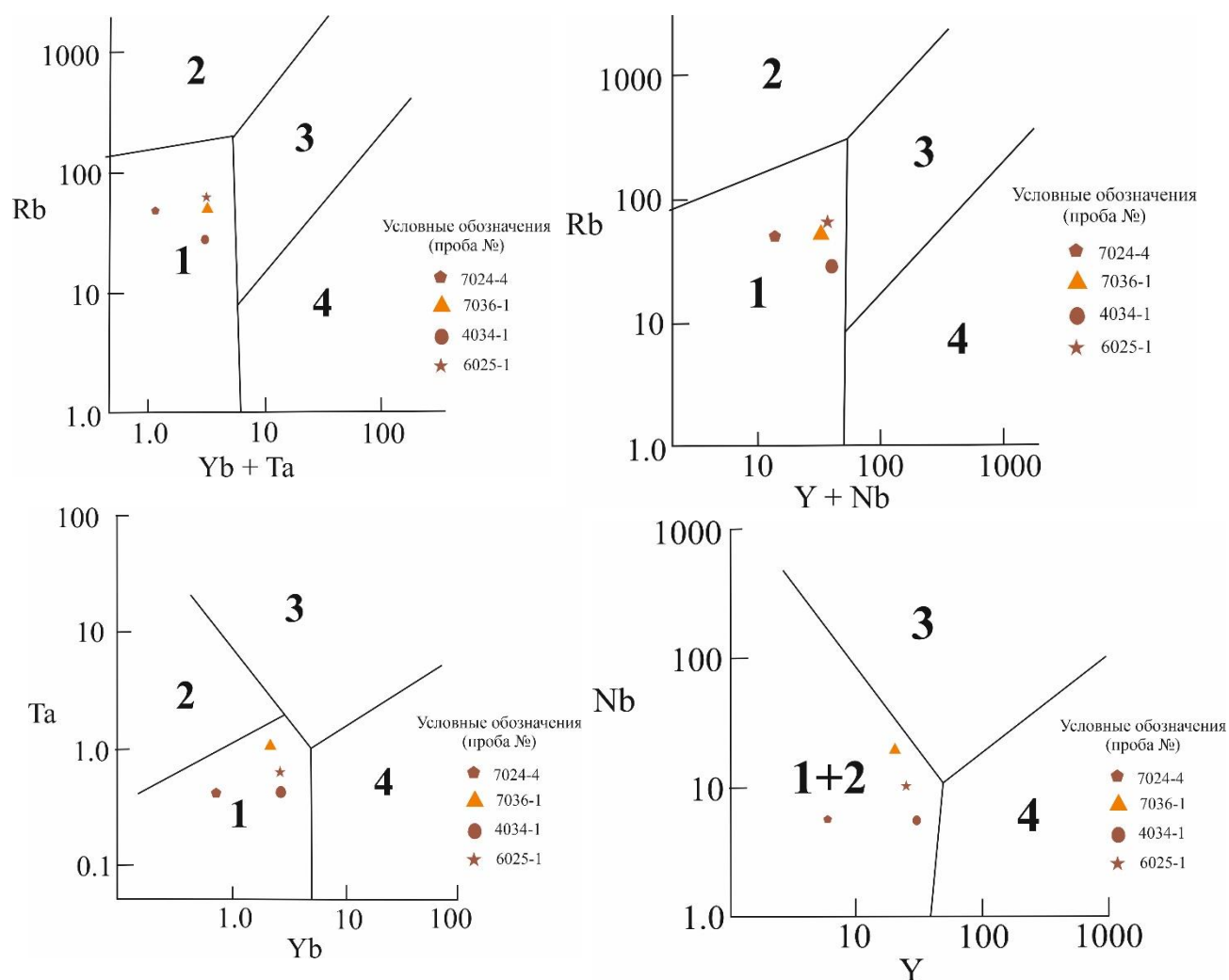


Рис.43. Диаграмма Rb – Yb+Ta соотношения, Rb – Y+Nb соотношения, Ta – Yb соотношения, Nb – Y соотношения (построена по Rollinson, 1993)

Условные обозначения:

1 – граниты вулканических островных дуг; 2 – синколлизийонные граниты; 3 – внутриплитные граниты; 4 – граниты океанических хребтов.

Коричневым цветом отмечены породы девонского возраста, оранжевым – пермского возраста.

Также, для всех проб были построены диаграммы распределения нормированных на хондрит распределений редкоземельных элементов. Положение графиков на диаграммах отвечает трендам пород океанических вулканических островов (рис. 44 и 45).

Можно сделать вывод о том, что изучения магматических пород осложняется вторичными изменениями, которым были подвержены породы. Большая часть девонских и пермских пород попадает в поля островодужных магматитов.

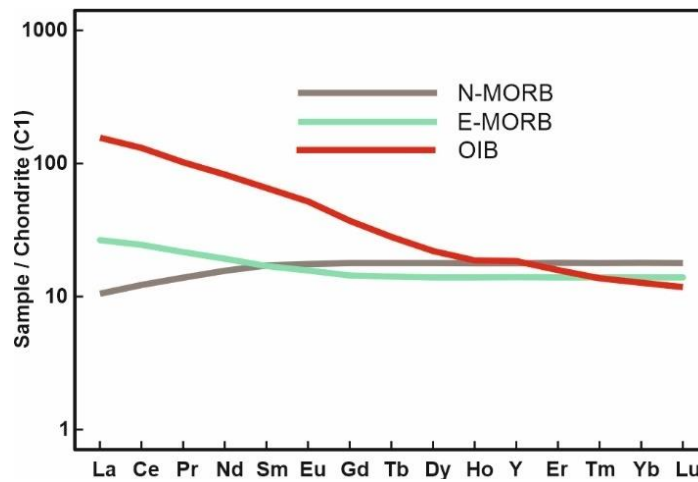


Рис. 44. Эталонное распределение нормированных на хондрит концентраций редкоземельных элементов для магматических пород (построена по Sun S.-s., McDonough, 1989).

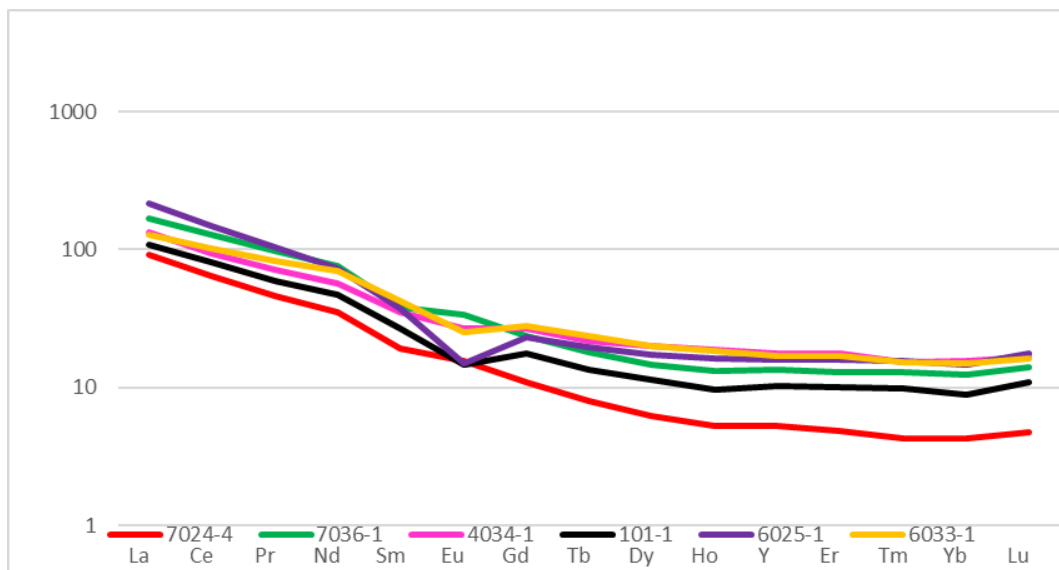


Рис. 45. Диаграмма распределения нормированных на хондрит концентраций редкоземельных элементов для изученных образцов магматических пород (построена по данным из таблицы 4).

Глава 5. Геологическое развитие Охотского массива в позднем палеозое.

Геологическая история Охотского массива насчитывает не один миллиард лет. Образование данной территории проходило в несколько этапов: 1) Архейско-раннепротерозойский, 2) Рифейский, 3) Венд-раннепалеозойский, 4) Среднепалеозойский, 5) Позднепалеозойский, 6) Триасово-нижнеюрский, 7) Позднеюрско-раннемеловой, 8) Альб-позднемеловой, 9) Позднемеловой, 10) Кайнозойский. Каждый из этапов охарактеризован определенным комплексом пород и своими структурными особенностями. При рассмотрении истории развития региона большее внимание будет уделено средне- и позднепалеозойскому этапам развития Охотского массива.

История развития Охотского массива в архее и раннем протерозое может быть реконструирована лишь в общих чертах. Предполагается, что в раннем архее массив входил в подвижную область, породы которой 3,3 млрд лет тому назад претерпели складчатость, региональный метаморфизм в гранулитовой фации и сопряженные с ним гранитообразование. [Кузьмин и др., 2005; Кузьмин и др., 2018] Метаморфические преобразования происходили на всем протяжении архея и протерозоя. В раннем протерозое Охотский массив являлся микроконтинентом и располагался в непосредственной близости от Восточно-Алданского супертеррейна. В начале позднего карелия (2000–1900 млн лет) он стал частью Северо-Азиатского кратона, отделяясь от Восточно-Алданского супертеррейна крупным правосторонним сдвигом. В конце позднего карелия на его западной окраине произошли рифтогенные процессы (Билякчанский грабен). [Казакова и др., 2013; Кузьмин и др., 2018; Песков, Умитбаев, 1977]

В рифее Охотский массив покрывало мелководное эпиконтинентальное море, в условиях которого накапливались песчаники и известняки. В венде и раннем палеозое геодинамическая обстановка была такая же, как и в рифее: в эпиконтинентальном морском бассейне накапливались маломощные прибрежно-морские терригенно-карбонатные осадки [Казакова и др., 2013; Песков, Умитбаев, 1977].

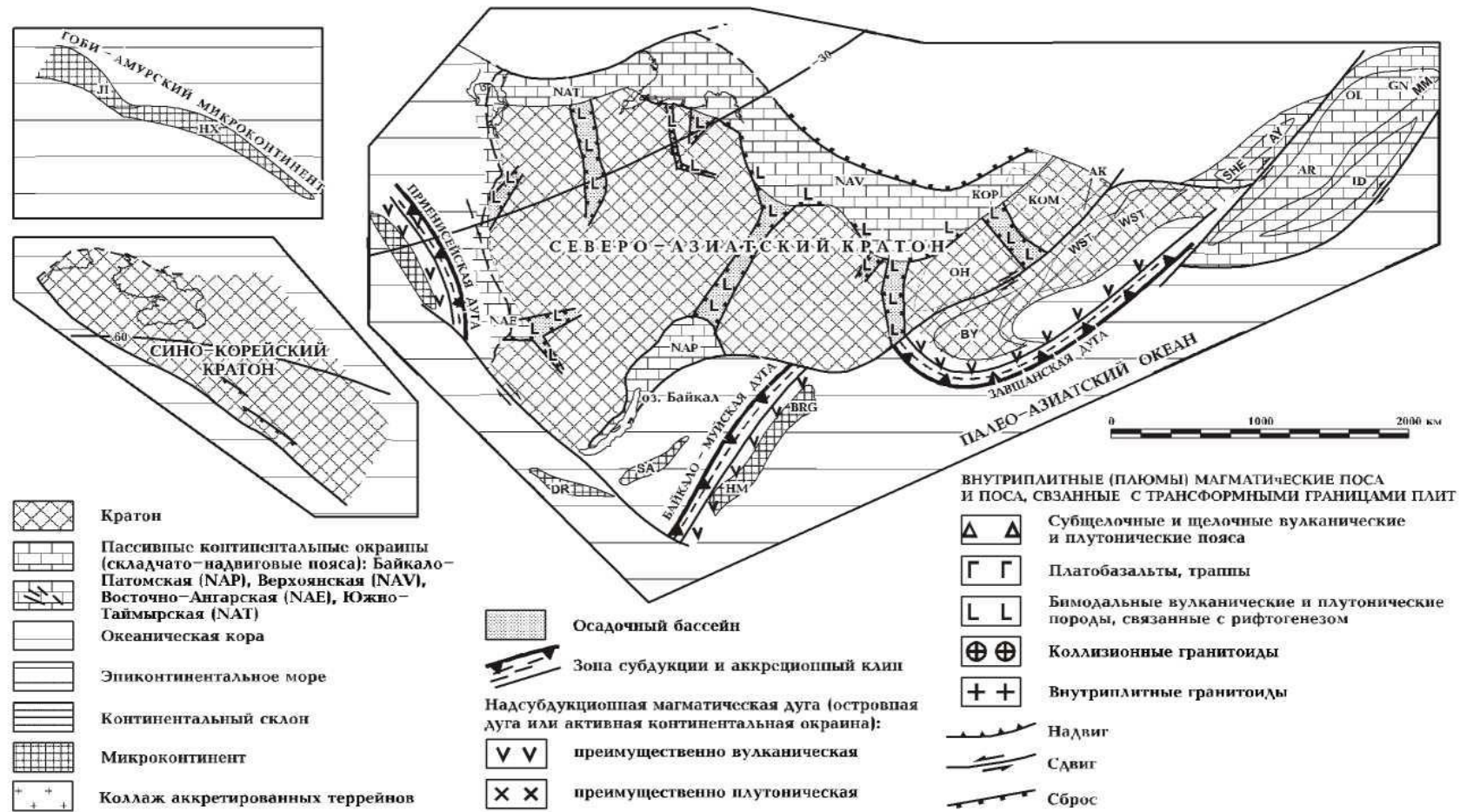


Рис. 46. Палеотектоническая реконструкция для неопротерозоя (850 млн л.) [Парфенов и др., 2003].

Условные обозначения к рисунку 46. [Парфенов и др., 2003]

Террейны:

Авековский (AK), Алтайский (AT), Аргунский (AR), Аянский (AY), Байдрагский (BY), Байкало-Муйский (BM), Баладекский (BL), Баргузинский (BRG), Баянлегский (BG), Буреинский (BU), Вайзунгер-Бааранский (WB), Гёнгги (SCG), Галамский (GL), Гарганский (GG), Гоби-Алтайский (GA), Гонжинский (GN), Гурвансайханский (GS), Дербинский (DR), Джидинский (DZ), Дзоленский (ZO), Донгуджимкин-Нухетдаваанский (DN), Еравнинский (ER), Завшанский (ZA), Западно-Саянский (WSY), Западно-Ста-новой (WST), Идермегский (ID), Имджиганг (IM), Калба-Наримский (KBN), Канимский (KI), Канский (KA), Кизир-Казирский (KK), Кожуховский (KOZ), Котельный (KY), Кулар-Нерский (KN), Курайский (KU), Мамонтовский (CTM), Мандаловоо-Онорский (MO), Мандахский (MN), Мамынский (MM), Матвеевский (MT), Муйский (MS), Нахи-мовский (NK), Озерный (LK), Ольдойский (OL), Олойский (OLO), Олоки-Т-Делюнуранский (OD), Омолонский (KOM), Омудевский (KOV), Ондумский (OM), Орхон-Икатский (OI), Охотский (OH), Приколымский (KOP), Рёнгам (SKYE), Рудно-Алтайский (RA), Салаирский (SAL), Сангиленский (SA), Северо-Саянский (NRS), Таннуольский (TO), Тельбес-Китатский (TT), Тындинский (TY), Уймено-Лебедской (UL), Улгейский (UG), Улуго (UO), Улус-Черганский (UC), Фаддеевский (CTF), Хамар-Дабанский (HM), Хамсарский (KHM), Хангай-Даурский (HD), Ховдинский (HV), Хутагуул-Ксилинхотский (HX), Цзямусинский (J), Шевлинский (SHE), Эдренгинский (ED).

Осадочные бассейны, в том числе связанные с рифтогенезом:

Агульский (ag), Амуро-Зейский (az), Бохай (bh), Западно-Сибирский (nw), Ил-Нь-Тасский задуговой бассейн (pki), И-Шу, грабен (sj), Куонгсангский (ку), Минусинский (mn), Нижне-Амурский (loa), Северо-Китайский (pc), Сунляо (sol), Тастахский (tt), Тувинский (tv), Усть-Индигирский (ui), Усть-Ленский (ule), Хайлар (hit), Эрлян (el), Зырянский (zr), Южно-Алданский (sab), Янгил (уп).

Разломы:

Главный Монголо-Охотский разлом (ММО), Иртышская зона смятия (IR), Кузнецко-Алтайский разлом (КА), Рудноалтайско-Таймырский (РА-Т).

Среднепалеозойский этап.

Этот этап характеризуется масштабный континентальным рифтогенезом, широко проявленный на востоке Северо-Азиатского кратона. Наиболее типичные рифтогенные структуры располагаются в пределах Сетте-Дабанской зоны. Возможно, перед началом рифтогенеза шло внедрение даек габбро-долеритов сетте-дабанского комплекса [Казакова и др., 2013]. Рифтогенез имел небольшие скорости, ранние фазы его развития приходятся на ранний-средний девон, а наиболее интенсивная - на франский век позднего девона. На этой фазе развития преобладали нисходящие движения и формирования карбонатных, терригенно-карбонатных, сульфатно-карбонатных отложений, в составе которых определенную роль играли продукты щелочного и умереннощелочного базитового вулканизма. В фаменском веке на севере Сетте-Дабанской зоны произошло излияние натриевых базальтов, представленных пиллоу-лавами мощностью до 100–120 м. Они залежали среди карбонатно-обломочных отложений представленных турбидитами и олистостромами и маркировали осевую

долину рифта. На остальной части Сетте-Дабанской зоны располагалась бортовая часть рифта, выполненная терригенно-карбонатными отложениями, иногда с вулканокластическими породами щелочно-основного или щелочно-ультраосновного состава [Казакова и др., 2013; Парфенов и др., 2003].

В позднем фамене – раннем турне имела место существенная активизация тектонических движений, в результате чего было сформировано региональное несогласие в основании вышележащих верхнетурнейско-нижневизейских слоев. Это указывает на формирование конседиментационных поднятий и прогибов.

В результате среднепалеозойского рифтогенеза произошел раскол Северо-Азиатского кратона и отодвигание от него Охотского массива путем вращения по часовой стрелке [Казакова и др., 2013; Парфенов и др., 2003].

На Охотском массиве в эмское время и до конца франского века после длительного перерыва начинается накопление мелководных существенно терригенных толщ, в результате размыва архейских гнейсов и кристаллосланцев Кухтуйского выступа. Это подтверждается наличие мощного слоя базальных конгломератов в основании правоульбейской серии (см. главу 2) [Казакова и др., 2013; Песков, Умитбаев, 1977].

В фамене начинается активная вулканическая деятельность, сопровождавшаяся излиянием андезитов, реже дацитов и риолитов, накоплением туфов среднего и кислого состава. Происходит внедрение магматитов габбро-гранитной формации сибегинского комплекса, к которому относятся исследованные породы в окрестностях ручья Матычак (пробы 7024-4, 4034-1, 6025-1) (см главы 3 и 4). Вулканизм продолжался вплоть до нижнего карбона. На юго-западе Охотского массива в отложениях Верхнемайского поднятия обнаружены вулканиты аналогичного возраста. Здесь же обнаружены позднедевонские надсубдукционные граниты с возрастом $375,3 \pm 2,3$ млн лет. Эти образования маркируют среднепалеозойскую активную континентальную окраину, которая располагалась на юге и юго-востоке Охотского массива. Активная окраина через систему островных дуг протягивалась в северо-восточном направлении от Охотского до Омолонского террейна. На Омолонском террейне широко развиты надсубдукционные вулканиты этого же возраста. Синхронные процессы позднедевонского континентального рифтогенеза в Южном Верхоянье происходили в тылу этой дуги [Khudoley et al., 2020]. К этой геодинамической обстановке может быть приурочено

образование основных пород (проба 101-1) в исследуемой части Охотского массива (см. главу 4). В результате размыва вулканических построек, сложенных из кислых пород, образуются олигомиктовые песчаники, изученные автором на слиянии рек Сибега и Ульбея (проба 100-1). [Казакова и др., 2013; Парфенов и др., 2003; Песков, Умитбаев, 1977]

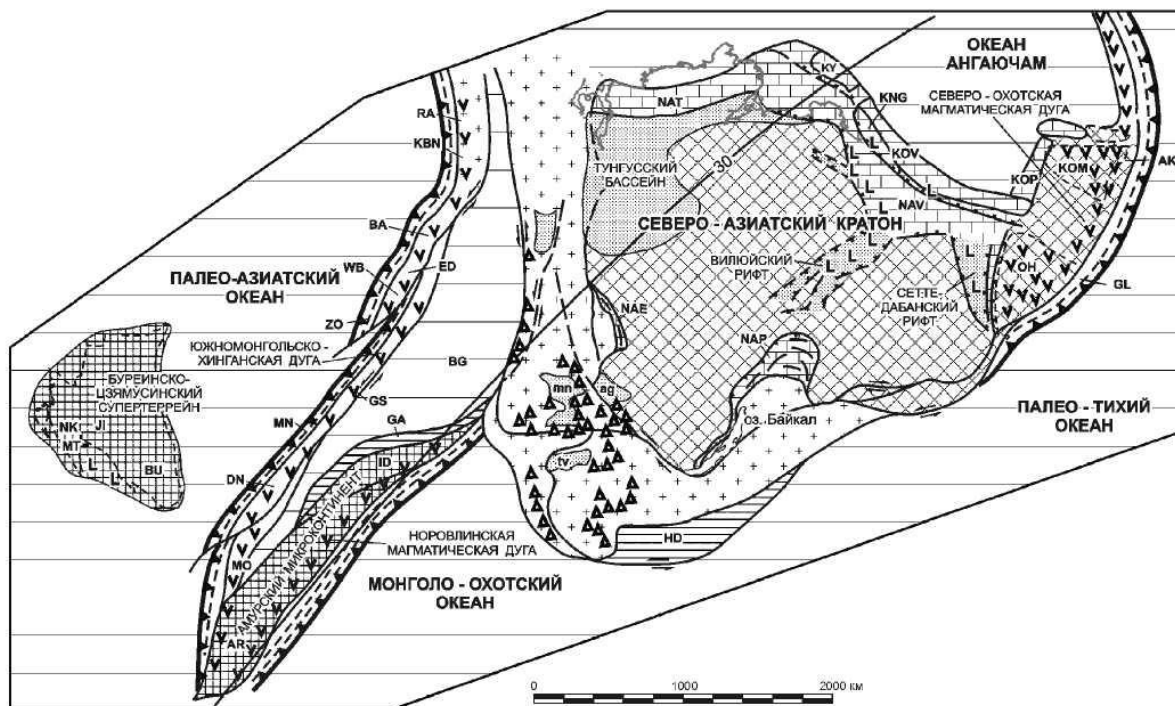


Рис. 47. Палеотектоническая реконструкция для девона-раннего карбона (370 млн л.). Условные обозначения см. на рис. 46 [Парфенов и др., 2003].

Позднепалеозойский этап.

Начинается этот этап с позднегурнейской–ранневизейской трансгрессии. Накопление осадочного материала происходило неравномерно. Это было обусловлено разными палеогеографическими и палеотектоническими условиями ввиду того, что массив был расчленен по зонам крупных разломов на отдельные фрагменты, относительное погружение которых определяло характер и мощности отложений. В южной частях массива накапливались лагунно-континентальные фации, основную площадь массива занимали мелководные моря, где происходило накопление мелководных осадков карбонатной платформы, залегавших на разновозрастных (вплоть до кембрийских) отложениях, но без существенных угловых несогласий. Однако, несмотря на трансгрессию, оставались сильно приподнятые части массива, которые

были покрыты морем только к середине карбона. Этим обусловлено не постоянная мощность гадекчанской свиты и ее частичное образование на докембрийских породах (см. главу 2) [Казакова и др., 2013; Парфенов и др., 2003; Песков, Умитбаев, 1977; Чиков, 1970].

В пермское время на территории Охотского массива и его северо-восточного обрамления располагался Охотский задуговой бассейн [Бяков и др., 2010]. В южной части к массиву примыкала Охотско-Тайгоноская вулканическая дуга, начало формирования которой приходится на средний - поздний карбон, а максимум развития - на кептенское (гижигинское) время. Вероятнее всего эта дуга была заложена на структурах самого Охотского массива и представляла собой энсиалическую вулканическую дугу или активную окраину андийского типа с соответствующими продуктами среднего и кислого вулканизма (рис. 46). Однако, в тылу этой дуги существовал локальный источник магм основного-среднего состава, образованный в результате плавления застрявшего под Охотским массивом фрагмента слэба (см. главу 4). С этой дуги в осадочный бассейн шло поступление терригенного и вулканогенного материала, в результате чего накапливаются песчаники и грауваки с большим содержанием обломков вулканических пород (см. главу 3 и 4). В целом для осадочного бассейна были характерны континентальные и морские мелководные отложения со значительной долей вулканитов различного состава, в т.ч. базальтовых лав. [Казакова и др., 2013; Песков, Умитбаев, 1977; Чиков, 1970; Бяков и др., 2005; Бяков и др., 2010; Бяков, 2010]

По северной и северо-восточной периферии бассейна фиксируются глубоководные фации континентального склона и подножья, представленные мощными (до 6 км) толщами турбидитов, диамиктитов и нефелоидов, с широким развитием здесь глубоководных конусов выноса (рис. 48) [Бяков и др., 2010]. С течением времени (средняя, поздняя пермь), по мере заполнения морского бассейна глубоководные фации сменялись шельфовыми и дельтовыми осадками.

Начиная с поздней перми, широкое распространение получили дельтовые обстановки. Уменьшение грубозернистости и увеличение роли глубоководных фаций с юга на север свидетельствует о наличии крупного глубоководного бассейна к северу от Охотского массива (рис. 48) [Казакова, Васькин, 2013; Песков, Умитбаев, 1977; Чиков, 1970; Бяков и др., 2005; Бяков и др., 2010; Бяков, 2010].

В дальнейшем, в триасе геодинамические события были весьма сходными. До середины юры на Охотском массиве происходили медленные трансгрессии и регрессии, но общая картина оставалась похожей на позднепалеозойскую: накапливались мелководно-морские, лагунные и континентальные отложения (рис. 49) [Казакова и др., 2013; Парфенов и др., 2003; Песков, Умитбаев, 1977; Чиков, 1970].

С поздней юры начали происходить основные орогенные события вдоль Восточно-Азиатской активной континентальной окраины. На фоне субдукции вдоль континентальной окраины имели место аккреция и коллизия террейнов, присутствие которых предполагается в акватории Охотского моря. В результате Охотский массив начал смещаться в западном и северо-западном направлении. В позднем неокоме и апте на Восточно-Азиатской активной континентальной окраине произошло столкновение Тайгоносской островной дуги с южной частью Сибирского континента Севернее Охотского массива в это время происходило закрытие Оймяконского бассейна и коллизия восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента. В позднем неокоме–апте произошла смена фронтальной коллизии на косую и смещение микроконтинента в северо-западном направлении. (рис. 50) [Казакова, Васькин, 2013; Парфенов и др., 2003;]

В позднем мелу идет резкое усиление магматической активности и образование обширных вулканических отложений и магматических комплексов Охотско-Чукотского вулканического пояса (рис. 51).

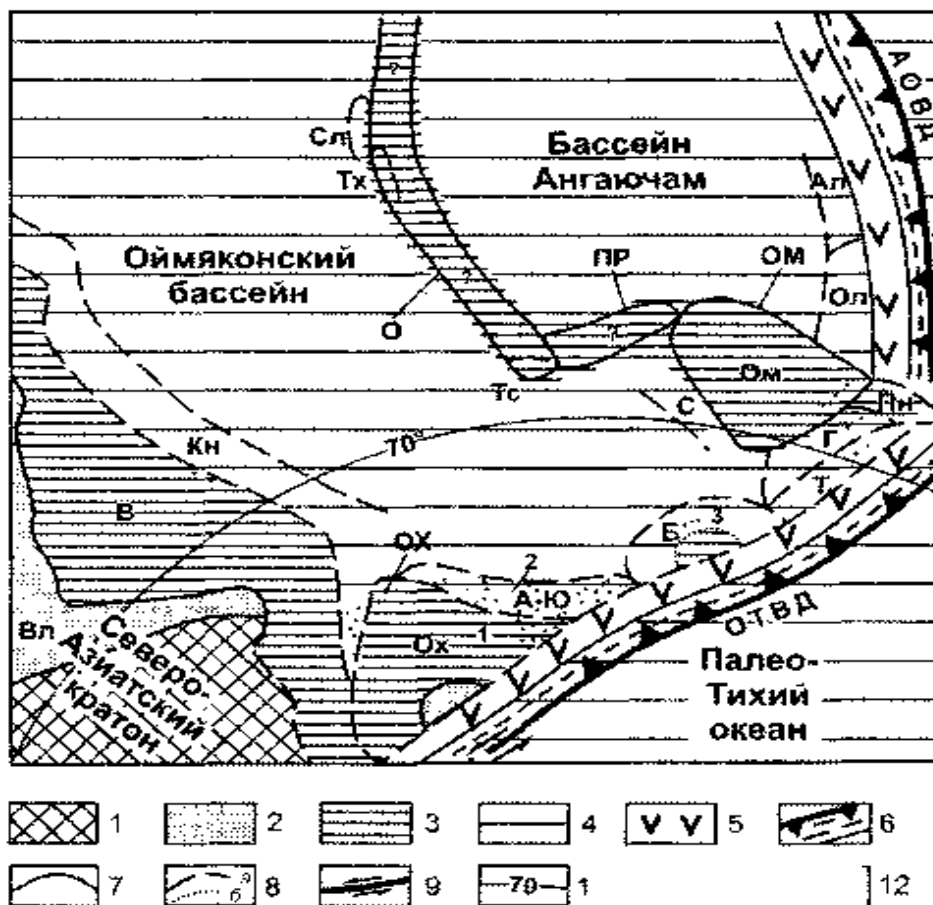


Рис. 48. Палеогеографическая реконструкция Северо-Востока Азии для конца средней перми. Пермские седиментационные бассейны Северо-Востока Азии: 1 – суша; 2 – континентальные бассейны; 3 – мелкое море; 4 – глубокое море; 5 – вулканические активные континентальные окраины; 6 – зоны субдукции и аккреционный клин; 7 – границы террейнов; 8 – границы бассейнов (а) и их частей (б); 9 – предполагаемый трансформный разлом; 10 - палеоширота;

Вулканические дуги: ОТВД – Охотско-Тайгоноская, АОВД – Алазейско-Олойская.
 Террейны: ОХ – Охотский, ОМ – Омолонский, ПР – Приколымский, О – Омулеский.
 Осадочные бассейны: Ох – Охотский, Т – Тайгоносский, А-Ю – Аян-Юряхский, Б – Балыгычанский, Ал – Алазейский, Ол – Олойский, Пн – Пенжинский, Г – Гижигинский, С – Сугойский, Тс – Тасканский, Сл – Селенняхский, Тх – Тас-Хаяхтахский, Вл – Вилюйский, Кн – Кулар-Нерский. Моря: В – Верхоянское окраинно-эпиконтинентальное, Ом – Омолонское эпиконтинентальное
 [Бяков, Ведерников, 2010]

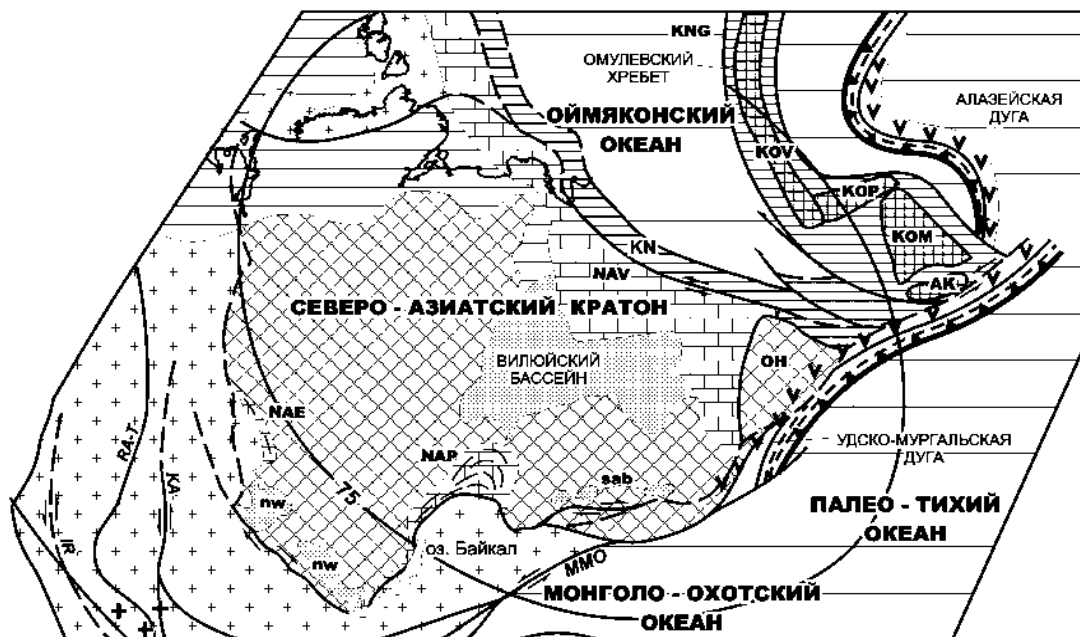


Рис. 49. Палеотектоническая реконструкция для позднего триаса-ранней юры (210 млн л.).
Условные обозначения см. на рис. 46 [Парфенов и др., 2003].

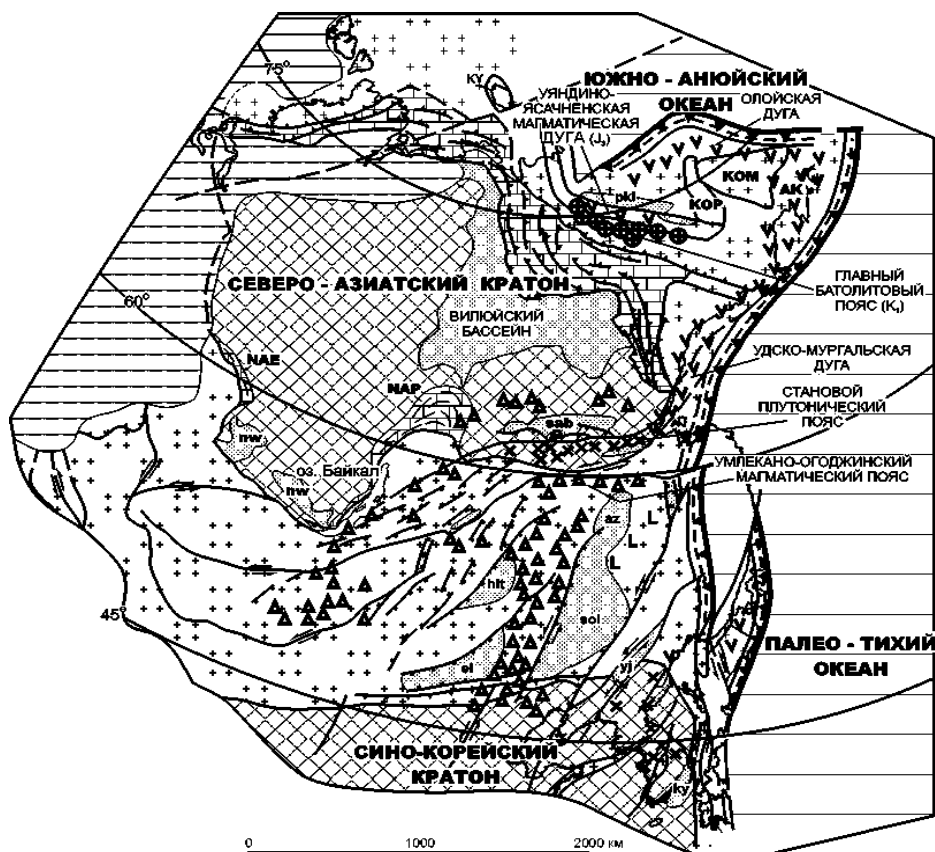


Рис. 50. Палеотектоническая реконструкция средней юры–раннего мела (145 млн л.).
Условные обозначения см. на рис. 46 [Парфенов и др., 2003].

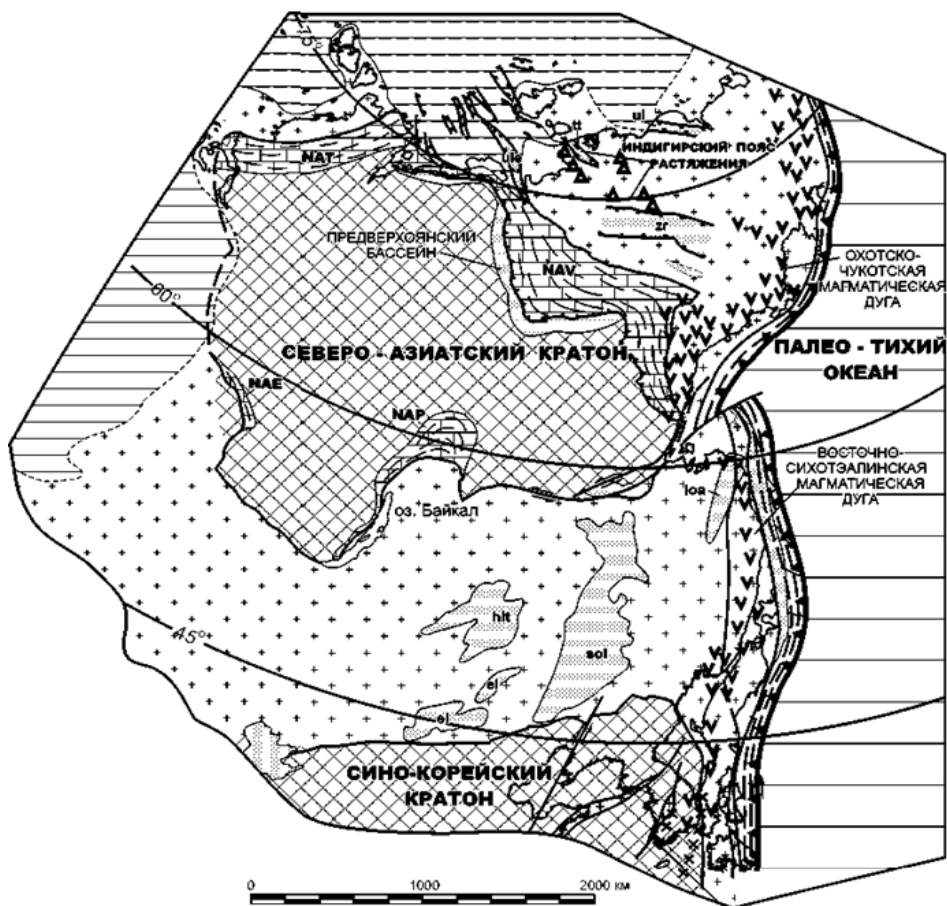


Рис. 51. Палеотектоническая реконструкция для сеномана-кампана (87 млн л.).
Условные обозначения см. на рис. 46 [Парфенов и др., 2003].

В конце турона Охотское океаническое вулканическое плато заклинивает Охотскую зону субдукции. В Охотско-Чукотском поясе в это время изливаются базальтоиды, внедряются комагматичные им дайки андезитов, андезибазальтов, долеритов, а в тыловой зоне синхронно происходит растяжение и внедрение даек габбро-долеритовой формации [Казакова и др., 2013; Парфенов и др., 2003].

После прекращения деятельности Охотско-Чукотского вулканического пояса на Охотском массиве идет медленная денупляция горных сооружений. В кайнозой происходили небольшие трансгрессии моря, идет образование долин рек.

Заключение

Результаты проведенных полевых и лабораторных исследований осадочных и магматических пород верхнего палеозоя центральной части Охотского массива в основном соответствуют данным, полученным исследователями этого региона в прошлые годы. В то же время, некоторые выводы позволяют уточнить имеющиеся представления о геологии верхнепалеозойских осадочных и магматических комплексов:

1. В ходе петрографических исследований было установлено, что все терригенные породы являются незрелыми и отлагались вблизи источника сноса, а магматические породы имеют разный состав и были сильно изменены более поздними эндогенными процессами.
2. По геохимическим данным было установлено, что осадочные породы образовывались преимущественно из продуктов размыва магматических пород кислого состава, выплавленных из корового вещества. Однако, были обнаружены терригенные породы, образованные за счет размыва пород основного-среднего составов, включая предположительно выплавленных из деплетированной мантии. Данная обстановка является уникальной для Охотского массива.
3. В результате сравнительного анализа литературных данных удалось предположить причину появления уникальных пород основного-среднего составов и провести аналогию с корейским вулканом Пектусан.

В дальнейшем предполагается продолжить изучение этих комплексов путем проведения изотопно-геохронологических исследований осадочных и магматических пород.

Список литературы

Отечественная литература

1. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / под ред. Богатииков О.А., Петров О.В., Шарпенюк Л.Н. 2-е изд. СПб.: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2008. 203 с.
2. Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области / Бяков А.С. и др. // Отечественная геология. 2005. №5. С. 81 -84
3. Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В. Пермские диамиктиты северо-востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 14-24
4. Бяков А.С. К структурно-фациальному районированию территории Северо-восточной Азии в перми // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 2. С. 2–7
5. Вельдяков Ф. Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Приохотская. Лист Р-54-XXX. Объяснительная записка. Магадан, 1977. 81 с
6. Емельяненко Е. П., Масловский А. Н., Гребнева Л. В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов средних течений рек Кухтуй и Ульбея. Отчет о результатах ГГС-50 и поисковых работ, проведенных Кухтуйской партией в 1980–1983 гг. Хабаровск, 1985.
7. Казакова Г. Г., Васькин А. Ф., Кропачев А. П., Щербаков О. И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 :1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-54 – Оймякон. Объяснительная записка. // СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 400 с. + 6 вкл.
8. Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Наумов М.В. Новые изотопно-геохимические данные о позднеордовикском возрасте гранитоидов западной части Охотского массива (Верхнемайское поднятие)// Региональная геология и металлогения. 2003. №19. С. 101-105
9. Древнейшие основные гранулиты северо-востока России (Охотский массив) / Кузьмин В.К. и др. // Доклады Академии Наук. 2005. Т. 402. №2. С. 217-221

10. Кузьмин В.К., Зелепугин В.Н., Юрченко Ю.Ю. Геолого-петрографические и изотопно-геохронологические данные о геологических образованиях Билякчанского поднятия – зоны сочленения Северо-Азиатского и Омолонно-Охотского кратонов // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. 2018. С. 177-180.
11. Древнейшие граниты России – палеоархейские (3343 млн лет) субщелочные граниты Охотского массива / Кузьмин В.К. и др. // Доклады Академии Наук. 2018. Т. 478. №6. С. 662-668
12. Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. Позиция и природа Охотского массива // Отечественная геология. 1995. №2. С. 49-53
13. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной азии / Парфенов Л.М. и др. // тихоокеанская геология. 2003. Т 22. №6. С. 7-41
14. Основы петрологии магматических и метаморфических процессов / Перчук А. Л. и др.. М.: Изд-во МГУ, 2014. 469.
15. Песков Е. Г., Умитбаев Р. Б. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Приохотская. Лист Р-54-XXXVI. Карта. М.: ВАГТ. 1962
16. Песков Е. Г., Умитбаев Р. Б. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Приохотская. Лист Р-54-XXXVI. Объяснительная записка. Магадан, 1977. 80 с.
17. Петрография обломочных и карбонатных пород: учеб.-метод. пособ. 2-е изд., перераб. и доп. / Платонов М.В., Тугарова М.А. СПб.: Изд-во С-Петербур. ун-та. 2017. 80 с.
18. Региональная геоморфология и геология четвертичных отложений: учеб.-метод. пособ. / В.С. Полянин. Казань: Казанский государственный университет, 2009. 49 с.
19. Сахно В.Г. Изотопно-геохронологические характеристики и глубинные источники щелочных пород вулкана Пектусан // Доклады Академии Наук. 2007. Т. 417. №4. С. 528-534
20. Интерпретация геохимических данных / под ред. Е.В. Склярова. М: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
21. Чиков Б.М. Тектоника Охотского срединного массива. М.: Наука, 1970. 152 с.

22. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л. 1987. 269 с.

Зарубежная литература

23. Provenance and Tectonic Setting of the Proterozoic Turbidites in Hunan, South China: Geochemical Evidence / Gu X.X. et al. // Journal of Sedimentary Research. 2002 T.72. №3. P. 393-407
24. Herron M. M. Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data // Schlumberger-Doll Research Old Quarry Road Ridgefield. 1988. P. 820-829
25. Kuno, H. Differentiation of basalt magmas. In Basalts: The Poldervaart Treatise on Rock of Basaltic Composition; Hess, H.H., Poldervaart, A., Eds.; Interscience: // New York, NY. USA. 1968. Volume 2, pp. 632–688.
26. Rollinson H.R.. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation // London Group. UK Limited. 1993. C. 380
27. Late Ordovician Mafic Magmatic Event, Southeast Siberia: Tectonic Implications, LIP Interpretation, and Potential Link with a Mass Extinction / Khudoley A. K. et al.// Minepals. 2020. T. 10. №1108. P. 2-23
28. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics / McLennan S. M. et al. // Geological Society of America, Special Paper 284 1993. P. 21-40
29. Pearce, J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos 2008, 100, 14–48.
30. Sun S.-s., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes Geological Society // London: Special Publications 1989. №42; P. 313-345
31. Winchester, J.A.; Floyd, P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977, 20, 325–343.