

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

Институт наук о Земле  
Кафедра региональной геологии

**Савельев Георгий Владимирович**

**РЕКОНСТРУКЦИЯ ПИТАЮЩЕЙ ПРОВИНЦИИ НИЖНЕПЕРМСКИХ  
ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ПАЙ-ХОЯ И УРАЛА**

Магистерская диссертация  
по направлению 05.04.01 «Геология»  
Профиль «Тектоника, осадочная геология и палеонтология»

Научный руководитель: д.г.-м.н.,  
профессор ХУДОЛЕЙ Андрей Константинович

Рецензент: д.г.-м.н.,  
зав. лаб. ПОДКОВЫРОВ Виктор Николаевич

Санкт-Петербург  
2018

## Оглавление

Введение.....	4
1 История изучения.....	7
2 Стратиграфия.....	9
2.1 Доуральские образования.....	9
2.1.1 Полярно-Уральская СФЗ.....	9
2.1.2 Вайгачско-Пайхойская СФЗ.....	11
2.2 Уральские образования.....	12
2.2.1 Зилаиро-Лемвинская СФЗ.....	12
2.2.1.1 Байдарацкий район.....	12
2.2.1.2 Карский район.....	13
2.2.2 Западно-Уральская СФЗ.....	17
2.2.2.1 Лемвинская подзона.....	17
2.2.2.2 Пайхойская подзона.....	18
3 Интрузивные образования.....	23
3.1 Поздний рифей-ранний кембрий.....	23
3.1.1 Оченырдское поднятие.....	23
3.1.2 Енганэпэйское поднятие.....	24
3.1.3 Амдермиская антиклиналь.....	24
3.2 Средний кембрий – поздний девон.....	25
3.2.1 Полярный Урал.....	25
3.2.2 Пай-Хой.....	28
4 Тектоника.....	29
Характеристика структурных форм.....	29
5 История геологического развития.....	33
5.1 Протерозой.....	33
5.2 Средний рифей – нижний кембрий (Доуральский океан).....	33
5.3 Средний кембрий – нижний триас (Уральский океан).....	34
6 Петрографическая характеристика.....	38
6.1 Состав обломочной части.....	38
6.2 Сравнительная характеристика.....	46
6.2.1 Полярноуральский тип.....	47
6.2.2 Пайхойский тип.....	49
6.2.3 Распространение выделенных типов.....	50
6.3 Исследования методами количественного подсчета зерен.....	52
7 Геохимическая характеристика.....	57
7.1 Содержания $\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{K}_2\text{O}$ и распределение лантаноидов.....	57
7.2 Содержание Sc, Th, соотношения Th/Sc и Zr/Sc.....	60

7.3 Соотношения Co/Th и La/Sc, Cr/V и Y/Ni .....	62
7.4 Состав аргиллитов .....	62
7.5 Факторный анализ .....	63
8 Минералогический состав тяжелой фракции .....	66
9 Изотопно-геохронологические исследования .....	70
10 Состав питающей провинции.....	75
10.1 Источники обломочного материала.....	75
10.1.1 Образования Уральского океана.....	76
10.1.2 Рифтогенные образования уралид. Образования тиманид. ....	76
10.2 Различия питающей провинции песчаников выделяемых типов.....	76
Выводы .....	78
Список литературы.....	79
Опубликованная.....	79
Фондовая.....	83
Приложение 1. Петрографическое определение и состав исследуемых песчаников.....	85
Приложение 2. Химический состав исследуемых песчаников.....	91

## Введение

В последние годы при проведении работ по геологическому доизучению площадей в масштабе 1 : 200 000 (ГДП-200) были получены новые данные по стратиграфии нижнепермских терригенных отложений зоны сочленения Полярного Урала и Пай-Хоя (Коннов и др., 2016). Ранее эти отложения объединялись в нгебетаяхинскую толщу (Шишкин и др., 2012, 2015) или включались в кечьпельскую свиту (Микляев и др., 1988, 1998). В ходе работ по ГДП-200 в центральной части Карской впадины нгебетаяхинская толща разделена на тарханскую и сатосинскую толщи, в составе которых были затем закартированы нижнепермские отложения юго-восточной части Карской впадины при ГДП-200 Карской площади (Зархидзе и др., 2017б). В пределах Байдарацкого аллохтона выделена традиционная для Полярного Урала кечьпельская свита.

Каменным материалом для данной работы послужили образцы, отобранные при ГДП-200 зоны сочленения Полярного Урала и Пай-Хоя (лист R-41-XXX (Коннов и др., 2016)). Исследуемая выборка характеризует впервые выделяемые на данной площади пайхойские тарханскую и сатосинскую толщи артинско-кунгурского возраста, а также кечьпельскую свиту ассельско-артинского возраста, выделяемую в пределах Байдарацкого аллохтона. Результаты изучения вещественного состава нижнепермских терригенных отложений, полученные в рамках данной работы, использованы при составлении геологической карты листа R-41-XXX.

**Целями** данного исследования являются:

- реконструкция питающей провинции (области сноса) нижнепермских терригенных отложений зоны сочленения Полярного Урала (Байдарацкого аллохтона) и Пай-Хоя (Карской впадины);

- сравнение нижнепермских терригенных отложений Байдарацкого аллохтона и Карской впадины.

Для достижения поставленных целей решены следующие **задачи**:

- анализ имеющихся данных и представлений о геологии изучаемого региона, полученных в рамках геологосъемочных работ масштаба 1 : 1 000 000, 1 : 200 000, 1 : 50 000, а также тематических работ;

- петрографическое и геохимическое изучение исследуемых пород, а также минералогическое изучение тяжелой фракции и изотопно-геохронологические исследования обломочных зерен цирконов;

- установление возможных источников обломочного материала.

Из отобранных в рамках производства геолого-съемочных работ проб были выбраны 68 наиболее представительных образцов песчаников и 4 пробы аргиллитов из

турбидитовых отложений Карской впадины (тарханская и сатосинская толщи) и Байдарацкого аллохтона (кечьпельской свиты). Пробы отобраны из отложений наиболее уверенно относимых к данным подразделениям, а также в зоне предполагаемого сочленения данных структур (рис. 1).

По результатам петрографического изучения было выбрано 40 представительных проб песчаников, содержащих не более 15 % карбонатного материала. Для этих проб, а также для 4 проб аргиллитов, определен химический состав (10 породообразующих и 29 малых и редкоземельных элементов). Для 14 песчаников был выполнен точечный подсчет по методике Гацци-Дикинсона.

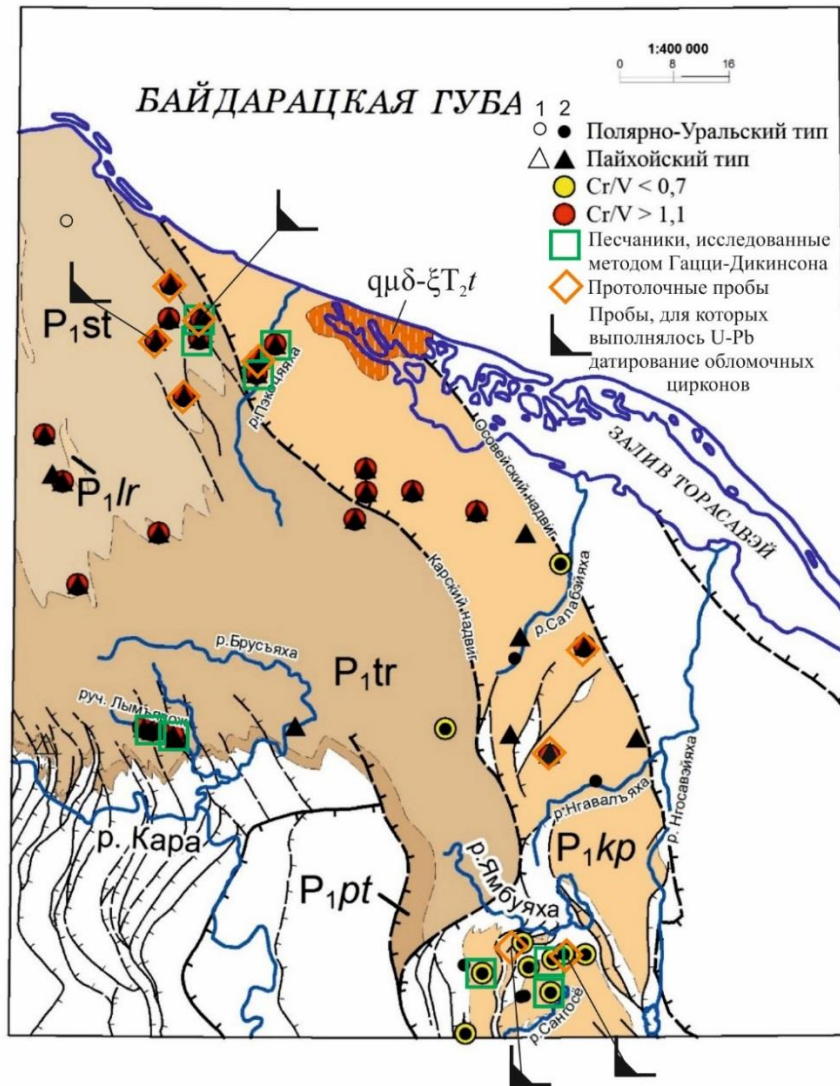
Также в рамках геолого-съемочных работ были отобраны 9 протолочных проб песчаников, был проведен минералогический анализ тяжелой фракции, а также U-Pb датирование обломочных цирконов.

Научная новизна данного исследования определяется детальным исследованием химических составов песчаников и аргиллитов, полученных современными методами, а также U-Pb датированием обломочных цирконов и точечным подсчетом состава песчаников методом Гацци-Дикинсона. Такие исследования производятся для данных отложений впервые.

Изготовление шлифов выполнено в Лаборатории пробоподготовки и пробообработки ЦТСОП (СПбГУ) и в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ. Химический состав исследуемых образцов определен методами рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF) (силикатный анализ) в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ и лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН, а также методами масс-спектрометрии (ICP-MS) и оптической эмиссионной спектрометрии (ICP-OES) с индуктивно связанной плазмой в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ.

Пробоподготовка (дробление и квартование) и минералогический анализ выполнены в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ. Изотопный состав цирконов и их описание выполнено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ.

*За организацию процесса выполнения работы, помощь в её написании автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю д.г.-м.н., профессору А.К. Худолею. За предоставленный фактический материал исследования, полученные навыки полевых работ, предоставленную литературу, картографические материалы и фотографии, а также помощь в написании работы автор искренне благодарен сотрудникам отдела ГГК и ГС (Карской партии) ВСЕГЕИ: А.Г. Коннову, М.Н. Петровой, Р.В. Червякову, Д.К. Перлову. Особую признательность автор выражает к.г.-м.н. Салдину В.А. за помощь в петрографических исследованиях и обсуждению результатов.*



Период (система)	Эпоха (отдел)	Век (ярус)	Геохронологическая шкала (млн. лет)	Характеристика подразделений	
				ПАЙХОЙСКАЯ ПОДЗОНА	ЛЕМВИНСКАЯ ПОДЗОНА
ТРИАСОВЫЙ	СРЕДНЯЯ	ЛАДИНСКИЙ	237	КАРСКИЙ РАЙОН	НОВОЗЕМЕЛЬСКО-УРАЛЬСКАЯ СФМЗ ЗАПАДНОУРАЛЬСКАЯ СФЗ
		АНИЗИЙСКИЙ	242		
ПЕРМСКИЙ	ПРИУРАЛЬСКАЯ	КУНГУРСКИЙ	247,2	КАРСКИЙ РАЙОН	НОВОЗЕМЕЛЬСКО-УРАЛЬСКАЯ СФМЗ ЗАПАДНОУРАЛЬСКАЯ СФЗ
		АРТИНСКИЙ	283,5±0,6		
		САКМАРСКИЙ	290,1±0,26		
		АССЕЛЬСКИЙ	295,0±0,18		
		АССЕЛЬСКИЙ	298,9±0,15		
				БАЙДАРАЦКИЙ РАЙОН	Торасовейский комплекс сигнит-монциодоритовый плутонический. Кварцевые монциты, диориты, монциодориты
				Кечельская свита. Терригенный флиш. Переслаивание песчаников полимиктовых, алевролитов полимиктовых с растительным детритом, аргиллитов (2000 м)	
				Лиурьягинская свита. Переслаивание известковых алевролитов и полимиктовых песчаников с увеличением доли последних вверх по разрезу; линзы кремнистых мергелей, конкреции известковых фосфоритов (500 - 600 м)	
				Сатосинская толща. Полосчатые песчанистые алевролиты с отдельными пачками полимиктовых песчаников, прослой известняков (600 - 1000 м)	
				Тарханская толща. Терригенный флиш: переслаивание песчаников полимиктовых, алевролитов полимиктовых, углеродисто-глинистых сланцев прослой и линзы кремнистых мергелей (800 - 1000 м)	
				Патариинская свита. Флишиодное переслаивание серых слабоизвестковых аргиллитов и черно-темно-серых слабоуглеродистых аргиллитов (280 м)	

а —————	Границы согласного залегания стратиграфических подразделений и интрузивные контакты:	а —————	Надвиги главные:	а —————	Надвиги второстепенные:	а —————	Разломы без разделения по морфокинетическим особенностям:
б - - - - -	а - достоверные, б - предполагаемые	б - - - - -	а - достоверные, б - предполагаемые	б - - - - -	а - достоверные, б - предполагаемые	б - - - - -	а - достоверные, б - предполагаемые

Рисунок 1. Геологическая карта зоны сочленения Полярного Урала и Пай-Хоя с границами нижнепермских образований и местами отбора проб (по Коннов и др., 2016 с упрощениями). 1 – аргиллиты, 2 – песчаники.

## 1 История изучения

Начало изучения складчатых образований Полярного Урала и п-ова Вайгач (Пай-Хоя) восходит к XVIII-XIX векам. На протяжении всего изучения этих структур оставался открытым вопрос о взаимоотношениях этих структур. Поскольку строение Полярного Урала было изучено раньше, Пай-Хой понимался или в качестве продолжения уральских структур, или в качестве самостоятельной структуры. В качестве аргументов за рассмотрение данных складчатых сооружений в составе двух различных структур указывался различный возраст дислокаций, устанавливаемый на основании наличия несогласий (Хабаров, 1945, Эйно, 1946) или другого характера складчатости (Волков, 1938).

В сравнениях Полярного Урала и Пай-Хоя особое место занимала структурная интерпретация пермских отложений северной части Пай-Хоя. Характер распространения пермских отложений указывался среди отличий Полярного Урала и Пай-Хоя (Мазарович, 1938): на Пай-Хое они слагают обрамление среднепалеозойских толщ (вместе с пермскими отложениями Коротаихинской впадины), на Полярном Урале развиты только с одной стороны. К 1985 г пермские отложения Пай-Хоя уже выделялись в составе Карской впадины (Тектоническая карта..., 1985) и часто относились к Предуральскому краевому прогибу, однако этому противоречит залегание на батинальных образованиях.

В 1947-1952 годах была проведена площадная съемка масштаба 1 : 200 000, в рамках которой Елецкая и Лемвинская фациальные зоны, выделенные в 1945 г К. Г. Войновским-Кригером (Войновский-Кригер, 1945) в южной части Полярного Урала, были выделены и на Пай-Хое. В 1954 году проведена аэромагнитная съемка, которая показала, что зона интенсивных магнитных аномалий, с характерными для основных и ультраосновных интрузий восточного склона Урала, продолжается под Байдарацкой губой в северо-западном направлении (Устрицкий, 1956) (что совпадает с современными представлениями). Однако результаты проведенной в 1958 – 1960 годах аэромагнитной съемки показали различия магнитных аномалий по интенсивности и очертаниям контуров, что позволили рассматривать Пай-Хой как структуру, сформированная на месте краевого прогиба Полярноуральской складчатой области, Уральская складчатая область продолжается на восток на Западно-Сибирскую платформу в качестве её основания (Волков, 1984).

Наиболее полные данные по стратиграфии, литологии, магматизму, геохимии были получены в ходе исследований 1970-1980-х гг, проводимых Институтом геологии Коми ФАН СССР. В 1988-1998 гг на Пай-Хое под руководством А. С. Микляева проведены работы по ГДП-50 (Микляев и др., 1988) и групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 (Микляев и др., 1998). На современном уровне осуществлено детальное описание

большинства стратиграфических подразделений Пай-Хоя. В 1998-99 гг коллективом авторов под руководством А. С. Микляева (Микляев и др., 1999) составлена легенда Пайхойской серии листов Госгеолкарты-200 второго издания. Эти работы заложили основу для проведения ГДП-200 юго-востока Пай-Хоя (Коннов и др., 2016, Зархидзе и др., 2017а, 2017б), дополнившие данные о строении региона стратиграфическими исследованиями и современной аналитикой.

В 2012 и 2015 году были опубликованы результаты сводного геологического картирования Пай-Хоя и севера Полярного Урала (Шишкин и др., 2012, 2015), частично проводимые совместно с упомянутыми выше работами по ГДП-200. В ходе интерпретирования результатов региональных геофизических исследований заново сформулированы предположения о наличии основных-ультраосновных образований в акватории Байдарацкой губы. Также собраны и другие доказательства в пользу рассмотрения Полярного Урала и Пай-Хоя в рамках одного складчато-надвигового пояса.



## 2 Стратиграфия

В строении Полярного Урала и Пай-Хоя участвуют образования, охватывающие стратиграфический интервал от верхнего рифея до средней перми. Верхнерифейско-нижнекембрийские образования (доуралиды по Н. П. Хераскову (Херасков, 1948)) рассматриваются в составе Вайгачско-Пайхойской и Полярно-Уральской структурно-формационной зоны (СФЗ). Батиальные образования (уралиды) верхнего кембрия – карбона (нижней перми на Пай-Хое) выделяются в Зилаиро-Лемвинскую СФЗ. Отложения нижней перми (нижней-средней на Пай-Хое) объединяются в составе Западно-Уральской СФЗ (Шишкин и др., 2009).

### 2.1 Доуральские образования

Образования Полярно-Уральской СФЗ обнажаются в пределах Оченырдынского поднятия и Лекынтальбейской антиклинали (Шишкин и др., 2015), а также в пределах Едунейского поднятия (рис.2). К Вайгачско-Пайхойской СФЗ относятся доуральские образования, выходящие на поверхность в пределах Амдерминской антиклинали северо-западного Пай-Хоя (Шишкин и др., 2012).

#### *2.1.1 Полярно-Уральская СФЗ*

**Манюкуяхинская свита** ( $RF_3mj$ ) представлена ритмичным переслаиванием метаалевропесчаников, метаалевролитов, парасланцев кварц-альбит-хлорит-серицитовых с примесью туфогенного материала и фтанитов с прослоями известняков. По изотопным датировкам прорывающих гранодиоритов нияюского комплекса ( $719 \pm 10$  млн лет), возраст определен как позднерифейский. Мощность достигает 2000 м (Шишкин и др., 2005, 2012).

**Очетывисская свита** ( $RF_3oc$ ) сложена в нижней части лавами базальтов и андезибазальтов, реже андезитов, основными кластолавами и туфами, в верхней – ритмично чередующимися псефитовыми и алевросаммитовыми туфами. Возраст определяется как верхнерифейский (Шишкин и др., 2012). Мощность до 2500 м.

**Лядгейская свита** ( $V-C_1ld$ ) сложена базальтами, андезибазальтами, апобазальтовыми сланцами, дацитами, в верхней части свиты появляются риолиты, риодациты и их туфы, субвулканические риолиты имеют поздневендско-раннекембрийский возраст (519-555,4 млн лет по датировкам цирконов) (Шишкин и др., 2015). Мощность лядгейской свиты достигает 2000 м.

Лядгейская и очетывисская свиты объединяются в бедамельскую серию ( $RF_3-C_1bd$ ).

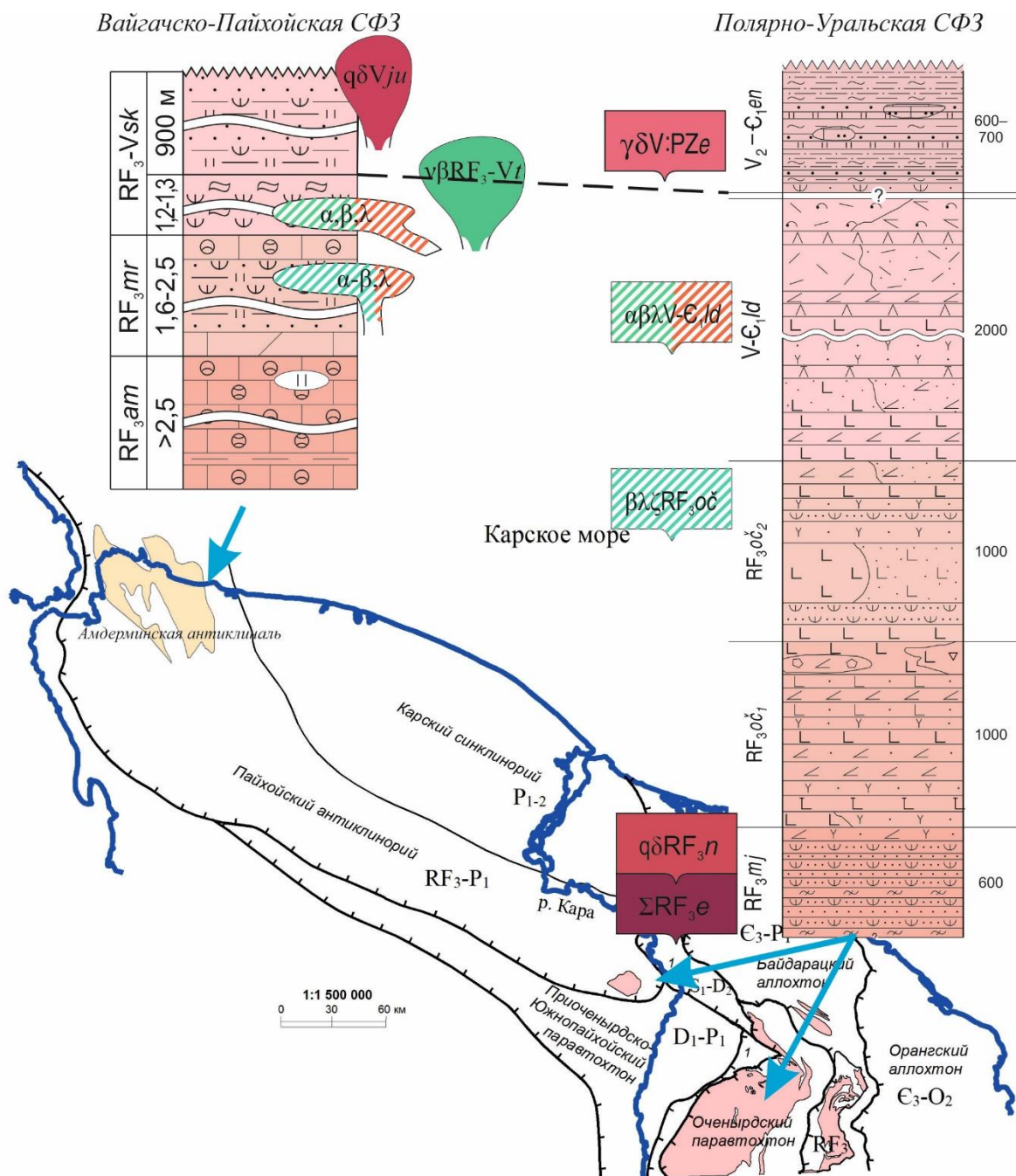


Рисунок 2. Схема расположения структурно-формационных зон и стратиграфические колонки верхнерифейско-нижнекембрийских отложений с указанием вмещаемых интрузивных магматических пород (Шишкин и др., 2012, Зархидзе и др., 2017а). Вайгачско-Пайхойская СФЗ: RF<sub>3</sub>am – Амдерминская свита; RF<sub>3</sub>mr – Морозовская свита; RF<sub>3</sub>-Vsk – Сокольнинская свита. Полярно-Уральская СФЗ: RF<sub>3</sub>mj - Манюкуяхинская свита; RF<sub>3</sub>o<sub>1-2</sub> – Очетывисская свита; V-C<sub>1</sub>ld – Лядгейская свита; V<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>en – Енганэпэйская свита.

В пределах Едунейского поднятия традиционно также выделяется бедамельская серия, сложенная вулканическими породами основного, среднего и кислого состава и их туфами, в подчиненном количестве сланцами хлорит-альбит-эпидотовыми, также кварц- и серицитсодержащими. Мощность её достигает 600 м (Зархидзе и др., 2017а).

**Енганэпэйская свита** ( $V_2-C_{1en}$ ) в пределах Едунейского поднятия согласно перекрывает отложения, относимые к бедамельской серии. Представлена флишоидным переслаиванием сланцев апоглинистых и апоалевролитовых с прослоями полимиктовых песчаников, кремнистых пород, известняков, а также эффузивов кислого состава. Возраст определен по микрофоссилиям вендского возраста. Мощность достигает 700 м (Шишкин и др., 2012).

Отмечаются отличия в составе пород, относимых к бедамельской серии в пределах Едунейского и Оченырдынского поднятий. Также на основании изотопных датировок пород бедамельской серии на Оченырдынском поднятии в интервале 555-519 млн лет (верхний рифей-нижний кембрий) и биостратиграфической характеристики (венд) согласно перекрывающих бедамельскую серию отложений енганапэйской свиты можно говорить о разновозрастности пород, относимых к бедамельской серии на Едунейском и Оченырдынском поднятиях.

### *2.1.2 Вайгачско-Пайхойская СФЗ*

**Амдерминская свита** ( $RF_{3am}$ ) сложена известняками микрофитолитовыми и строматолитовыми, возраст определяется как верхнерифейский (Шишкин и др., 2012). В нижней части распространены прослой глинистых сланцев, в верхней – линзы кремней. Мощность отложений более 2400 м.

**Морозовская свита** ( $RF_{3mr}$ ) по составу разделяется на три подсвиты. На фоне повсеместно встречающихся орто- и парасланцев углеродистых и кремнистых, известняков и доломитов в нижней подсвите подчиненно встречаются андезибазальты и их туфы, в средней преобладают базальты, андезиты, риолиты и их туфы, верхняя сложена также андезитами и их туфами, туфопесчаниками, известняками. Возраст определяется как верхнерифейский. Имеет мощность до 2500 м. (Шишкин и др., 2012).

**Сокольниковская свита** ( $RF_3-Vsk$ ). Вулканическая и вулканогенно-осадочная ассоциация риолитов, андезитов, базальтов, их туфов, туфопесчаников (нижняя подсвита мощностью 1200-1300 м) перекрывается флишоидным переслаиванием сланцев углеродисто-кремнисто-глинистых, туфосланцев, полимиктовых и вулканомиктовых песчаников (верхняя подсвита мощностью 900 м). Верхняя подсвита содержит вендские микрофоссилии (Стратиграфические схемы..., 1993, Шишкин и др., 2012), по флишоидному характеру переслаивания интерпретируется как орогенная моласса доуралид и уверенно коррелируется с енганапэйской свитой Полярно-Уральской СФЗ. Мощность свиты до 2400 м (Шишкин и др., 2012).

## 2.2 Уральские образования

### 2.2.1 Зилаиро-Лемвинская СФЗ

В составе Зилаиро-Лемвинской СФЗ выделяется Байдарацкий район Восточно-Лемвинской подзоны (Шишкин и др., 2015) и Карский район Пайхойской подзоны (Микляев и др., 1999, Шишкин и др., 2008).

#### 2.2.1.1 Байдарацкий район

**Оюяхинская свита** ( $E_3-O_{1oj}$ ) сложена аркозовыми и граувакковыми песчаниками, алевролитами, в меньшей степени туфами андезибазальтов. В основании распространены базальные слои гравийно-галечных конгломератов, состав гальки соответствует породам бедамельской серии. Возраст определяют позднекембрийско-нижнеордовикские брахиоподы. Мощность составляет более 1600 м (Шишкин и др., 2015).

**Талотинская свита** ( $O_{1tl}$ ) сложена песчаниками олигомиктовыми и кварцевыми, алевролитами с прослоями песчаников известковистых и известняков, глинистых сланцев. По брахиоподам и конодонтам отнесена к интервалу тремадокского-флоского ярусов. Мощность достигает 500 м (Петров и др., 2018).

**Харапэшорская свита** ( $O_{1-2hp}$ ) характеризуется двумя типами разреза. В западном типе разреза отложения свиты представлены известняками глинистыми, алевролитистыми, сланцами глинистыми филлитовидными, присутствуют единичные потоки миндалекаменных базальтов. Мощность разреза западного типа составляет 300-350 м. В восточном типе разреза базальты слагают до 30-40%, в меньшей степени участвуют карбонатные разности, преобладают сланцы алевролитистые глинистые. Мощность достигает 700 м (Микляев и др., 1988). Помимо базальтов также отмечаются риолиты и их туфы (Шишкин и др., 2015). Оба типа разреза охарактеризованы брахиоподами, трилобитами, криноидеями, конодонтами, определяющими флоско-дарривильский возраст свиты (Микляев и др., 1988).

**Салепэяхинская свита** ( $O_{2-3sj}$ ) сложена известняками кремнисто-глинистыми алевролитистыми, к верхам плавно сменяющимися сланцами кремнисто-глинистыми алевролитистыми (Петров и др., 2018). На основании сборов конодонтов (Микляев и др., 1988) возраст принимается как дарривильско-хирнантский. Мощность достигает 350 м.

**Харотская свита** ( $S_1-D_{1hr}$ ) представляет собой типичную черносланцевую ассоциацию. Выделяется две подсвиты: нижняя сложена фтанитами, сланцами углеродисто-глинисто-кремнистыми, кверху сменяющимися сланцами углеродисто-кремнисто-глинистыми, в кровле фосфатоносными. Верхняя подсвита сложена сланцами углеродисто-кремнисто-глинистыми и глинистыми птероподовыми известняками. Сборы

граптолитов и конодонтов определяют лландоверийский-пражский возраст. Мощность харотской свиты до 320 м (Микляев и др., 1988, Шишкин и др., 2012).

**Косвожская свита** ( $D_{1-2kv}$ ) сложена сланцами глинисто-кремнистыми и кремнисто-глинистыми. Возраст определен по сборам фауны в сопредельных районах как эмский-живетский (Шишкин, и др., 2009). Имеет мощность 170-190 м (Микляев и др., 1988).

**Няньворгинская свита** ( $D_2-C_{1nv}$ ). Выделяется три толщи, для которых удается проследить аналогию с пайхойским разрезом. Нижняя толща сложена ленточнослоистыми сланцами кремнисто-глинистыми (аналог пьюжской свиты Пай-Хоя). Выше залегает ассоциация фтанитов, силицитов и сланцев глинисто-кремнистых, в верхней части сменяющихся ассоциацией пестроцветных сланцев и яшмовидных силицитов (аналог громашорской свиты Пай-Хоя). Выше залегает толща фтанитов с прослоями черных сланцев и кремнистых известняков в верхней части, содержащих позднеурнейские конодонты (аналог силоваяхинской свиты Пай-Хоя). Мощность около 250 м (Коннов и др., 2016).

**Воргашорская свита** ( $C_{1-3vr}$ ) включает две толщи. Нижняя (140 м) сложена обломочными и обломочно-детритовыми известняками, доломитами, присутствуют прослои фтанитов, кремнисто-глинистых сланцев. Верхняя (до 80 м) сложена сланцами глинисто-кремнистыми, кремнисто-глинистыми, силицитами с прослоями манганокарбонатов. По конодонтам определяется стратиграфический диапазон нижней толщи как верхневизейско-московский, верхняя на смежных территориях содержит верхнекаменноугольные конодонты (Салдин, 1996, Коннов и др., 2016).

#### *2.2.1.2 Карский район*

**Хенгурская свита** ( $C_3-O_2hn$ ) включает три подсвиты. Нижняя подсвита развита локально, включает базальные слои полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников, выше которых залегают кварцевые и олигомиктовые песчаники и алевролиты с линзами органогенных песчанистых известняков. В известняках определена фауна позднего кембрия – раннего ордовика. Мощность нижней подсвиты достигает 600 м. Средняя подсвита сложена глинисто-кремнистыми известняками, песчанистыми и органогенными известняками. В основании часто встречаются слои конгломератов, гравелитов и песчаников, а также единичные потоки базальтов. Мощность средней подсвиты достигает 180 м. Верхняя подсвита (320 м), литологически выдержанная, сложена ассоциацией сланцев глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых с прослоями глинисто-кремнистых и органогенных известняков, иногда присутствуют потоки базальтов. Мощность (Шишкин и др., 2012).

**Тальбейтывисская свита** ( $O_{2tb}$ ) представлена ритмичным переслаиванием известковистых песчаников и сланцев глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых. В северо-западной части Пай-Хоя отмечаются частые прослои базальтов, лавобрекчий, туфолов. Возраст определен по сборам граптолитов и конодонтов как позднедарривильский-сандбийский (Состояние изученности..., 2008). Мощность достигает 600 м (Шишкин и др., 2012).

**Сопчинская свита** ( $O_{3sp}$ ) состоит из трех толщ. На фоне кремнистых известняков и глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев нижняя толща (250-300 м) содержит линзы и прослои известняковых мелкогалечных конгломератов, грубообломочных детритовых известняков, средняя (150-200 м) содержит пачки силицитов, верхняя (50 м) также содержит известняки детритовые и глинисто-кремнистые «петельчатые». По сборам трилобитов, морских лилий, а также конодонтов возраст определен как сандбийский-хирнантский (Состояние изученности..., 2008) (Шишкин и др., 2012).

**Оюская свита** ( $S_1-D_{1os}$ ) сложена преимущественно черносланцевыми образованиями: сложена сланцами углеродисто-кремнистыми, углеродисто-глинистыми, углеродисто-кремнисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми, глинистыми. По содержанию карбонатных пород делится на три толщи: в нижней (черносланцевой) они присутствуют в виде линз, конкреций, прослоев известняков. Средняя (известняково-сланцевая) сложена известняками кремнистыми, глинисто-кремнистыми, переслаивающимися с указанными выше разновидностями сланцев. Верхняя (черносланцевая) содержит прослои углеродисто-кремнистых известняков. По граптолитам определяется возраст в интервале лландовери-ранний локхов. Мощность достигает 370 м (Шишкин и др., 2012).

**Ливановская свита** ( $D_{1lv}$ ) сложена двумя толщами. Нижняя карбонатно-черносланцевая (до 85 м). По граптолитам определен позднелокховско-раннеэмский возраст. Верхняя известняковая (до 120 м) сложена известняками глинисто-кремнистыми («петельчатыми») пражского и раннеэмского возраста с прослоями сланцев. Суммарная мощность достигает 200 м (Шишкин и др., 2012).

Оюская и ливановская свиты являются стратиграфическими аналогами харотской свиты Байдарацкого района (Корень, Енкоян, 1970) (рис.3).

**Зилаиро-Лемвинская СФЗ**  
 Пайхойская подзона      Восточно-Лемвинская подзона  
 Карский район                      Байдарацкий район

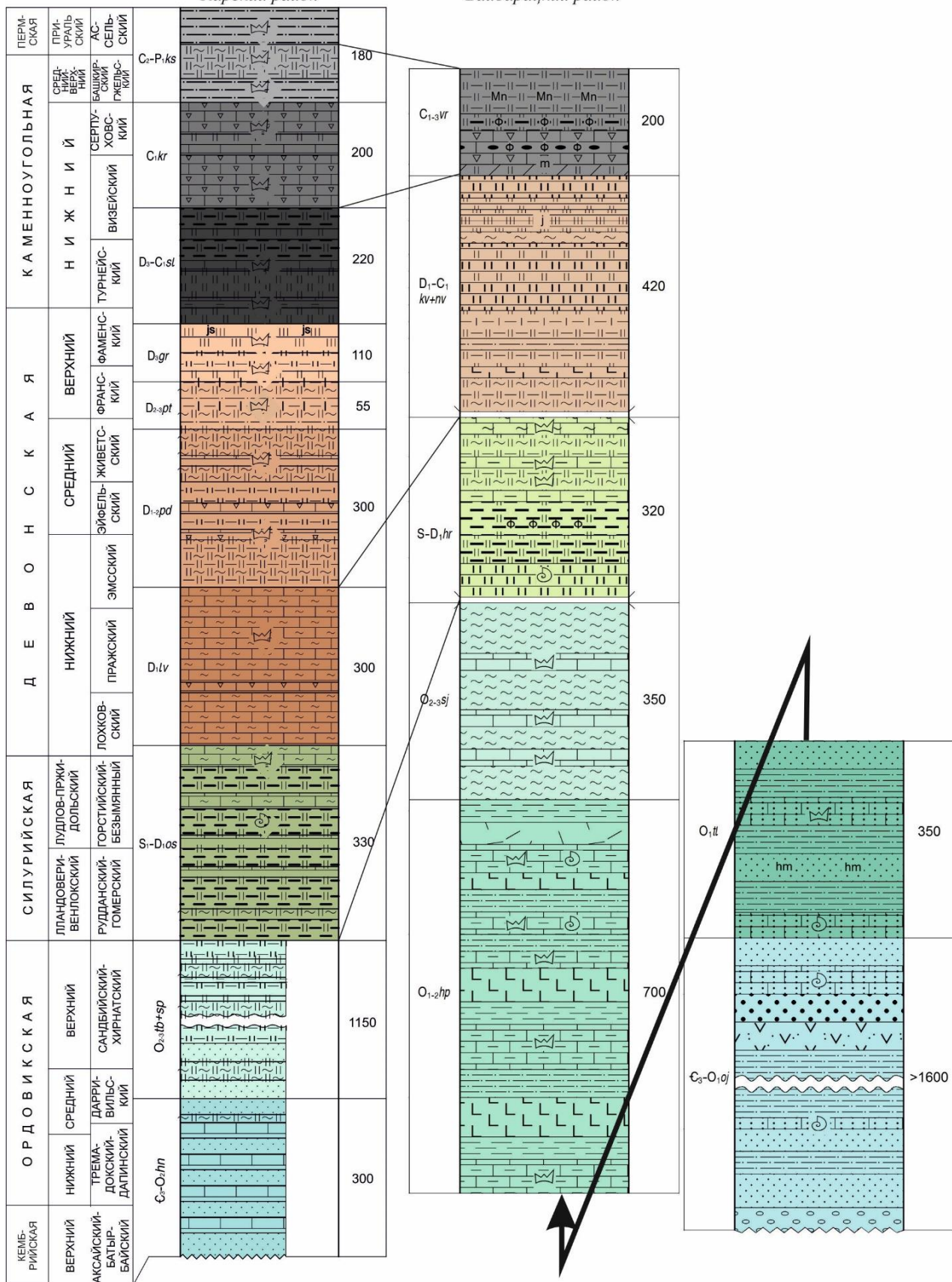


Рисунок 3. Стратиграфические колонки отложений Пайхойской и Восточно-Лемвинской подзоны (Коннов и др., 2016, Петров и др., 2018).  $\text{Є}_3\text{-O}_1\text{oj}$  - оюяхинская свита,  $\text{O}_1\text{tl}$  - талотинская свита,  $\text{O}_1\text{-}2\text{hp}$  Харапэшорская свита,  $\text{O}_2\text{-}3\text{sj}$  - салепэяхинская свита,  $\text{S}_1\text{-D}_1\text{hr}$  - харотская свита,  $\text{D}_1\text{-}2\text{kv}$  - косвожская свита,  $\text{D}_2\text{-C}_1\text{nv}$  - няньворгинская свита.  $\text{C}_1\text{-}3\text{vr}$  - воргашорская свита.  $\text{Є}_3\text{-O}_2\text{hn}$  - хенгурская свита,  $\text{O}_2\text{tb+sp}$  – тальбейтывисская и сопчинская свиты,  $\text{O}_3\text{sp}$  – сопчинская свита,  $\text{S}_1\text{-D}_1\text{os}$  – оюская свита,  $\text{D}_1\text{lv}$  – ливановская свита,  $\text{D}_1\text{-}2\text{pd}$  – падейская свита,  $\text{D}_2\text{-}3\text{pt}$  – путьюская свита,  $\text{D}_3\text{gr}$  - громашорская свита,  $\text{D}_3\text{-C}_1\text{sl}$  – силоваяхинская свита,  $\text{C}_1\text{kr}$  – карская свита,  $\text{C}_2\text{-P}_1\text{ks}$  – карасиловская свита.

**Путьюская свита** ( $\text{D}_2\text{-}3\text{pt}$ ) представляет собой характерную ассоциацию двучленных, реже трехчленных циклитов, сложенных сланцами серыми кремнисто-глинистыми и темно-серыми слабоуглеродистыми. В трехчленных циклитах добавляются прослойки глинисто-карбонатного материала, залегающие в основании циклитов. Мощность достигает 55 м (Микляев и др., 1998).

**Громашорская свита** ( $\text{D}_3\text{gr}$ ) представлена в Карском районе двумя типами разрезов. Карбонатно-кремнистый (240-290 м) сложен фтанидами, пестроцветными силицитами и сланцами глинисто-кремнистыми, известняками углеродисто-кремнистыми, с горизонтом яшмоидов в кровле. Локально развитый так называемый суперкремнистый тип разреза отличается от вышеописанного полным отсутствием карбонатных пород и сокращением мощности до 90-110 м. По конодонтам определяется позднефранско-раннефаменский возраст (Микляев и др., 1998).

**Силоваяхинская свита** ( $\text{D}_3\text{-C}_1\text{sl}$ ) представлена двумя типами разреза (суперкремнистый и карбонатно-кремнистый), наследуя зональность громашорской свиты. В карбонатно-кремнистом типе разреза отложения представлены ритмичным переслаиванием фтанидов, черных сланцев, силицитов и известняков кремнистых, углеродисто-кремнистых. В суперкремнистом типе разреза отсутствуют карбонатные породы и наблюдается сокращение мощности. Каменноугольная часть разреза в обоих типах сложена переслаиванием мелкообломочных известняков с пиритизированными фтанидами. Возраст поздний фамен-ранний визе. Мощность до 220 м в карбонатно-кремнистом типе разреза, до 205 м в суперкремнистом (Микляев и др., 1998).

**Карская свита** ( $\text{C}_1\text{kr}$ ) сложена четырьмя толщами (Микляев и др., 1999). Первая (до 85 м) представлена переслаиванием кремнистых и детритовых известняков. Вторая (15 м) сложена известняками детритовыми с линзами и прослоями кремней. Третья (35 м) представлена серпуховской гидротермально-осадочной ассоциацией тонкослоистых известняков и доломитов с флюоритовой минерализацией, с прослоями фтанидов, кремнистых и детритовых известняков. В кровле – маркирующий горизонт мраморов и



баритов. Четвертая (65 м) сложена кремнистыми и детритовыми известняками с линзами и стяжениями кремней, прослоями обломочных известняков, фтанитов, черных сланцев, с горизонтом мраморов и баритов верхней части серпуховского яруса. Возраст определяется по конодонтам и фораминиферам как поздневизейско-серпуховский (Коннов и др., 2016).

**Карасиловская свита** ( $C_2-P_1ks$ ) сложена тремя толщами (Микляев и др., 1973). Нижняя черносланцевая толща представляет собой ассоциацию карбонатно-черносланцевых турбидитов и сложена известняками обломочно-детритовыми, переслаивающимися с сланцами углеродисто-глинисто-кремнистыми, углеродисто-кремнисто-глинистыми, их карбонатными разностями, фтанитами, силицитами. Средняя кремнисто-сланцевая толща сложена силицитами, сланцами глинисто-кремнистыми, кремнисто-глинистыми с редкими прослоями манганокарбонатов. Верхняя черносланцевая толща сложена сланцами углеродисто-глинисто-кремнистыми, углеродисто-кремнисто-глинистыми с послойными скоплениями желваковых фосфоритов и повышенной радиоактивностью. Возраст по комплексу конодонтов определен как башкирско-ассельский. Мощность достигает 175 м. (Микляев и др., 1998).

#### 2.2.2 Западно-Уральская СФЗ

Пермские отложения изучаемой территории относятся к Лемвинской и Пайхойской подзонам Западно-Уральской СФЗ (рис.4).

##### 2.2.2.1 Лемвинская подзона

**Кечьпельская свита** ( $P_1kp$ ) свита сложена ритмично переслаивающимися граувакковыми тонко- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Встречаются конкреционные известняки и биокластические известняки турбидитового происхождения. В линзах биокластовых известняков собран смешанный гжельско-ассельский комплекс конодонтов. Породы сильно дислоцированы, что не позволяет детально охарактеризовать разрез, однако небольшие фрагменты (мощностью не более 20 м) сходны с песчаниково-аргиллитовой породной ассоциацией тарханской толщи, трактуемой как классические турбидиты (Коннов и др., 2016).

Согласно залегает на породах воргашорской свиты (Войновский-Кригер, 1945, Шишкин и др., 2007). Видимая мощность свиты оценивается в 2000 м (Салдин, 1996).

## Западноуральская СФЗ

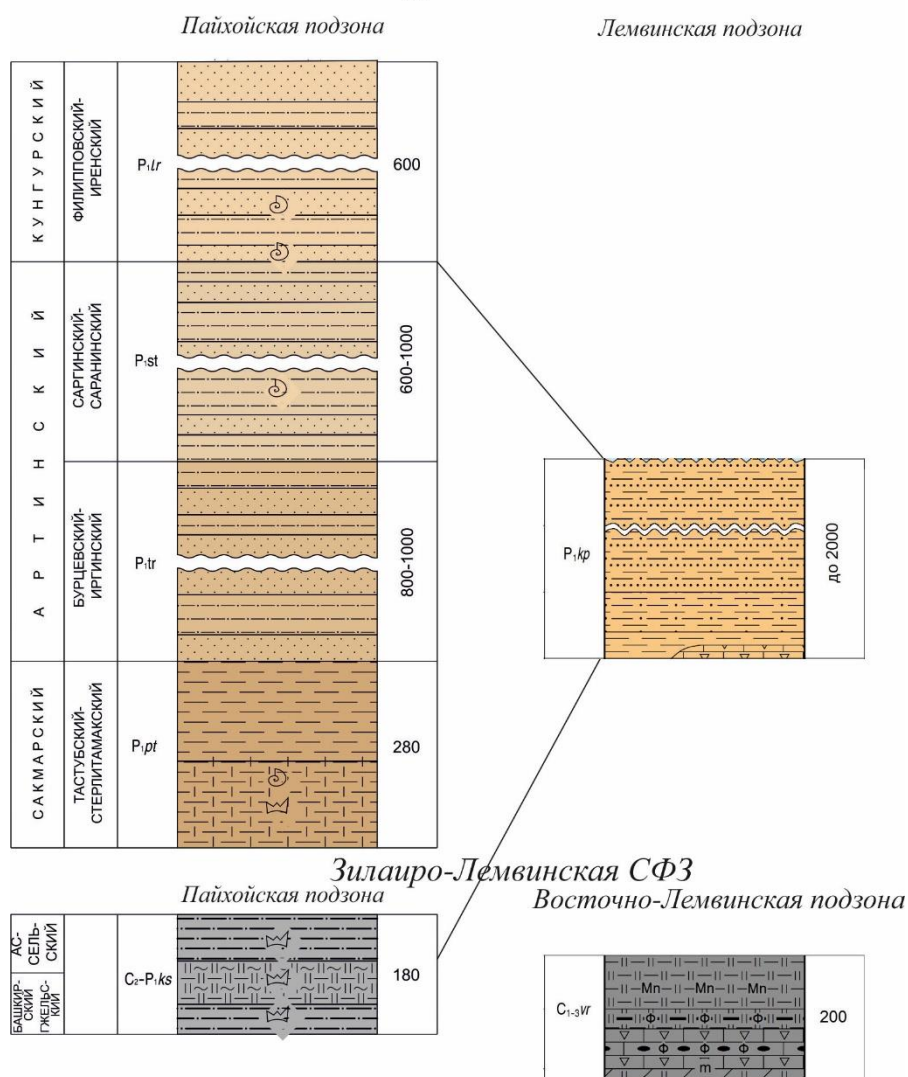


Рисунок 4. Стратиграфическая колонка северной части Пайхойской подзоны и западной части Лемвинской подзоны Западноуральской СФЗ (Коннов и др., 2016, Петров и др, 2018). C<sub>2</sub>-P<sub>1ks</sub> – карасиловская свита, P<sub>1pt</sub> – пэтаркинская свита, P<sub>1tr</sub> – тарханская толща, P<sub>1st</sub> – сатосинская толща, P<sub>1lr</sub> – лиурьягинская свита, C<sub>1-3vr</sub> – воргашорская свита, P<sub>1kr</sub> – кечьпельская свита.

### 2.2.2.2 Пайхойская подзона

На углеродисто-глинистых и углеродисто-кремнисто-глинистых сланцах карасиловской свиты (C<sub>2</sub>-P<sub>1ks</sub>) залегают отложения **пэтаркинской свиты** (P<sub>1pt</sub>). Нижняя подсвита сложена алевритовыми аргиллитами с пиритовыми стяжениями и конкреционными линзами и прослоями алеврито-глинистых известняков. Отмечаются циклиты мощностью от 0,1 до 1,0 м, обычно около 0,5 м. Нижний элемент сложен крупнозернистым алевролитом (или тонкозернистым песчаником), средний, составляющий основную часть циклита (иногда до 90%), сложен алевритовым аргиллитом, верхний – аргиллитом с тончайшей горизонтальной слоистостью. В известковых конкрециях

обнаруживаются крупные остатки углефицированной древесины (Беляев и др., 1987, Коннов и др., 2016), предположительно позднепалеозойские конодонты (Беляев и др., 1987) и амmonoидеи (Воронов, 1995, Богословская, Школин, 1998).

Верхняя подсвита сложена преимущественно глинистыми алевролитами, иногда с тонким растительным детритом, и аргиллитами. Встречаются конкреционные линзы алевроито-глинистых и пелитоморфных известняков. В верхней части свиты также широко развиты циклиты с участием редких маломощных слоев тонко- и мелкозернистых песчаников. Мощность верхней подсвиты оценивается в 140-160 м, мощность свиты составляет порядка 300 м (Рогов и др., 1988).

Согласно концепции модели глубоководного конуса выноса (Walker, 1978), отложения пэтаркинской свиты можно отнести к обстановке осадконакопления на границе конуса выноса и равнины бассейна (Коннов и др., 2016).

Возраст свиты принимается как позднепалеозойский по возрасту нижней подсвиты, возраст верхней подсвиты принимается условно (Коннов и др., 2016).

По массовому появлению пластов полимиктовых песчаников проводится согласная граница с перекрывающей **тарханской толщей** (P<sub>1tr</sub>). Она сложена ритмично переслаиваемыми песчаниками мелко- и тонкозернистыми, реже среднезернистыми граувакковыми, алевролитами и аргиллитами. Встречаются конкреции алевроито-глинисто-известкового, реже кремнистого составов. Единичны находки известняковых конгломератов, сложенных переотложенными карбонатными конкрециями и их обломками, заключенными в мелкозернистый граувакковый песчаник (Коннов и др., 2016).

В строении толщи выделяются циклиты трех порядков. Элементарные, первого порядка, представляют собой одиночные турбидиты, сложенные песчаником, алевролитом и аргиллитом, слагающими элементы цикла Боума (Walker, 1973). Их ассоциации слагают циклиты второго порядка, рассматриваемых в качестве пачки. Для тарханской толщи характерно чередование существенно песчаниковых и существенно алевролитом-аргиллитовых пачек. Песчаниковые пачки мощностью 0,5 – 25 м сложены среднезернистыми турбидитами (циклитами первого порядка мощностью 0,2-3 м), в которых развиты нижние элементы цикла Боума (T<sub>a</sub> и T<sub>b</sub>). Алевролитом-аргиллитовые пачки (0,5-30 м) сложены мелкозернистыми турбидитами (не более 0,2 м) в которых преобладают верхние элементы цикла Боума (T<sub>c</sub>, T<sub>d</sub> и T<sub>e</sub>) (Коннов и др., 2016). Циклиты третьего порядка представляют чередование песчаниковых и аргиллитом-алевролитовых пачек, что характеризует данные отложения как флишевые (Мизенс, 1997).

Выделяются *песчаниково-аргиллитовая* с отношением в разрезе доли песчаников к доле алевролитов и аргиллитов 1:5 и аргиллитом-песчаниковая породные ассоциации с

соотношением от 5:1 до 7:1. В первой встречаются линзовидные прослои или линзы конкреционных известняков, а также кремнистые конкреции. Отмечаются отдельные циклиты с полным набором структурно-текстурных особенностей цикла Боума: мелкозернистые песчаники с градационной (элемент  $T_a$ ) и горизонтальной ( $T_b$ ) слоистостью в верхней части тонкозернистые с косою слоистостью ( $T_c$ ) постепенно переходят в тонкопараллельнослоистые алевролиты ( $T_d$ ) и выше в аргиллиты ( $T_e$ ). В подошве слоев песчаников присутствуют слепки следов течений, борозд и царапин, а также текстуры оседания. Мощность песчаниково-аргиллитовой части оценивается не менее, чем в 300-400 м (Коннов и др., 2016).

*Аргиллитово-песчаниковая ассоциация* в большей степени развита в восточных частях: долины рек Пэкоцяяха, Салабэяяха, руч. Лымъявож и р. Брусъяха. В разрезе преобладают мелкозернистые песчаники массивные или с градационной слоистостью ( $T_a$ ), образующие пачки мощностью 3-25 м, разделенные алевролитово-аргиллитовыми пачками (1-5 м), в подошве песчаников также распространены слепки следов течений. Мощность аргиллитово-песчаниковой ассоциации около 500-600 м, общая мощность оценивается в 800-1000 м (Коннов и др., 2016).

Отложения тарханской толщи соответствуют классам фаций C, D и E по Stow, 1985. Осадконакопление происходило во внешней (песчаниково-аргиллитовая ассоциация и аргиллитово-песчаниковая ассоциация) и на краях средней (аргиллитово-песчаниковая ассоциация) частях конуса выноса. Возраст определяется как раннеартинский (Коннов и др., 2016).

**Сатосинская толща** ( $P_{1st}$ ) согласно залегает на тарханской. Сложена глинистыми алевролитами и алевролитовыми аргиллитами, песчаниками иногда известковистыми, граувакковыми от тонко до среднезернистых. Распространены линзы и прослои конкреционных образований, карбонатного, известково-фосфоритового и кремнистого составов. Встречаются гравелиты в ассоциации с аргиллитовыми конглобрекциями (Коннов и др., 2016).

Выделяются *тонкоциклитовые* (0,1 - 5,0 см) части разреза, сложенные тонкопереслаивающимися тонкозернистыми песчаниками с мелкой косою ( $T_c$ ) и тонкой горизонтальной ( $T_d$ ) слоистостью, алевролитами и аргиллитами. В таких интервалах разреза, мощность которых может достигать 95 м, встречаются оползневые образования с конседиментационными складками (рис.5), а также глыбами песчаников и перетолженными биокластовыми известняками (Коннов и др., 2016).



Рисунок 5. Складки оползания в породах сатосинской толщи. Пунктирными линиями выделены направление изгиба выходов более светлых песчаных слоев (Фото А. Г. Коннова).

Среди тонкоциклических частей разреза выделяются *крупнопластовые песчаниковые пачки* мощностью 10-20 м, сложенные слоями песчаников до 3,5 м. Также в них встречаются слои аргиллитовых конглобрекций, линзы гравелитов и грубозернистых песчаников.

В строении толщи участвуют и пачки (порядка 5 м) *мелкоциклического* (0,05 - 0,15 м) строения, сложенные песчаниками, алевролитами и аргиллитами с текстурами верхних элементов циклов Боума, а также отложений донных течений (Коннов и др., 2016).

Тонкоциклические части разреза, в которых выделяются элементы  $T_c$ ,  $T_d$  и  $T_e$ , соответствуют межрусловым (межканальным) участкам конусов выносов, близких к склону бассейна (Stow, 1985). Это объясняет и наличие оползневых отложений с глыбами известняков, являющимися в таком случае олистолитами. Такие отложения интерпретируются как фации турбидитов D, E, F (Walker, 1973). Содержащиеся в них крупнопластовые песчаниковые пачки, содержащие линзы гравелитов и аргиллитовых конглобрекций, интерпретируются как фации B и C. Это отложения неглубоких русел (каналов), вероятно верхней или средней частей подводного конуса. Пачки мелкоциклического строения интерпретируются как фации турбидитов D и E, отлагающиеся на прирусловых валах. Нужно отметить, что сходные отложения отсутствуют в кечпельской свите Лемвинской подзоны. Возраст по положению в разрезе определяется как позднеаргинско-раннекунгурской. Мощность оценивается в 600-1000 м (Коннов и др., 2016).

Выше залегает **лиурьягинская свита** ( $P_{1lr}$ ), сложенная переслаиванием известковистых алевролитов с известковистыми песчаниками, с увеличением доли последних в верхней части. От подстилающей сатосинской толщи отличается наличием широко распространенных волнистослоистых и более сложных текстур взмучивания и

завихрения осадков, а также многочисленной фауной. Интерпретируется как нижняя моласса с накоплением в мелководно-морских условиях (Зархидзе и др., 2017б). Возраст по фауне двустворок и брахиопод определяется как кунгурский. Развита в большей степени западнее рассматриваемой территории (западнее Усть-Карской астроблемы), где ее мощность достигает до 600 м, на рассматриваемой территории слагает маломощные ядра синклиналей (Коннов и др., 2016).

Перекрывающие лиурьягинскую образования сохранились в северо-западной части Карской впадины. Табьюская свита сложена цикличным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов, встречаются прослойки углей. По растительным остаткам и двустворкам определяется позднекунгурско-уфмиский возраст. Мощность достигает 1450 м. Завершает разрез ерьягинская свита, сложенная переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащих угольные пласты и пропластки, мощностью до 1,5 м. По различным находкам морской фауны и обильной флоры возраст интерпретируется казанский возраст. Видимая мощность более 470 м. Для табьюской и ерьягинской свит интерпретируется накопление в лагунно-морских и континентальных условиях (Шишкин и др., 2012).

### **3 Интрузивные образования**

#### **3.1 Поздний рифей-ранний кембрий**

Ниже рассмотрены основные вещественные характеристики интрузивных образований, вмещаемых верхнерифейско-верхнекембрийскими стратифицированными образованиями Полярно-Уральской и Вайгачско-Пайхойской СФЗ.

##### *3.1.1 Оченырдское поднятие*

**Енгапэпэйский комплекс гипербазитовый ( $\Sigma RF_{3e}$ ).** Тела апоперидотитовых серпентинитов, развитые на хр. Енгапэ (южнее рассматриваемой территории) маркируют доуральскую сутуру тиманского (северо-западного) простиранья. Возраст определяется по датировкам пород прорывающего нияюского комплекса (Шишкин и др., 2007).

**Нияюский комплекс плагиогранит-диоритовый плутонический ( $q\delta RF_{3n}$ )** развит южнее рассматриваемой территории, вмещается образованиями ядра брахиантиклинали Енгапэпэ. Сложен кварцевыми диоритами, плагиогранитами и гранодиоритами (тоналитами). В породах сохранились реликты гипидиоморфнозернистой, порфирированной, пойкилитовой и габброофитовой структур. В тяжелой фракции отмечается лейкоксен, гематит. На основании изотопных U-Pb датировок цирконов возраст тоналитов определен как  $719 \pm 10$  млн. лет (Шишкин и др., 2005), плагиогранитов –  $670 \pm 5$  млн. лет (Хаин и др., 1999), по другим U-Pb датировкам (Моргунова и др., 2007) тоналиты имеют возраст  $738 \pm 8$  млн. лет, плагиограниты –  $680 \pm 33$  млн. лет. Интерпретируются как корневая часть позднерифейской островной дуги (Моргунова и др., 2007).

**Очетывисские экстррузивные и субвулканические образования ( $\beta\lambda\zeta RF_{3o\check{c}}$ )** входят в состав одноименно осадочно-вулканогенного комплекса вместе с породами очетывисской свиты. Представлены базальтами, андезибазальтами, долеритами офитовых, пойкилоофитовых микроструктур, риодацитами с гломеропорфирированными сростками фенокристаллов плагиоклаза (Шишкин и др., 2015). Акцессорные минералы: пирит, магнетит, титаномагнетит, гематит, ильменит, титанит (лейкоксенизированный). Время образования определяется по возрасту очетывисской свиты (Зархидзе и др., 2017а).

**Субвулканические образования лядгейского комплекса ( $\alpha\beta\lambda V - \epsilon_1 ld$ )** вместе с лядгейской свитой входят в состав лядгейского комплекса базальт-андезит-риолитового. Риолиты имеют микрофельзитовую с реликтами сферолитовой структуры. Акцессорные минералы: в андезибазальтах ильменит, магнетит, в риолитах магнетит (до 2%), ильменит, титанит, рутил, циркон, монацит, гранат, апатит. Датировки цирконов из риолитов отвечают возрастному диапазону  $519 - 521 \pm 5,4$  млн лет (ранний кембрий), другие тела

риолитов имеют возраст в интервале  $547,2 \pm 1-555,4 \pm 2,7$  млн лет (низы позднего венда) (Шишкин и др., 2005). В песчаниках базальных горизонтов оюяхинской свиты, образовавшихся за счет разрушения пород лядгейской свиты присутствует помимо указанных выше кластер ранневендского возраста, что позволяет допустить ранневендский возраст части базальтов данного комплекса (Шишкин и др., 2015).

**Кызыгейский комплекс габбро-диорит-гранодиоритовый плутонический** представлен тремя фазами. I фаза: габбро ( $vVki$ ) габбровой и офитовой микроструктур, акцессорные минералы титанит (до 1 %), пирит; магнетит, хромшпинелиды, пирротин, апатит, циркон, гранат, гематит. II фаза: диориты и кварцевые диориты ( $\delta V-C_1k_2$ ) бластовых, иногда такситовой микроструктур, акцессорные минералы фторапатит, циркон, ильменит, магнетит, лейкоксен. III фаза: гранодиориты ( $\gamma\delta C_1k_3$ ) идиоморфнозернистых микроструктур с элементами гранобластовой и микрографической, акцессорные минералы: рудные (1–5%) эпидот (1–5 %), апатит, ортит. Габбро I фазы прорваны диоритами II фазы, раже гранодиоритами III фазы. Возраста цирконов из диоритов и гранодиоритов отвечают интервалу 520–554 млн лет, таким образом, интрузивные образования кызыгейского комплекса формировались одновременно с островодужным лядгейским базальт-андезит-риолитовым вулканическим комплексом (Шишкин и др., 2015).

### *3.1.2 Енганэпэйское поднятие*

**Едунейский комплекс гранит-гранодиоритовый плутонический** ( $\gamma\delta V:PZ(O_3)e$ ). Кварцевые диориты и гранодиориты светло-серые гипидиоморфнозернистой, лепидогранобластовой, отмечается шахматный альбит, развивающийся по калиевому полевоому шпату. Акцессорные минералы: титанит, лейкоксен, апатит (Шишкин и др., 2012, Зархидзе и др., 2017а). Возраст принимается условно вендский или палеозойский (Шишкин и др., 2012), имеются ненадежные K-Ar датировки, дающие разброс 273-344 млн. лет (Маслов, Костюкова, 1977). Широко наблюдались интрузивные контакты с вмещающими породами бедамельской серии ( $RF_3-V_2bd$ ). С породами хенгурской свиты интрузивный контакт вскрыт в единичной канаве (Маслов, Костюкова, 1977), однако Шишкин и др., 2012 с учетом «несогласного в плане перекрытия базальными горизонтами хенгурской свиты контакта диоритов и пород бедамельской серии» (Шишкин и др., 2012, с. 174), а также по аналогии с едунейскими гранодиоритами, считают, что возраст, наиболее вероятно, вендский (Шишкин и др., 2012) (едунейские гранодиориты были передатированы как нижнекембрийские позднее (Шишкин и др., 2015)).

### *3.1.3 Амдермиска антиклиналь*

**Морозовские экструзивные и субвулканические образования** ( $\alpha\beta RF_3mr$ ) входят в состав одноименного осадочно-вулканогенного комплекса вместе с породами



морозовской свиты. Представлен андезибазальтами, андезитами пилотакситовой микроструктуры и базальтами гиалопилитовой микроструктуры (Канева, 2016). Возраст определяется на основе стратифицированных образований комплекса.

**Тоинтинский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный ( $v\beta RF_3-Vt$ ).** Тела данного комплекса, вмещаемые породами сокольнинской свиты, сложены долеритами, габбродолеритами, андезибазальтами интерсертальной, пилотакситовой, гиалопилитовой микроструктур. Подчиненно присутствуют риодациты микропойкилитовой структуры (Канева, 2016). Возраст принимается по синморфному залеганию среди вмещающих пород (Шишкин и др., 2012).

**Юшарский комплекс кварцевых диоритов ( $q\delta Vju$ ).** Включает в себя редкие жильные тела кварцевых диоритов. Возраст предполагается по соответствию комплекса коллизионной стадии доуральских образований (Шишкин и др., 2012).

### 3.2 Средний кембрий – поздний девон

#### *3.2.1 Полярный Урал*

Описанные ниже интрузивные образования данного возрастного диапазона сформированы в уральский этап развития территории и пространственно связаны преимущественно с стратифицированными образованиями Байдарацкого района Зилаиро-Лемвинской СФЗ.

**Пайпудынский комплекс риолитовый гипабиссальный ( $\lambda C_2-O_1pp$ )** локализован в пределах Оченырдынского поднятия и большая часть тел вмещается образованиями верхнего рифея – нижнего кембрия. Сложен риолитами, риолит-порфирами, реже трахириолит-порфирами с фельзитовой, бластовой, микросферолитовой микропойкилитовой, структурой основной массы, а также микропегматитовыми гранитами (Зархидзе и др., 2017а). акцессорные минералы: титанит, циркон, пирит, апатит, эпидот, турмалин, ортит, изредка гематит, галенит, магнетит, ильменит. Изотопные датировки по цирконам устанавливают возраст формирования комплекса в интервале среднего-кембрия – раннего ордовика (Шишкин и др., 2012, Зархидзе и др., 2017а):  $504\pm 18$  млн лет,  $505\pm 5-495\pm 3$  млн лет. Интерпретируется как рифтогенные образования (Шишкин и др., 2015).

**Харапэшорские субвулканические образования ( $\beta O_{1-2}hp$ )** представляют собой экструзивно-субвулканические тела, соответствующие эффузивным породам харапэшорской свиты. Сложены базальтами такситовой, флюидальной текстуры, интерсертальной микроструктур, трахибазальтами (Петров и др., 2018). Акцессорные минералы: титанит (до 1 %), апатит, циркон, лейкоксен, гематит, ильменит, магнетит, рутил, корунд, галенит, золото, пирит, барит, сфалерит. Также часть тел сложена плагиориодацитами флюидальной текстуры, микросферолитовой и микропойкилитовой

микроструктур. Акцессорные минералы – магнетит, ильменит, муассанит, корунд, рутил, титанит, циркон, апатит, гематит, вторичные – пумпеллиит, карбонат; эпимагматические – пирит, галенит, барит, церуссит, сфалерит. Возраст принят по фаунистически охарактеризованным стратифицированным образованиям комплекса (Шишкин и др., 2015).

**Ранне-среднеордовикские ультрамафиты Южного Ямала** ( $\Sigma O_{1-2}$ ) предполагаются по геофизическим данным в пределах акватории Байдарацкой губы. Выделяются высококонтрастными положительными магнитными аномалиями и отрицательными гравитационными (рис.6). Предполагается, что такие аномалии могут быть вызваны телами серпентинитов и интенсивно серпентинизированными ультраосновными породами. Возраст принимается по аналогии с ультрамафитами Полярного Урала.

**Хойтальбейский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный** ( $v\beta D_3-C_{1ht}$ ) сложен дайками и sillами трахидолеритов, субщелочных долеритов, прорывающими отложения харотской, косьвожской и няньворгинской свит. Трахидолериты офитовой микроструктуры, трахидолериты характеризуются бластооофитовой, долеритовой, призматическизернистой микроструктурами. Возраст установлен по наличию интрузивных контактов с образованиями пражского и франского ярусов (Петров и др., 2018).

**Еркытарский комплекс габбро-плагиогранитовый плутонический** представлен образованиями двух фаз. I фаза: Габбро ( $vD_3-C_{1er1}$ ) субофитовой, призматическизернистой структуры. Акцессорные минералы: титаномagnetит (2–5), пирит, апатит, халькопирит, пирротин. II фаза: Плагиограниты ( $p\gamma C_{1er2}$ ) аллотриоморфнозернистой структуры с микропегматитовыми сростаниями кварца и полевого шпата. Имеются K-Ar датировки 335 млн лет (нижний карбон). Возраст принимается условно (Шишкин и др., 2015).

На Полярном и Приполярном Урале с юго-запада на отложения Зилаиро-Лемвинской СФЗ надвинуты образования **Войкарской офиолитовой ассоциации Полярного Урала**. Она сложена ультрабазитами позднеордовикско-нижнесилурийского возраста (по биостратиграфии вулканических элементов ассоциации). Они перекрываются верхнесилурийско-нижнедевонскими островодужными образованиями, которые прорываются серией кислых-средних интрузивов раннедевонского-раннекаменноугольного возраста:

**Собский комплекс диорит-тоналит-плагиогранитовый плутонический** ( $\gamma\delta, p\gamma D_{1-2s}$ ). Возраст тоналитов рассчитан Rb/Sr методом по валовой пробе —  $400 \pm 10$  млн лет, подтвержден и U/Pb методом по единичным цирконам — 398 млн лет (Шишкин и др., 2007).

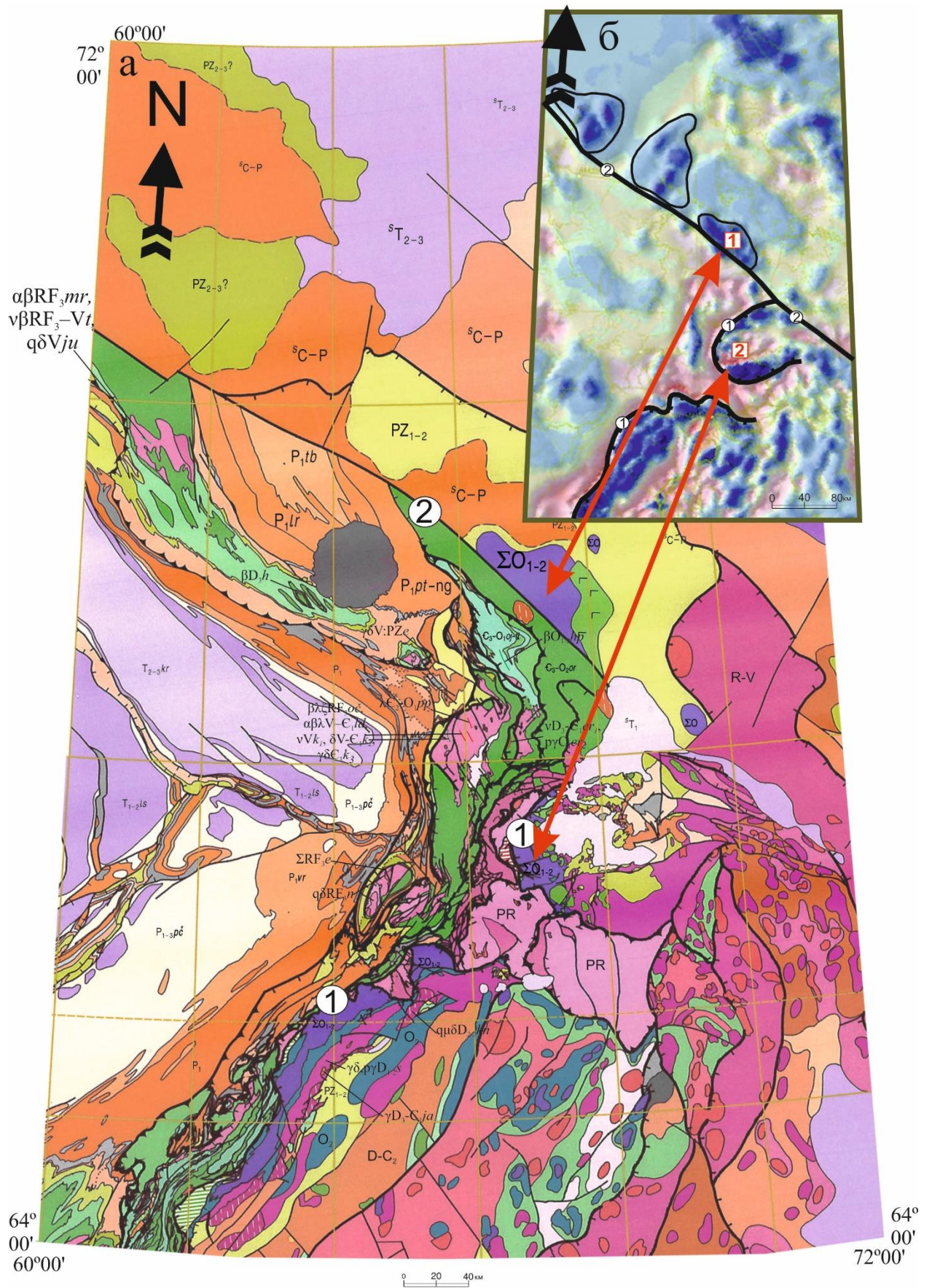


Рисунок 6. (а) Геологическая карта доюрских образований. (б) Аномальное магнитное поле  $\Delta T_a$ . Цифры в кружках 1 - Главный Уральский надвиг 2 - Байдарацкий разлом. Цифры в квадратах 1 - Ранне-среднеордовикские ультрамафиты Южного Ямала, 2 Щучинский синклиорий (Shishkin, Konnov, 2016).

**Конгорский комплекс монцогранодиоритовый плутонический** ( $q\mu\delta D_{2-3kn}$ )  
Сложен кварцевыми монцодиоритами, габбродиоритами, гранодиоритами с гранофировой структурой основной массы. Возраст принимается условно по активным контактам с средне-верхнедевонскими отложениями и по возрасту прорывающих гранитоидов янаслорского комплекса (Шишкин и др., 2007).

**Янаслорский комплекс гранитовый плутонический** ( $\gamma D_3-C_{1ja}$ ). Сложен породами переходными от гранодиоритов гипидоморфнозернистой структуры до аляскитов с участками микрографической структуры. U-Pb методом для янаслорского комплекса получен возраст  $383 \pm 8$  Ма. Возраст уверенно датируется поздним девоном и предположительно захватывает ранний карбон (Шишкин и др., 2007).

### 3.2.2 Пай-Хой

Отложения Пайхойской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ вмещают силлы **Хенгурского комплекса габбродолеритового гипабиссального** ( $v\beta D_3h$ ) кварцосодержащих и кварцевых долеритов. Породы обладают бластовыми разновидностями офитовой, пойкилоофитовой микроструктур. К центральным частям силлов приурочены габбродолериты габроофитовой микроструктуры, иногда с микропегматитовыми сростками кварца и альбита. Силлы вмещаются породами эйфельско-живетской части падейской свиты, изотопное датирование позволяет уточнить возраст: получены две конкордантные даты  $374,6 \pm 2,0$  млн. лет и  $381,4 \pm 2,0$  млн. лет, попадающие в интервал франского яруса (Шишкин и др., 2012).

## 4 Тектоника

Складчатые образования Полярного Урала и Пай–Хоя рассматриваются в составе Урало–Новоземельского складчато–надвигового пояса, в строении которого выделяются описанные ниже структурные этажи (Пучков, 2010).

**Архейско–протерозойский структурный этаж**, отложения которого на Полярном Урале и Пай–Хоя отсутствуют, однако на Приполярном Урале в строении Ляпинского и Харбейского антиклинориев участвуют нижнепротерозойские метаморфические комплексы континентальной коры (Шишкин и др., 2005).

**Рифейско–вендский (тиманский) структурный этаж** сложен образованиями задуговых и преддуговых бассейнов верхнего рифея, островодужными образованиями верхнего рифея–нижнего кембрия на Полярном Урале, верхнего рифея – нижнего венда на Пай–Хое. На Пай–Хое также вендско–нижнекембрийскими молассовыми образованиями (верхняя подсвита сокольнинской свиты и енганапэйская свита) (Шишкин и др., 2012).

**Среднекембрийско–триасовый (уральский) структурный этаж** на Полярном Урале и Пай–Хое сложен образованиями, отвечающими следующим последовательно сменяющимся обстановкам:

–рифтогенеза, ей соответствуют риолит–базальтовая и вулканогенно–терригенные формации среднего кембрия (позднего кембрия на Пай–Хое) – раннего ордовика;

–пассивной окраины, глубокого шельфа (базальтоидо-карбонатно-терригенная раннего-среднего ордовика и карбонатно – сланцевая среднего-позднего ордовика) и абисали, ей соответствует черносланцевая формация силура–раннего девона и кремнисто-сланцевая раннего девона – раннего карбона и карбонатно-кремнисто-сланцевая раннего – позднего карбона (раннего карбона – перми на Пай–Хое) (Петров и др., 2018);

–предколлизийным, сложенный сложенным турбидитами остаточного трога (турбидитовой формации нижней перми) (Коннов и др., 2016), переходящих на Пай–Хое в мелководно–морские и континентальные (терригенной угленосной молассоидной формации нижней–средней перми) (Зархидзе и др., 2017б).

**Мезозойско–кайнозойский структурный этаж**, отражающий плитную стадию развития, сложен отложениями внутриконтинентального бассейна.

### Характеристика структурных форм

В районе исследований выделяются Байдарацкий и Пайхойский аллохтоны, надвинутые на шельфовые образования.

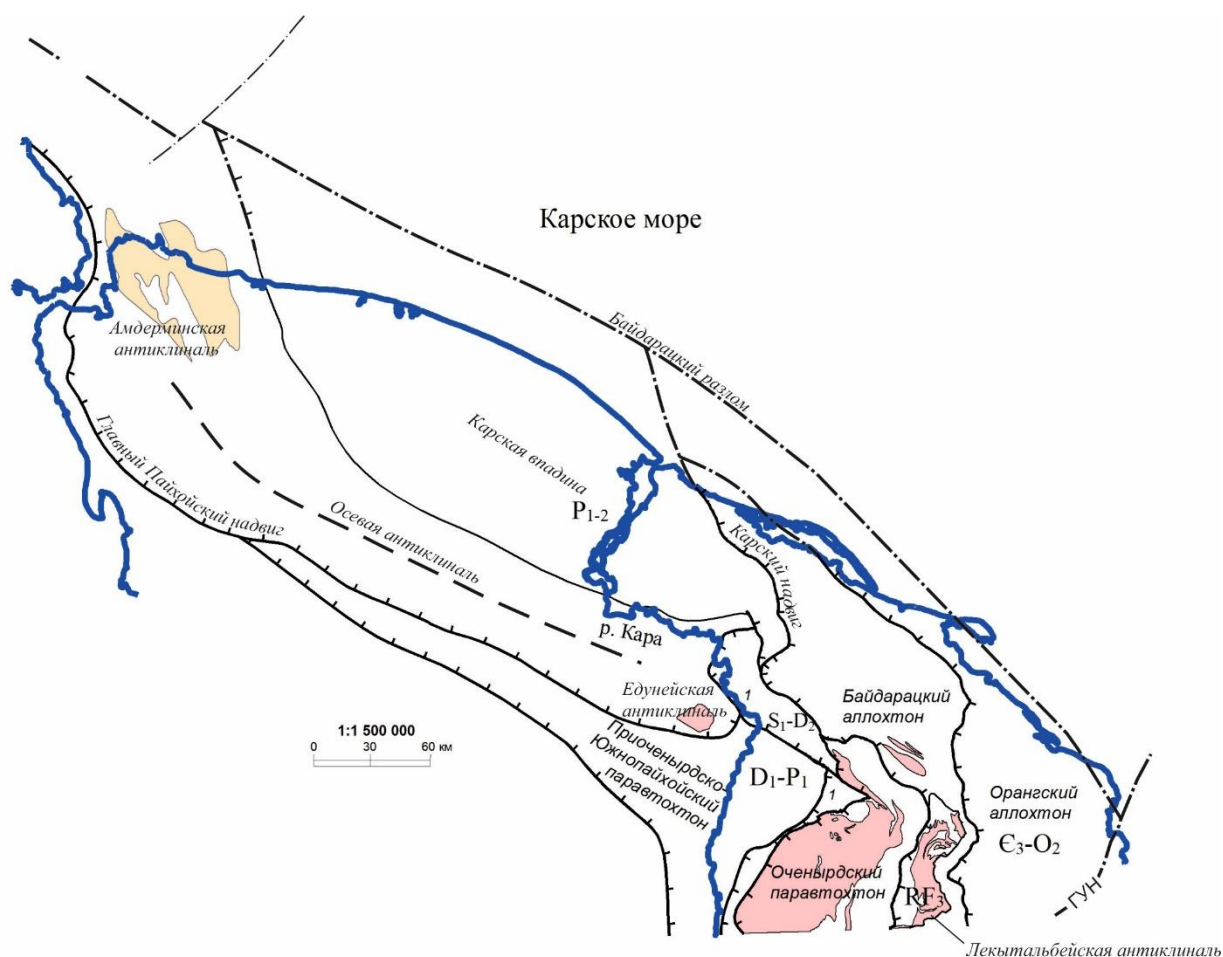


Рисунок 7. Схема тектонического районирования севера Полярного Урала и Пай–Хоя (по Шишкин и др., 2012, 2015, Коннов и др., 2016, Петров и др., 2018). 1 – Нерусовейский параавтохтон.

**Байдарацкий аллохтон** (выделен Л.Н. Беляковым) сложен верхнекембрийско–нижнепермскими отложениями, надвинутыми на доуральские и шельфовые нижнепалеозойские образования Оченырдыского параавтохтона, образования внешнего шельфа Нерусовейского параавтохтона, на севере по Карскому надвигу на турбидитовые отложения Карской впадины. В южной части выделяется Лекынтальбейская антиклиналь (рис.7), сложенная. В строении Байдарацкого аллохтона принимают участие две пластины (Микляев и др., 1988) (рис.8):

– Западно-Осовейская пластина сложена верхнедевонско-каменноугольными отложениями континентального склона и его подножья и пермскими турбидитовыми отложениями (Коннов и др., 2016). Развита разномасштабная интенсивная складчатость от микроскладок течения до крупных линейных складок западной vergentности (Микляев и др., 1988), висячие крылья крупных антиклиналей часто сорваны.

– Осовейско-Талотинская пластина сложена верхнекембрийско–нижнеордовикскими рифтогенными образованиями, ниже-среднеордовикскими образованиями глубокого

шельфа и силурийско–нижедевонскими отложениями континентального склона. В структурном плане представляет собой крупную антиклиналь, опрокинутую и смещенную на запад по Осоевскому надвигу. Выделяется фронтальная и тыловая зоны (рис.8). Тектонические чешуи фронтальной части формируют юго–западное крыло и северное периклинальное замыкание антиклинали, тыловой – сводовую часть и северо–восточное крыло. Во фронтальной части складчатость складчатая структура региона осложнена синклиналиями второго порядка с восток–северо–восточными простираниями осей (Микляев и др., 1988).

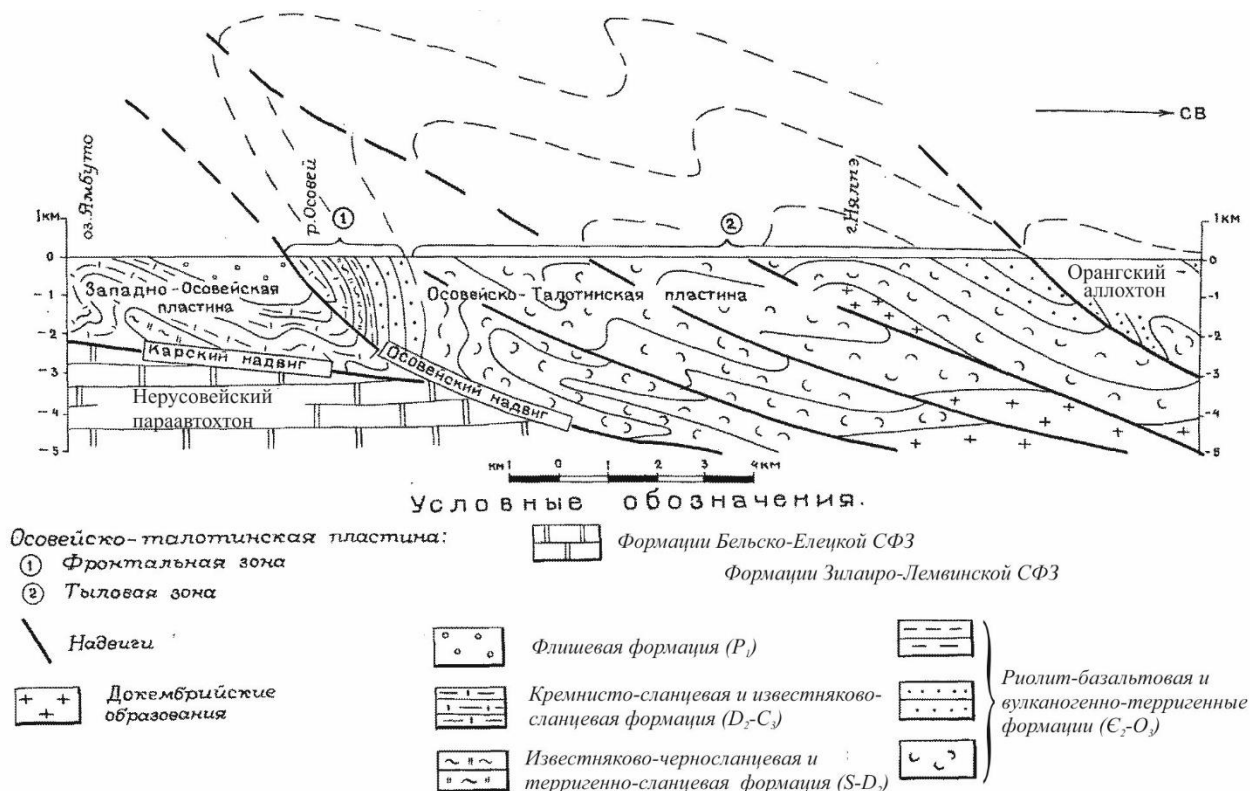


Рисунок 8. Схема предполагаемого строения северной части Байдарацкого аллохтона (Микляев и др., 1988, с изменениями). Название формаций и СФЗ по (Коннов и др., 2016).

**Пайхойский (Карский) аллохтон** сложен рифейско–вендскими доуральскими образованиями, верхнекембрийско-нижнеордовикскими рифтогенными образованиями, средне-верхнеордовикскими образованиями глубокого шельфа, континентального склона и его подножия, нижнепермскими турбидитовыми и нижней-среднепермскими молассоидными отложениями, надвинутыми по Главному Пайхойскому надвигу на образования внешнего шельфа Причанырдско-Южнопайхойского параавтохтона, на севере непосредственно на отложения Коротайхинской впадины. Образования, слагающие аллохтон, интенсивно смяты в линейные складки, осложненные разноамплитудными надвиговыми дислокациями. Складчатые структуры и разрывные нарушения имеют юго-западную vergentность.

В строении аллохтона выделяется фронтальная часть, традиционно известная как Пайхойский антиклинорий, в которой выделяются следующие структуры (с северо-запада на юго-восток) (рис.7):

- Амдерминская антиклиналь, сложена верхнерифейско-вендскими образованиями;
- Осевая антиклиналь, сложенная верхнекембрийско-ордовикскими отложениями в ядре и силурийско-каменноугольными на крыльях. На юго-восточном периклинальном замыкании выделяется Силовская синклиальная зона, в которой складчатые структуры и разрывные нарушения имеют «уральские» простирания (Беляев, 1991, Шишкин и др., 2012);

- Едунейская антиклиналь с выходами верхнерифейско-вендских образований в ядре (по Шишкин и др., 2012).

В тылу Пайхойского аллохтона расположена Карская впадина, сложенная пермскими турбидитовыми и угленосными молассовыми отложениями (рис. 9).

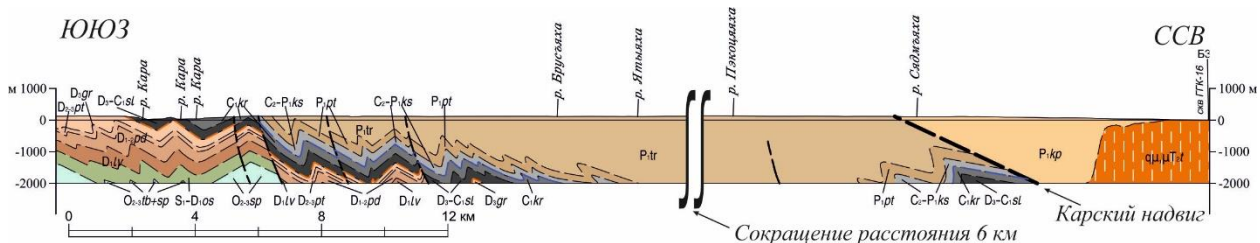


Рисунок 9. Разрез через северную часть Пайхойского аллохтона в зоне сочленения Полярного Урала и Пай-Хоя (Коннов и др., 2016). *O<sub>2tb</sub>* – тальбейтывисская свита, *O<sub>3sp</sub>* – сопчинская свита, *S<sub>1</sub>–D<sub>1os</sub>* – оюская свита, *D<sub>1lv</sub>* – ливановская свита, *D<sub>1pd</sub>* – падейская свита, *D<sub>2-3pt</sub>* – путьюская свита, *D<sub>3gr</sub>* – громашорская свита, *D<sub>3</sub>–C<sub>1sl</sub>* – силоваяхинская свита, *C<sub>1kr</sub>* – карская свита, *C<sub>2</sub>–P<sub>1ks</sub>* – карасиловская свита, *P<sub>1pt</sub>* – пэтаркинская свита, *P<sub>1tr</sub>* – тарханская толща, *P<sub>1kr</sub>* – кечпельская свита,  $\eta\delta\text{-}\xi T_2t$  – Торасовейский комплекс сиенит-монциодоритовый плутонический.



## **5 История геологического развития**

### **5.1 Протерозой**

*Дотиманские* образования на севере Урала развиты только в составе метаморфических поясов амфиболитовой фации метаморфизма Приполярного Урала. Однако предполагается, что эти образования первоначально терригенно-базальтового состава были сформированы в условиях растяжения, вероятно, раскрытия континентального рифта. Позднее в интервале до раннего-среднего рифея (по наличию резкого несогласия в основании среднего рифея) эти образования были деформированы и метаморфизованы (Шишкин и др., 2007). В.Н. Пучков (Пучков, 2010) на основании материалов С.В. Богдановой (Bogdanova et al., 2001) предполагает, что процессы метаморфизма возрастом 1700-1650 млн. лет (конец позднего карелия, или конец палеопротерозоя) могут интерпретироваться или как отражение коллизии Волго-Уралии с другими блоками Балтики. В западной части Волго-Уралии также был локально развит метаморфизм возрастом 1550-1450 млн. лет (Bogdanova et al., 2001).

### **5.2 Средний рифей – нижний кембрий (Доуральский океан)**

В дальнейшем Полярноуральские образования, по-видимому, были вовлечены в развитие Доуральского океана, существовавшего с раннего рифея. В среднем рифее на северо-восточной окраине Восточно-Европейского континента (ВЕК) закладывается островная дуга энсиалического типа, которая уже к позднему рифею формирует задуговый бассейн, в котором накапливаются базальты, андезибазальты, алеврито-глинистые и углеродисто-глинисто-кремнистые осадки манюкуяхинской свиты. В конце позднего рифея начинается более интенсивный андезибазальтовый и базальтовый вулканизм, в островодужной системе формируются крупные вулканические постройки центрального типа, продолжает развиваться задуговый (преддуговой?) бассейн, происходит накопление мощных туфогенно-осадочных толщ (верхняя часть очетывисской свиты). Образования Амдерминской антиклинали северо-востока Пай-Хоя, формировались на периферии островодужной системы, поскольку помимо вулканических пород здесь развиты кремнистые сланцы, известняки, доломиты (Шишкин и др., 2012, 2015).

В раннем венде наряду с андезитами начинают формироваться островодужные дациты, риолиты, их эксплозивные и эффузивные аналоги (лядгейский вулканический комплекс), плутоны кызыгейского и едунейского комплексов интерпретируются как корневые части этой островодужной системы. Существовала она, таким образом, на протяжении верхнего (среднего) рифея – раннего кембрия, вплоть до закрытия северо-западной ветви Доуральского океана и коллизионных процессов. В отложениях доуральского основания Пай-Хоя коллизионные процессы выразились в образовании

вулканомиктовой молассы энганэпейской свиты и верхней подсвиты сокольнинской свиты, и вероятно в образовании кварцевых диоритов Юшарского комплекса (Шишкин и др., 2012, 2015).

Верхнерифейско-нижнекембрийские образования Полярного Урала рассматриваются В.Н. Пучковым в качестве тиманид (термин предложен Н.С. Шатским (Шатский, 1964)), образований, деформированных на рубеже венда-кембрия в ходе аккреции микроконтинентов к Балтике (ВЕК) (Пучков, 2010).

### 5.3 Средний кембрий – нижний триас (Уральский океан)

В среднем кембрии-ордовике в океане к востоку от континентального блока Балтики (ВЕК) была заложена островодужная система, развитие которой привело к процессам задугового рифтогенеза и спрединга (Ремизов, 2004). Фрагменты ордовикской океанической коры развиты на дневной поверхности в пределах Щучинского синклинория и предполагаются в акватории Байдарацкой губы параллельно Пай-Хою – Байдарацкая офиолитовая ассоциация (ранне-среднеордовикские ультрамафиты Южного Ямала ( $\Sigma O_{1-2}$ ) и предполагаемое их продолжение к арх. Новая Земля) (Шишкин и др., 2015).

На континентальном блоке в рифтах внедрялись базальты и формировались песчано-конгломератовые отложения оюяхинской свиты на Полярном Урале (хенгурской свиты на Пай-Хое), переходящие при углублении бассейна в турбидиты талотинской свиты. Начиная со второй половины тремадока восточная и северо-восточная часть ВЕК испытывают все более интенсивное погружение, формируется континентальный склон, и северо-восточная область ВЕК развивается как пассивная окраина (Шишкин и др., 2015).

На границе ордовика и силура (в интервале 450-430 млн. лет) происходит расщепление островных дуг и движение на восток отчленившейся активной островной дуги (рис.10) (Ремизов, 2004). Одновременно с этим происходит резкое отступление шельфа на запад и устанавливаются глубоководные условия осадконакопления как на Полярном Урале (харотская свита), так и на Пай-Хое (оюская и ливановская свиты) сохранившиеся до конца карбона (Шишкин и др., 2015).

В конце силура происходит аккреция энсиматической дуги и восточного (Хантымансийского?) микроконтинента и начало субдуцирования коры окраинного моря. В силуре-раннем девоне эта часть островодужной системы продуцирует вулканогенные и интрузивные андезитоидные и диоритоидные комплексы (напр. Собский комплекс). В позднем девоне в результате закрытия новообразованного окраинного моря начинается формирование дуги энсиалического типа, которая формирует позднедевонско-раннекаменноугольные магматические комплексы более кислого состава (Конгорский, Янаслорский комплексы) (Ремизов, 2004). В раннем карбоне на Приполярном и на юге

Полярного Урала происходит столкновение с островной дугой, формирование аккреционной призмы. Образуются турбидитовые отложения остаточного трога (яюйская и райизская свиты) каменноугольного возраста.

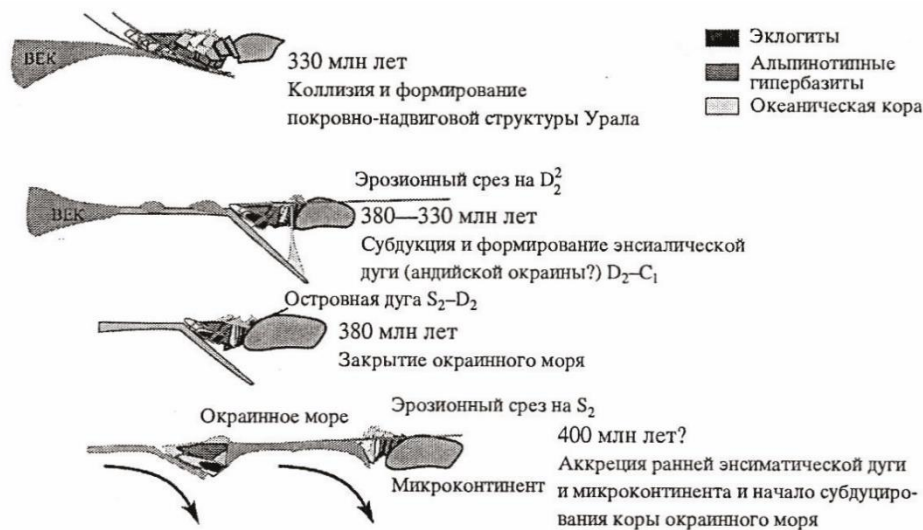


Рисунок 10. Эволюция островодужной системы Полярного Урала в силуре-карбоне (Ремизов, 2004).

На Полярном Урале, в карбоне располагавшемся севернее закрывающегося бассейна, продолжалось накопление относительно глубоководных углеродисто-кремнистых, фосфатсодержащих батиальных осадков верхней части разреза воргашорской свиты, с ассельского века начинает формироваться остаточный трог, заполняемый осадками кечпельской свиты.

На Пай-Хое бассейн глубоководной седиментации продолжал развиваться до ассельского века включительно. Остаточный трог начинает формироваться с конца сакмарского века. На исследуемой территории начинают отлагаться дистальные отложения границы конуса выноса и равнины бассейна (пэтаркинская свита), которые в начале артинского века перекрываются отложениями внешней - средней частей конуса выноса (тарханская толща). В конце артинского – начале кунгурского века их перекрывают отложения верхних частей конуса выноса, близких к склону бассейна. В кунгурском веке происходит компенсация бассейна, формируются мелководно-морские обстановки, отлагается нижняя моласса (лиурьягинская свита). В конце кунгурского века устанавливаются лагунно-морские, частично континентальные обстановки, сохранившиеся по крайней мере до казанского века средней перми.

Коллизионные процессы закончились на юге Полярного Урала на рубеже карбона-перми, о чем свидетельствует образование каменноугольной яюйской свиты граувакковых турбилитов и внедрение в позднем карбоне – ранней перми плагиогранитов яюйского и

погурейского комплексов. Отмечаются признаки жесткой коллизии: аллохтонное залегание образований палеоокеанического сектора, отложений тубридитов остраточного трога и аккреционной призмы (Шишкин и др., 2007). На основании ассельско-нижнеуртинского возраста кечпельской свиты, можно предположить, что в северной части Полярного Урала коллизионные процессы происходили в средней (?) – поздней перми.

В Пайхойской части остаточный остаточный трог заполнялся с сакмарского по кунгурский век, по-видимому, он был в значительной мере скомпенсирован. Также не наблюдается надвиг образований океанической коры вглубь континентального блока (как на Полярном Урале). Это указывает на то, что здесь происходила мягкая коллизия, начавшаяся в конце перми – триасе. Обстановка мягкой коллизии обусловлена одновременной с закрытием бассейна обстановкой левостороннего смещения (Шацилло, 2015, Curtis et al., 2018), развивавшейся вдоль северной части Пай-Хоя (рис.11).

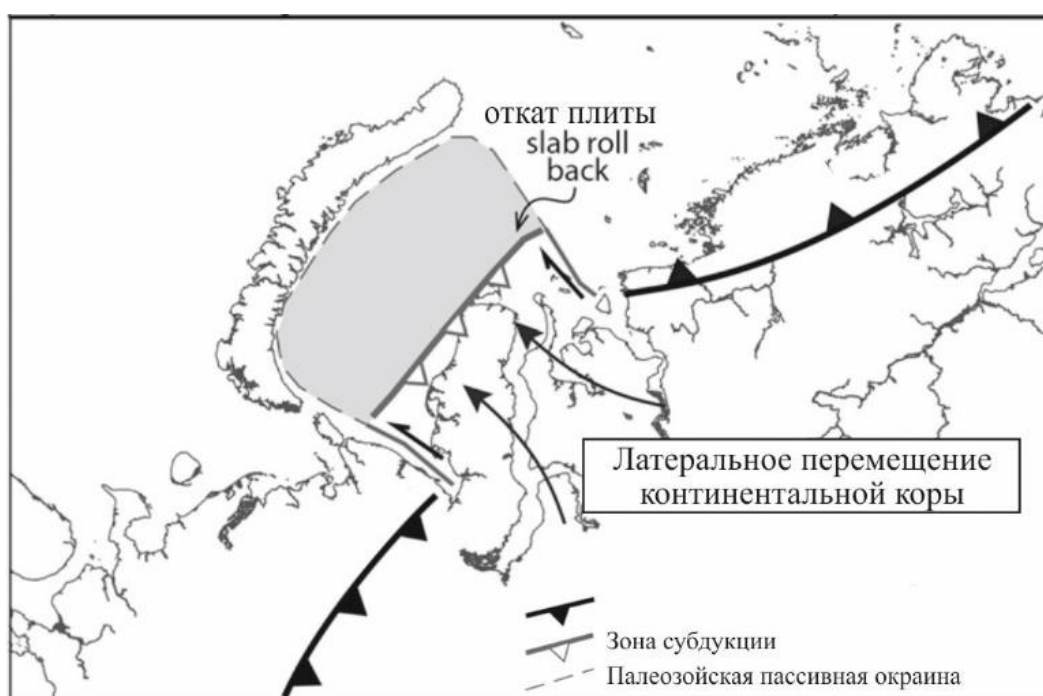


Рисунок 11. Тектоническая модель коллизионных процессов Арктических уралид в среднем триасе (Curtis et al., 2018 по Drachev et al. (2010) и Scott et al. (2010)).

Однако образования, с которыми произошло столкновение при закрытии полярноуральского и пайхойского сегментов Уральского океана, перекрыты чехлом Западно-Сибирской платформы. По геофизическим данным предполагается наличие ультрамафитов Байдарацкой офиолитовой ассоциации. Уточнить состав образований, располагающихся к северо-востоку от Пай-Хоя и северной оконечности Полярного Урала, могут исследования в рамках данной работы, поскольку исследуемые отложения сформировались в обстановке их разрушения.

Левостороннее перемещение реализуется по Байдарацкому глубинному разлому, имеющему северо-западное простирание. Байдарацкий разлом интерпретируется в качестве продолжения Главного Уральского надвига (Шишкин и др., 2012), вдоль него в северной части предполагаются образования Байдарацкой офиолитовой ассоциации.

Завершающие тектонические движения происходили со стороны Полярного Урала, что выражается в наложении «полярноуральских» простираний структур на «пайхойские». К середине триаса коллизионные процессы прекратились, о чем свидетельствует внедрение среднетриасовых интрузий Торасовейского комплекса.

## 6 Петрографическая характеристика

### 6.1 Состав обломочной части

Песчаники и алевролиты кечьпельской свиты ( $P_{1kp}$ ) Полярного Урала и тарханской ( $P_{1tr}$ ) и сатосинской ( $P_{1st}$ ) толщ Пай-Хоя характеризуются схожим составом породообразующих компонентов, в различных пропорциях слагающих обломочную часть породы. При незначительной доле матрикса песчаники часто наполовину (от 45 до 60%) сложены обломками полевых шпатов и кварца, другую половину слагают обломки пород (основных-средних, реже кислых, магматических пород, силицитов, аргиллитов, алевролитов, песчаников), в незначительных количествах встречаются зерна рудных минералов, слюд.

*Магматические породы* в обломках представлены эффузивными и гипабиссальными породами основного-среднего, реже основного-кислого, состава, которые диагностируются по микроструктурам. Поскольку размер обломочных зерен, слагающих исследуемые песчаники, редко превышает 0,25-0,3 мм, большая часть полиминеральных зерен интерпретируется как обломки пород без определения класса магматической породы (рис.12). Тем не менее до 25-30% обломочной части часто сложено зернами тонкокристаллических магматических пород, подробная диагностика минералов в которых оказывается в недостаточной степени доступной, однако по морфологии кристаллов возможно предположить первоначальную микроструктуру, которой обладала исходная порода.

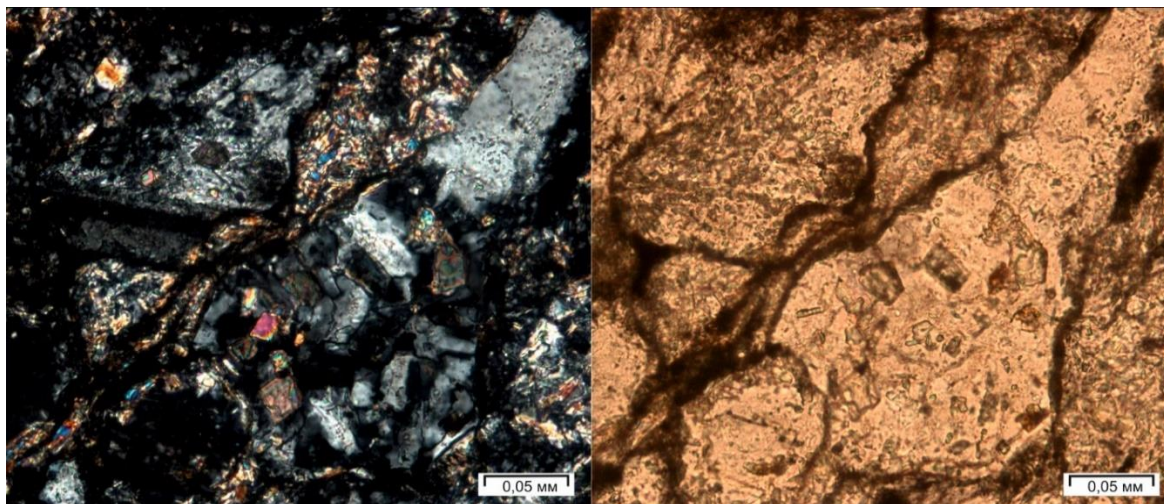


Рисунок 12. Фотография шлифа 6067/2 (слева с анализатором). Поликристаллические обломки магматических пород с не диагностируемыми микроструктурами.

Среди обломков магматических горных пород наиболее распространены (иногда слагают до 20% обломочной части, обычно порядка 10%) зерна со структурами, характерными для эффузивных (гипабиссальных) основных-средних пород –

апоинтерсертальной, гиалопилитовой, пилотакситовой и трахитовой (определения структур по Половинкина и др., 1948, Половинкина, 1966). Такие обломки пород сложены лейстами плагиоклаза, заключенными в основную массу, часто хлоритизированную (рис.13) или выполненную рудным веществом (рис.15), которая интерпретируется как измененное вулканическое стекло.

Среди обломков магматических пород, микроструктура которых распознается уверенно, наиболее часто встречаются зерна с **апоинтерсертальной** структурой, характерной для измененных **базальтов**, она выражается в наличии сростаний разноориентированных лейст плагиоклаза, интерстиции между которыми хлоритизированы (рис.13) или выполнены рудным веществом. Для некоторых схожих с описанными выше обломочных зерен возможно даже предположить **офитовую** структуру, поскольку кристаллы плагиоклаза не так сильно вытянуты (рис.14), вторичная хлоритовая масса замещает, таким образом, ксеноморфные (по отношению к лейстам и таблитчатым зернам плагиоклаза) зерна пироксенов. Такие взаимоотношения минералов характерны для некоторых **габбро** и **габбро-диабазов**.

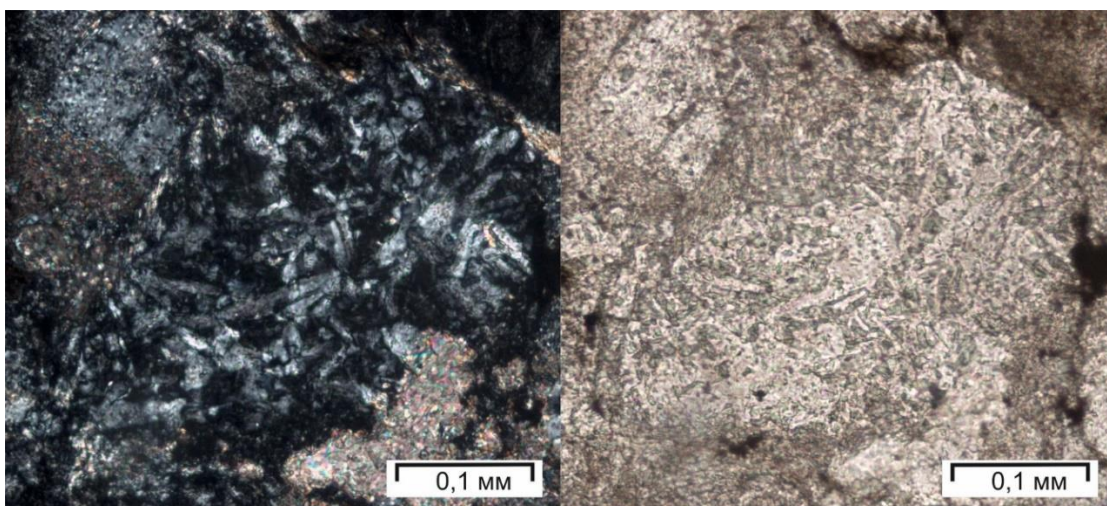


Рисунок 13. Фотография шлифа 1202/1 (слева с анализатором). Обломок основной эффузивной породы с апоинтерсертальной структурой.

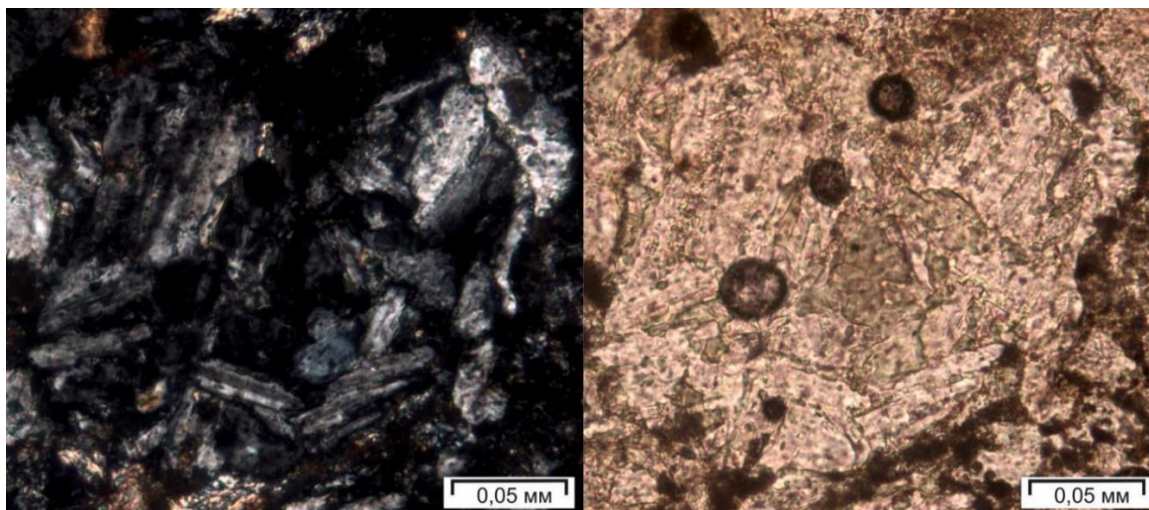


Рисунок 14. Фотография шлифа 1561/1 (слева с анализатором). Обломок основной породы с офитовой структурой.

Встречаются зерна с **гиалопилитовой** структурой, они слагают в среднем около 5% обломочной части. Для таких зерен характерно меньшее количество лейст плагиоклаза, практически не соприкасающихся между собой (рис.15). Такое преобладание вулканического стекла над беспорядочно расположенными микролитами полевого шпата наиболее типично для основной массы **андезитов**, реже **базальтов**.

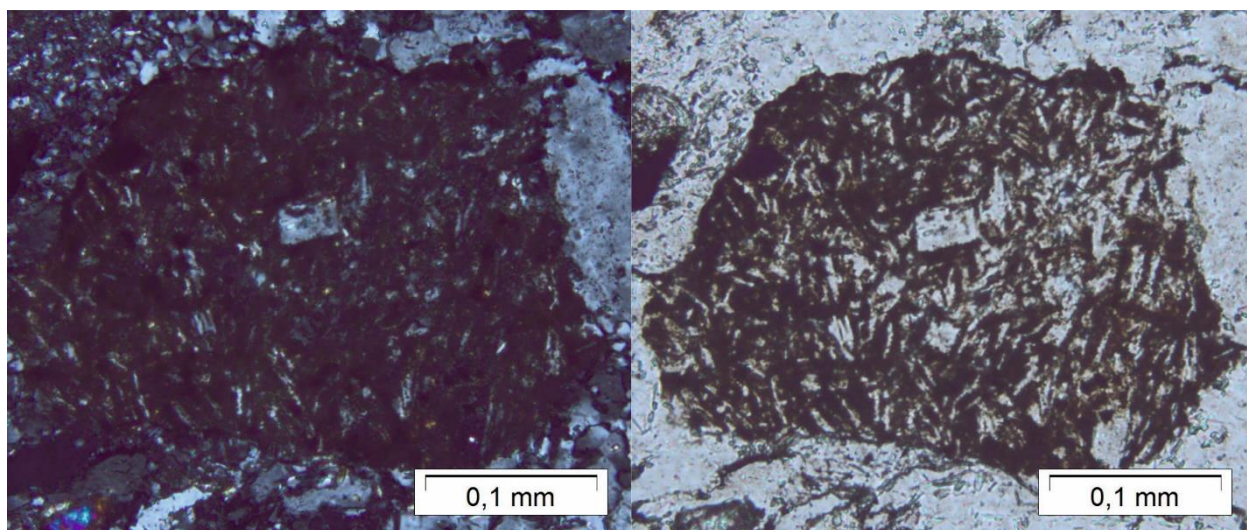


Рисунок 15. Фотография шлифа 1519/2 (слева с анализатором). Обломок средней эффузивной породы с гиалопилитовой структурой, основная масса выполнена непрозрачным рудным веществом, участками хлоритизирована.

До 5% всех встреченных зерен магматических пород характеризуются ориентированным расположением лейст плагиоклаза, что характерно для **пилотакситовой** и **трахитовой** структур (рис.16). В таких обломках невысокое содержание вулканического стекла, что характерно для пород, богатых щелочами, обладающих поэтому более вязкой магмой: **андезитов**, **спилитов**, **трахиандезитов**, **трахитов**.



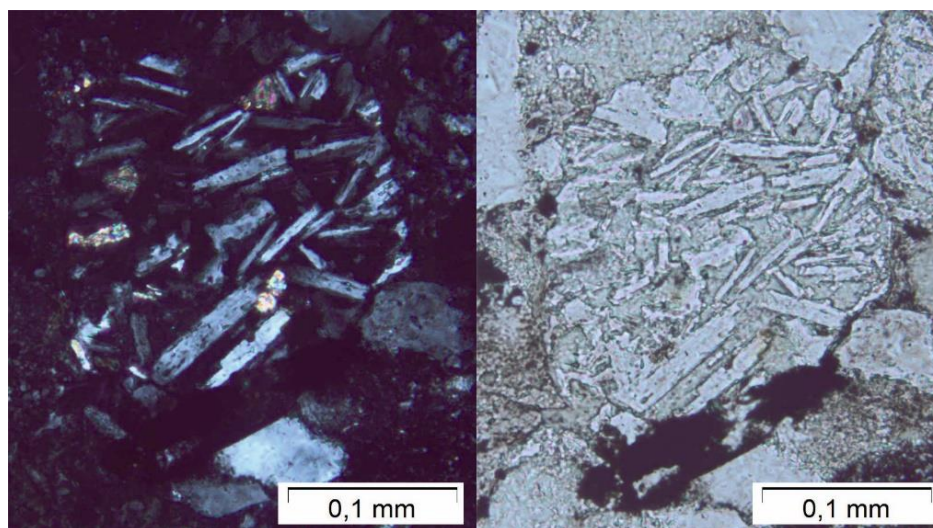


Рисунок 16. Фотография шлифа 8516/6 (слева с анализатором). Обломок основной массы основной эффузивной породы с пилотакситовой структурой.

Зерна с структурами кислых (возможно, средних) эффузивов – микропойкилитовой и псевдосферолитовой – распространены в меньшей степени, чем обломки основных-средних пород, но в некоторых случаях их содержание достигает 5% обломочной части песчаников. Встречены единичные зерна, сложенные графическими и мирмекитовыми сростаниями кварца и полевого шпата.

Зерна с **микропойкилитовой** структурой сложены кристаллами кварца размером около первых десятых долей миллиметра, которые содержат беспорядочно расположенные пойкилитовые включения лейст плагиоклаза размерами до первых десятых долей миллиметра в длину и шириной около первых сотых долей миллиметра (рис.17). Такие структуры чаще всего описываются для основной массы **риолитов** (Половинкина и др., 1948).

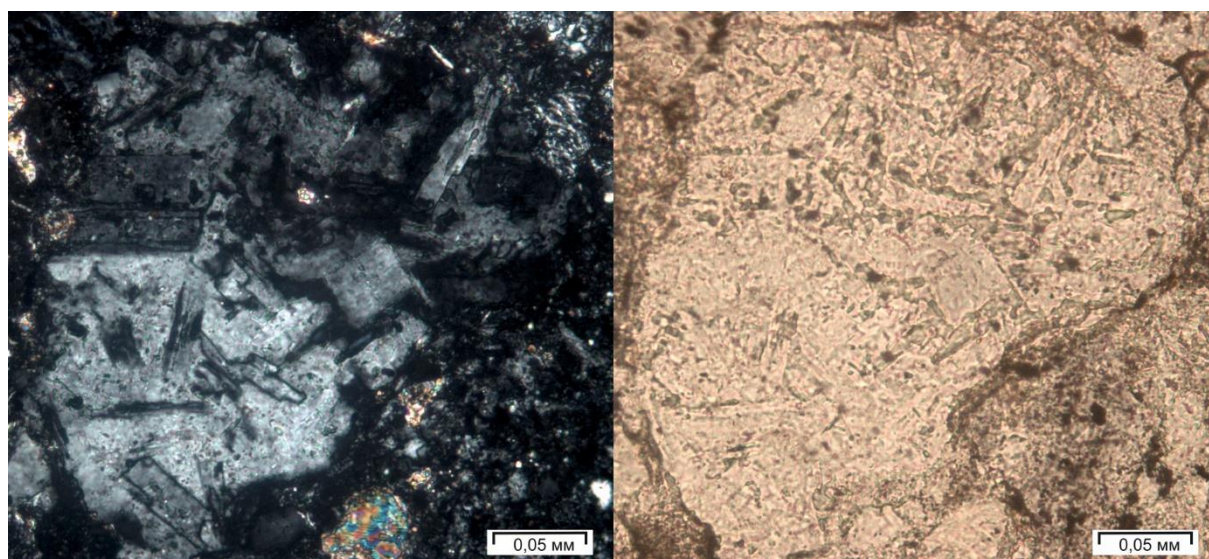


Рисунок 17. Фотография шлифа 1551/1 (слева с анализатором). Обломок эффузивной породы кислого состава микропойкилитовой структуры

Зерна с **псевдосферолитовой** структурой состоят из радиально-лучистых образований, сложенных сросшимися волокнами кварца и полевого шпата. Кроме псевдосферолитов в основной массе характерны мелкие листочки биотита (Половинкина и др., 1948), которые по большей части преобразованы в зерна непрозрачного рудного минерала (рис.18). Наличие таких структур указывается (Половинкина и др., 1948) для **риолитов**, но чаще она встречается в виде участков на фоне фельзитовой структуры (схожего состава, но без радиально-лучистых образований), которая характерна для палеотипных **эффузивных пород среднего и кислого состава**.

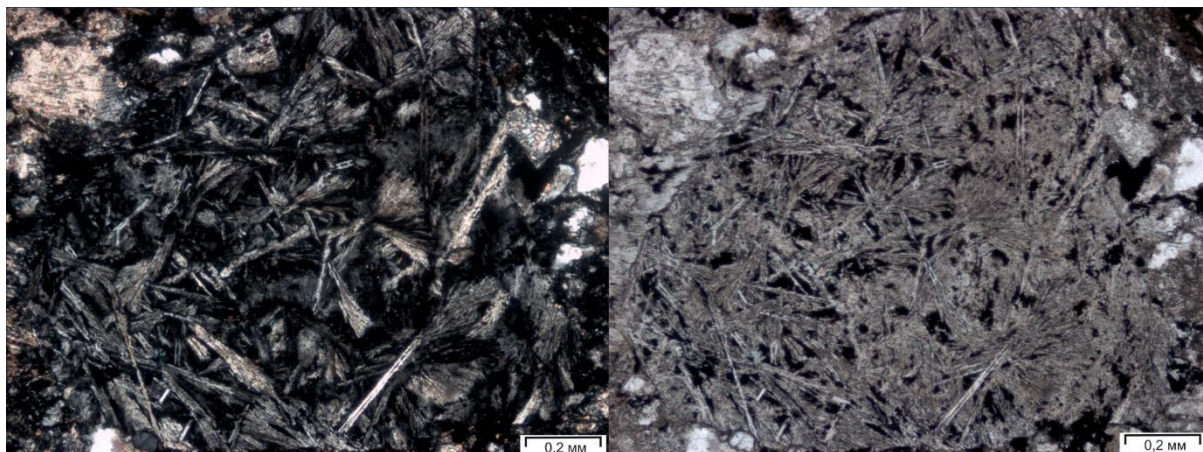


Рисунок 18. Фотография шлифа 1202/1 (слева с анализатором). Обломок кислой или средней эффузивной породы с псевдосферолитовой структурой.

Во всех исследуемых песчаниках часто слагают до 50% обломочной части обломки *осадочных* пород: силицитов, фтанитов, кремнистых сланцев, известняков, аргиллитов и алевролитов.

В качестве первично осадочных, **кремнистых**, пород интерпретируются обломки, сложенные плотным агрегатом изометричных кварцевых зерен гранобластовой структуры. Обычно размер кристаллов менее 0,005 мм (рис зерно слева), однако часто встречаются и зерна, сложенные кристаллами до 0,01-0,03 мм (рис зерно справа). Помимо чисто кварцевых микрокварцитов, интерпретируемых как **силициты** (рис.19), встречаются зерна со значительной долей непрозрачного черного вещества, лежащего поверх кварцевых кристаллов, по облику схожие с **фтанитами** (рис.20). Встречаются также обломки, помимо кварца сложенные на 30-40% однонаправленными мелкими чешуйками серицита, они интерпретируются как обломки **глинисто-кремнистых сланцев** (рис.21).

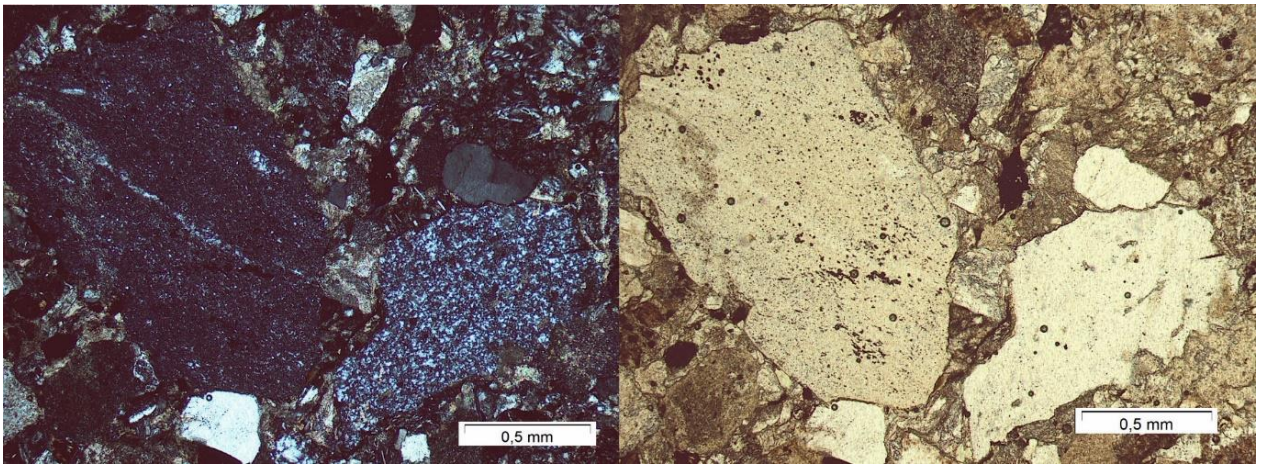


Рисунок 19. Фото шлифа 9188/1 (слева с анализатором). Зерна силицитов. Зерно, расположенное слева, сложено кристаллами кварца менее 0,005 мм, расположенное справа – до 0,01 мм.

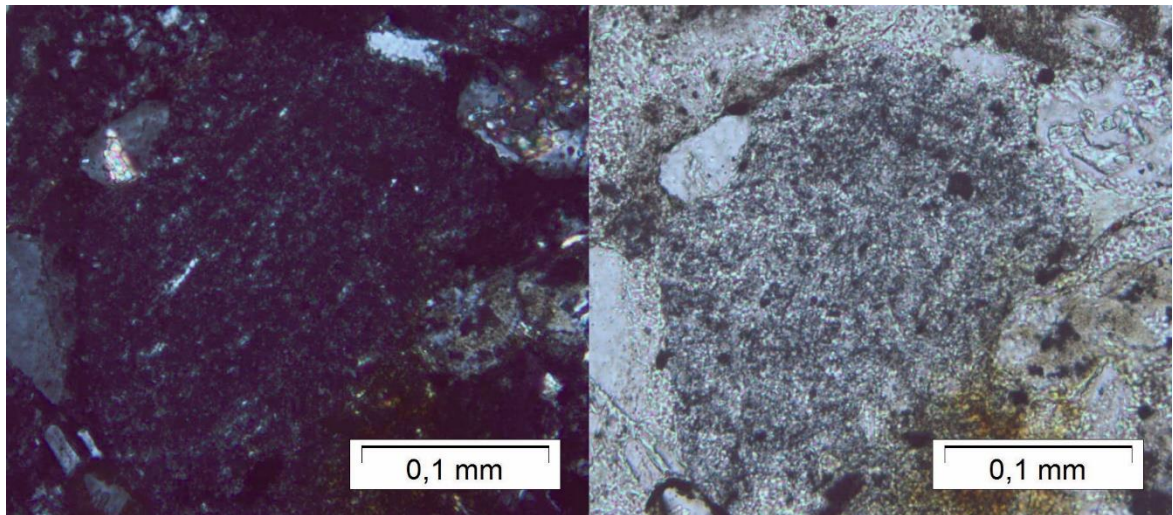


Рисунок 20. Фото шлифа 8516/6 (слева с анализатором). Обломок фтанита (слева с анализатором). Непрозрачное, вероятно, углеродистое вещество заполняет до 30% обломка.

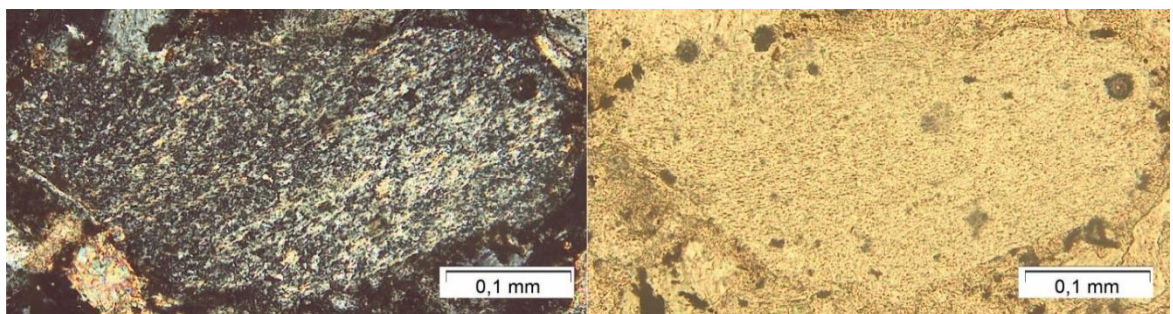


Рисунок 21. Фото шлифа 1575/3 (слева с анализатором). Зерно кремнисто-глинистого сланца, представленного кварц-серицитовым агрегатом.

Интерпретация происхождения этих обломков как фрагментов кремнистых пород подкрепляется проведенным петрографическим исследованием подстилающих кремнистых отложений палеозоя Пайхойского антиклинория и Байдарацкого аллохтона. Они обладают схожими структурными и текстурными особенностями (рис.22). Для этих

отложений известно, что они претерпели термические изменения и были перекристаллизованы (Беляев и др., 1989).

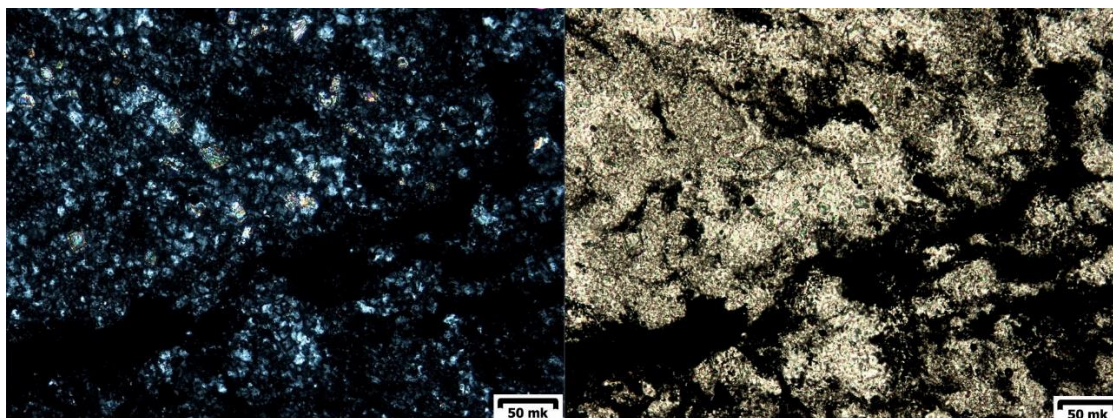


Рисунок 22. Фото шлифа 2152/5 (слева с анализатором). Силицит из карбоновых отложений Пай-Хоя (фото Петровой М.Н.).

В песчаниках часто удается распознать единичные обломки **аргиллитов** и **алевролитов**, а также переходных между ними разновидностей. Они обладают структурно-текстурным сходством как с тонкозернистыми частями исследуемых пермских отложений, так и с аргиллитами и глинистыми сланцами более древних образований. Обломки сложены преимущественно непрозрачным глинистым веществом, с включенным анализатором видны мельчайшие игольчатые чешуйки слюд (рис.23). Часто обладают слоистой текстурой за счет небольших прослоев и линз, сложенных кварцевым агрегатом, схожим с встречаемым в описанных выше обломках кремнистых пород. Без анализатора обломки имеют темно-коричневый оттенок,

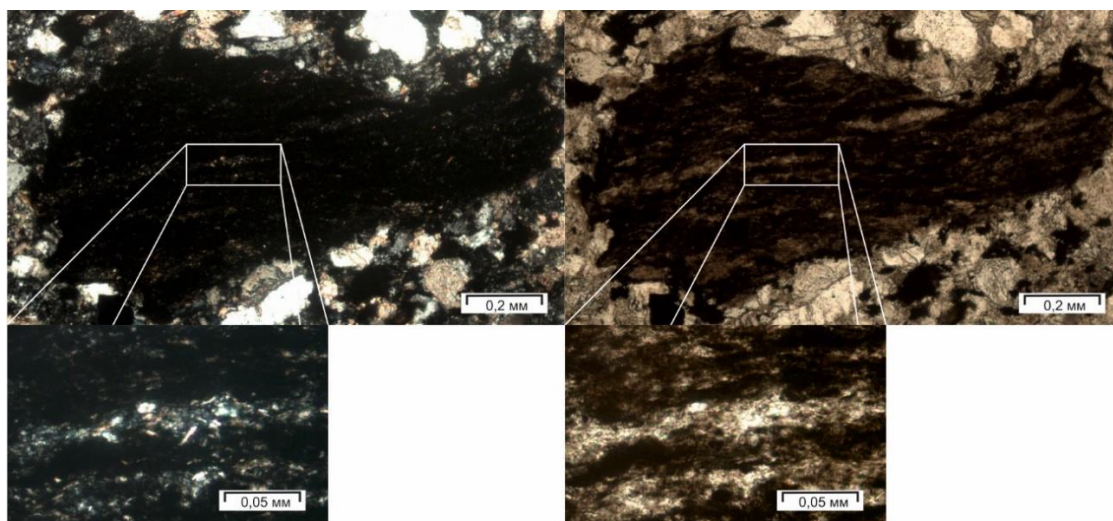


Рисунок 23. Фото шлифа 1202/1 (слева с анализатором). Обломок аргиллита с алевритовой примесью.

Часто наблюдаются карбонатизированные зерна, в некоторых случаях карбонатный материал занимает не всю поверхность зерна, и удается распознать зерно одного и

описанных выше типов. Однако некоторые зерна, сложенные кристаллами кальцита с гранобластовой зубчатой, часто гомеобластовой структурой (определение по Половинкина, 1966), вероятно, являются обломками перекристаллизованных или мраморизованных **известняков** (рис.24).

Зерна полевых шпатов и кварца слагают до 50% обломочной части песчаников (в тонкозернистых песчаниках до 70%) и до 80% алевритовой примеси в песчаниках, а также до 80% обломочной части алевролитов.

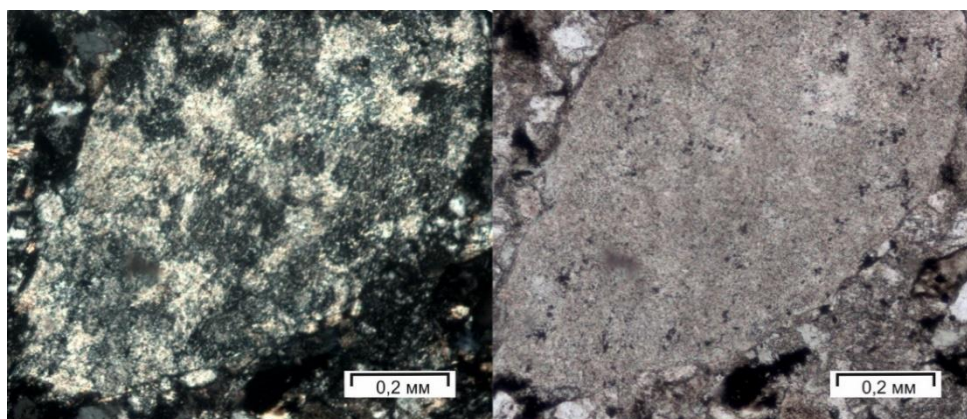


Рисунок 24. Фото шлифа 1202/1 (слева с анализатором). Обломок мраморизованного известняка.

По сравнению с **плаггиоклазами** (до 15% обломочной части) чаще встречаются **калиевые полевые шпаты** (до 30% обломочной части), которые практически всегда покрыты продуктами серицитизации и пелитизации. Двойникование плаггиоклазов чаще выражается в чередовании широких и узких кристаллов, это характерно для основных плаггиоклазов, реже встречаются и тонкие полисинтетические двойники, характерные для кислых плаггиоклазов.

Зерна **кварца** слагают до 15% обломочной части, редко встречаются в среднезернистой и крупнее фракциях, часто составляют до 50% алевритовой примеси. Помимо монокристаллических зерен встречаются (до 5% обломочной части) и мелкокристаллические гранобластовые срастания. Разграничение зерен, относимых к кремнистым породам и к поликристаллическому кварцу, произведено на основании изучения допермских кремнистых пород Пайхойского антиклинория и Байдарацкого аллохтона. Стоит отметить, что поликристаллические зерна с размерами кристаллов около 0,1 мм и более встречаются значительно реже, чем зерна силицитов, вероятно, они являются обломками кварцевых жил, которые широко распространены и в допермских кремнистых породах Пай-Хоя и Полярного Урала.

Также до 5% обломочной части сложено обломками, полностью состоящих из непрозрачного рудного вещества, иногда просвечивающим по тонкому краю в красных

тонах. В некоторых случаях в них имеются трещины, залеченные кварцем без примесей, с чистыми серо-белыми цветами интерференции (рис.25). Такие обломки при классифицировании по В.Н. Шванову отнесены к фрагментам метаморфических пород.

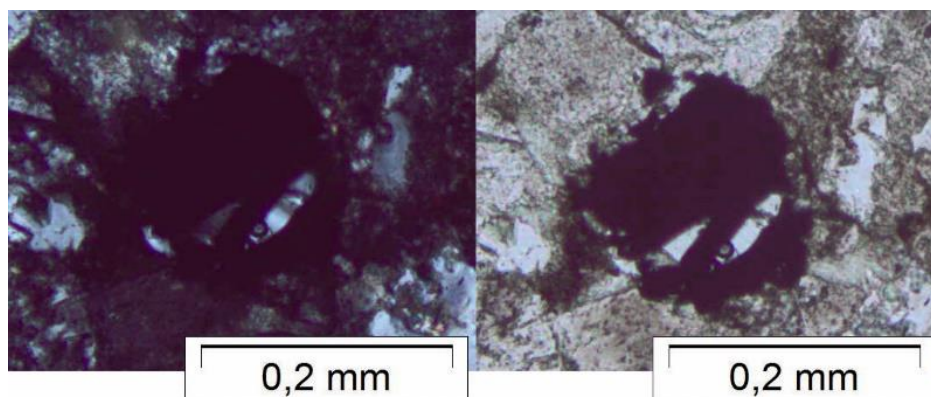


Рисунок 25. Фотография шлифа 8533/3 (слева с анализатором). Обломок, сложенный рудным веществом с трещиной, залеченной кварцем, образование кварца произошло, вероятно, до формирования обломочного зерна.

#### 6.2 Сравнительная характеристика

По содержанию различных типов обломков, структуре обломочной части и составу цемента при петрографическом изучении было выделено два типа песчаников и песчаных алевролитов. В данной главе приведено сравнение этих типов на основе содержаний минеральных компонентов, определенных визуально при помощи трафаретов (по Швецов, 1948 в Платонов, Тугарова, 2004), для некоторых также выполнялся и количественный подсчет в шлифе (см. главу 6.3). Также визуально оценивались соотношения гранулометрических фракций и содержание цемента.

Все исследуемые песчаники являются по классификации В.Д. Шутова с изменениями В.Н. Шванова (Шванов, 1987) к кварцевым и полевошпатовым грауваккам: обломки пород слагают значительную часть породы (45-60%).

Также общими чертами, помимо схожести встречающихся типов зерен, являются отсутствие сортировки, плохая окатанность обломков и низкое содержание цемента. Часто присутствуют зерна трех и более гранулометрических фракций: от алевроитовой до средне- и значительно реже крупно- и грубозернистой псаммитовой (здесь и далее структурное классифицирование обломочных пород по Систематика..., 1998). Алевроитовая примесь встречается повсеместно, обычно занимает 5-10%, редко до 15-30% породы.

По классификации Р.Дотта с изменениями Ф. Петтиджона (Петтиджон, 1981), которая разделяет песчаники также и по содержанию матрикса (<0,03 мм), все исследуемые песчаники относятся к лититовым грауваккам, поскольку к матриксу в данной

классификации относится почти вся часть алевритовой примеси (<0,05 мм) и глинистое вещество цемента, в сумме слагающие редко ниже 15% породы.

Окатанность зерен песчаной структуры соответствует баллам (по Рухин, 1961) «0» и, чаще в тонкозернистой фракции, «1» (неокатанные и плохо окатанные), алевритовые зерна – «2» и редко «3» (плохо-средне окатанные). Слабая окатанность соотносится с граувакковым (по В.Н. Шванову, а также по Ф. Дж. Петтиджону) составом, это свидетельствует о незрелости изучаемых пород.

#### *6.2.1 Полярноуральский тип*

Полярноуральский тип песчаников и песчаных алевритов выделен на основе петрографического изучения пород Байдарацкого аллохтона на юго-востоке рассматриваемой территории (рис. 1): в южной части долины реки Ямбуяха, в районе среднего её течения, и долины руч. Сангосё. Здесь пермские образования (кечпельская свита (*P<sub>1kp</sub>*)) слагают тектонические пластины, наиболее уверенно относимые к Байдарацкому аллохтону, поскольку наблюдается их согласное залегание на карбоновых отложениях полярноуральской воргашорской свиты, а также надвигание по Карскому надвику девон-карбоновых отложений Полярного Урала на пермские отложения Пай-Хоя.

Структура обломочной части преимущественно тонко- или мелкозернистая, среднезернистая примесь редко достигает 15% обломочной части.

По классификации В.Д. Шутова с изменениями В.Н. Шванова (Шванов, 1987) песчаники полярноуральского типа относятся к кремневым разновидностям кварцевых, чаще полевошпатовых граувакк (рис.30). Кварц и полевые шпаты встречаются в равных количествах и вместе слагают от 35 до 50% обломочной части. Породы сложены в большой степени обломками силицитов (от 40 до 50% обломочной части). Зерна магматических пород единичные, редко слагают до 3-5% обломочной части, характеризуются гиалопилитовой, реже апоинтерсертальной структурой с основной массой, выполненной рудным веществом (рис.15).

Пространство между зернами выполнено практически всегда непрозрачным рудным или глинистым веществом, часто также серицитовым. Содержание цемента редко достигает 5%, зерна плотно прижаты друг к другу, обладают инкорпорационной структурой (рис. 26). В отличие от пород пайхойского типа, практически повсеместно наблюдается ориентированное расположение зерен, часто даже сонаправленное их удлинение (рис. 27). В некоторых случаях встречаются более ярко проявленные динамометаморфические микроструктуры: будинаж (рис.27), тени деформации (борозды нарастания), дельта-структуры (рис.28) (определения по Кирмасов, 2011). Такие структурно-текстурные особенности, а также часто встречаемый в матриксе серицитовый материал, позволяют

говорить о том, что породы полярноуральского типа в большей степени, чем породы пайхойского, подверглись тектоническому воздействию. Это соотносится с приуроченностью пород полярноуральского типа к структурам Байдарацкого аллохтона, подвергнутым интенсивным тектоническим деформациям (Коннов и др., 2016).

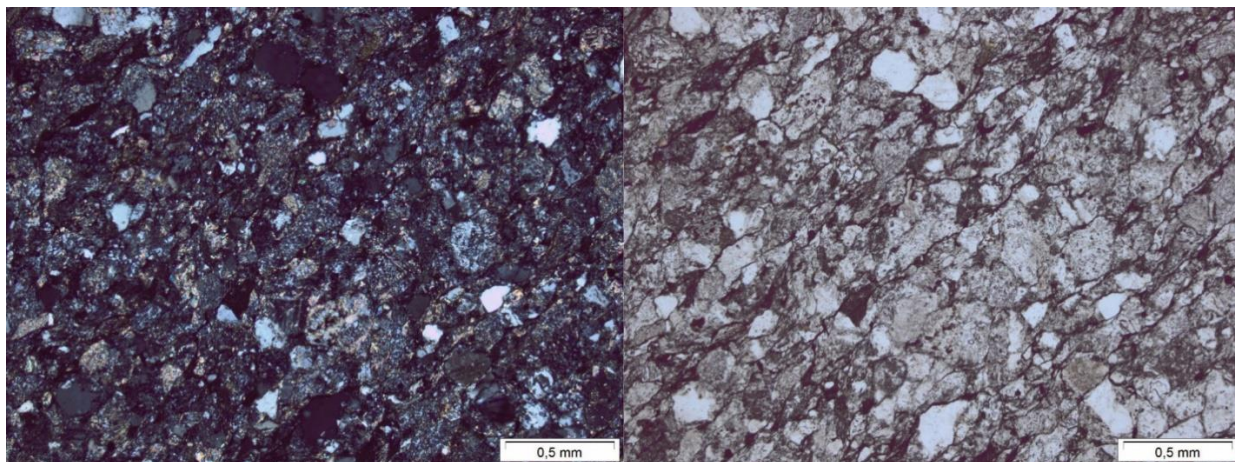


Рисунок 26. Фотография шлифа 6067/5 (слева с анализатором). Общий вид кремневой разновидности полевошпатовой граувакки, характерной для полярноуральского типа.

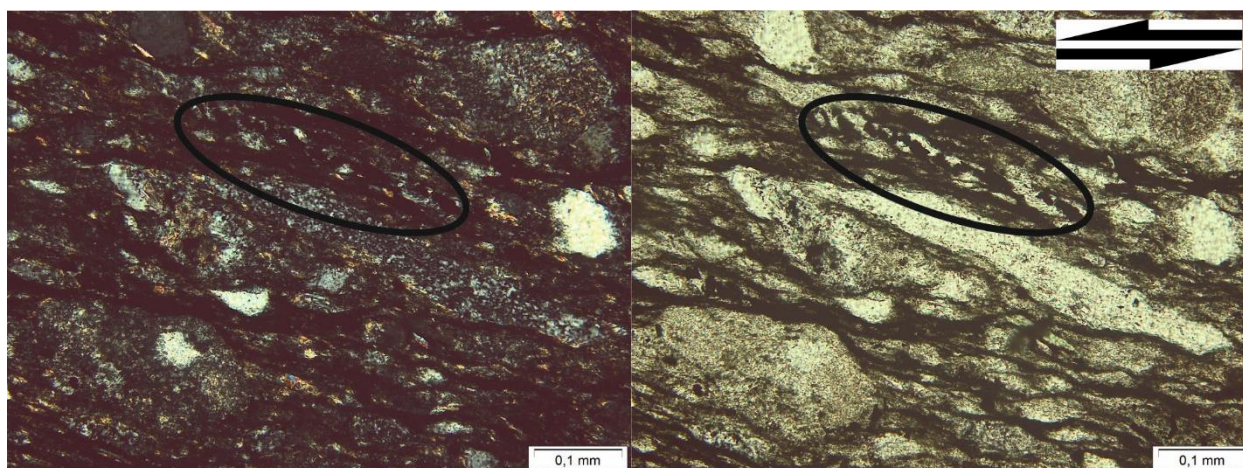


Рисунок 27. Фотография шлифа 8018/1 (слева с анализатором). В центре – деформированное зерно силицита с отношением длинной стороны к короткой 11,6 (ср. зерна силицитов из недеформированного песчаника (рис.19)). Выше описываемого зерна силицита призматические обломки – сколо-раздвиговые, антитетические будины рудного минерала, образующие структуры типа домино (выделены черным овалом), – заключены в чистый кварцевый аутигенный материал, схожий с описанным в обломке на рисунке #. Фиксируется левостороннее перемещение.



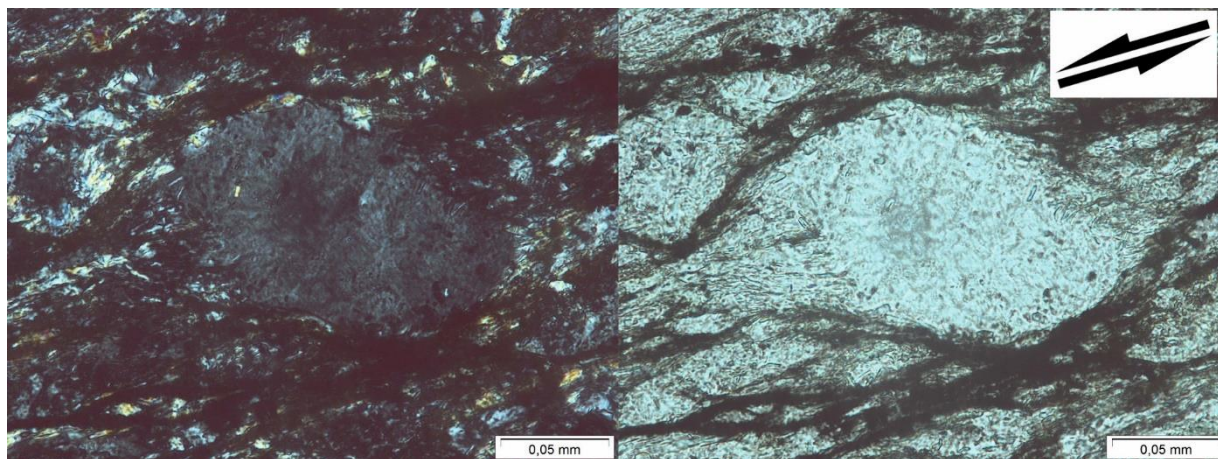


Рисунок 28. Фотография шлифа 8018/1 (слева с анализатором). Обломочное зерно кварца, по которому развивается дельта-структура. Фиксируется левостороннее перемещение, совпадающее с регистрируемым по другим индикаторам, показанным на фотографии (рис.24) того же шлифа.

### 6.2.2 Пайхойский тип

Пайхойский тип песчаников и песчаных алевролитов выделен на основе петрографического изучения пород, наиболее уверенно относимых к тарханской ( $P_{1tr}$ ) и сатосинской ( $P_{1st}$ ) толщам Карского синклинория. Такие отложения развиты на северо-западе рассматриваемой территории: в районе междуречья рек Бол. Вануйта и Пэкоцяяха, а также по ручью Лымъявож и по правому берегу реки Кара, ниже впадения в неё р. Брусъяха (рис.1).

Структура обломочной части чаще всего преимущественно мелко- или среднезернистая, тонкозернистая составляющая слагает до 40% обломочной части. Обломки магматических пород широко распространены в средне-, мелко- и тонкозернистой фракциях, поэтому песчаники без значительной примеси грубо- и крупнозернистого материала по классификации В.Д. Шутова с изменениями В.Н. Шванова (Шванов, 1987) относятся к полимиктовым и петрокластическим разновидностям кварцевых и полевошпатовых граувакк.

В некоторых песчаниках (порядка 10% от общей выборки образцов данного типа) встречаются зерна крупно- и грубозернистой размерности, вместе занимая до 15% обломочной части, они сложены преимущественно силицитами и другими осадочными породами. Такие песчаники относятся к кремневым и полимиктовым разновидностям кварцевых и полевошпатовых граувакк, при том, что обломки магматических пород слагают 15-30% обломочной части, обломков силицитов в таких песчаниках больше.

Содержание кварца для всех песчаников колеблется от 15 до 25%, полевых шпатов – от 15% до 45% с особенно проявляющимся преобладанием калиевых полевых шпатов над плагиоклазами в среднезернистой и более крупных фракциях.

Цемент чаще всего глинистый, по большей части хлоритизирован и слагает 5-10%, редко 15% породы. В некоторых случаях цемент частично или целиком слюдистый, это характерно для песчаников, отобранных в зоне тектонических нарушений, в таких породах иногда наблюдаются динамометаморфические микроструктуры (рис.29). Слюдистый цемент повсеместно встречается в нижней части тарханской толщи (в междуречье рр. Брусъяха и Кара) ( $P_{1tr}$ ), по-видимому, из-за сильной дислоцированности отложений, западнее, в стратотипической местности песчаники обладают глинистым цементом (Зархидзе и др., 2017б).

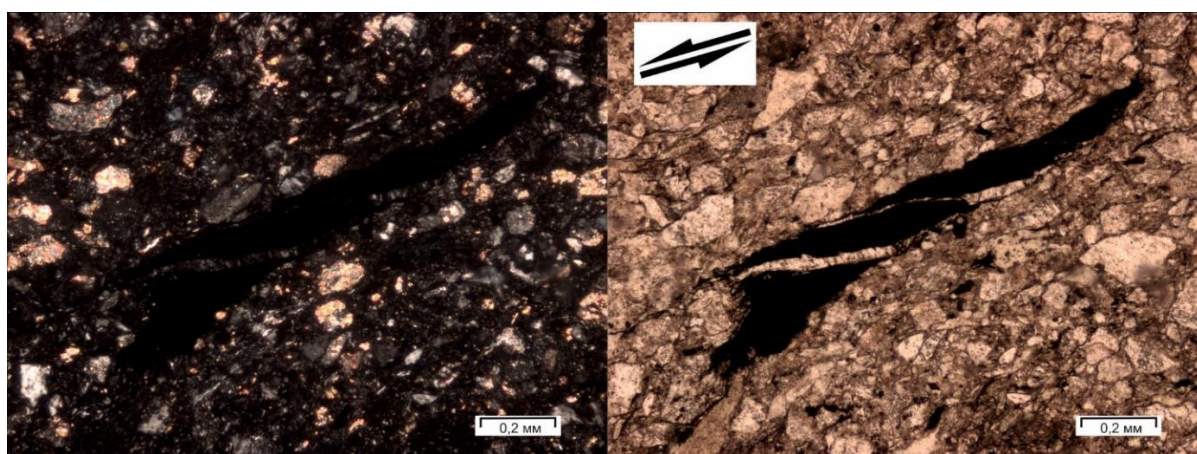


Рисунок 29. Фото шлифа 1562/1 (слева с анализатором). Трещины, выполненные новообразованным кварцевым веществом, и рассекающие новообразованный рудный материал под острым углом, что позволяет предположить левостороннее перемещение.

Главным *различием* выделенных типов нижнепермских песчаников является содержание обломков магматических пород: для пайхойского типа характерно их присутствие в минимальных содержаниях порядка 10-15%, чаще около 20-25%, а иногда и до 40-45% без явной зависимости от гранулометрического состава; обломков кремнистых пород может быть от 10-15% до 30%, редко до 40% обломочной части. В породах полярноуральского типа обломки магматических пород единичны, зерна кремнистых пород слагают не менее 40% обломочной части.

### 6.2.3 Распространение выделенных типов

Песчаники пайхойского типа встречаются в отложениях, относимых по результатам геологического картирования второго поколения (Коннов и др, 2016) к тарханской ( $P_{1tr}$ ) и сатосинской ( $P_{1st}$ ) толщам Пай-Хоя. Однако особенностями данного типа обладают также и песчаники отложений междуречья рр. Пэкоцяяха и Нгавальяха на (северо-западе

рассматриваемой территории) (рис.1), относимые к кечьпельской свите ( $P_{1kp}$ ) Полярного Урала, за исключением некоторых песчаников междуречья Салабэяйха и Нгавальяха (на востоке рассматриваемой территории). Особенно выделяются песчаники полярноуральского типа из приразломной зоны Осовейского надвига, по которому ордовикские отложения надвинуты на пермские.

Такое взаимоотношение выделенных типов, вероятно, объясняется следующим. Пайхойский тип соответствует тарханской и сатосинской свите, а полярноуральский тип – кечьпельской, то с учетом того, что линия Карского надвига была проведена по геофизическим данным, отложения междуречья Пэкоцяйха и Салабэяйха следует отнести к кечьпельской свите. Геологическое строение междуречья Салабэяйха и Нгавальяха можно предположить в качестве сложно построенного чешуйчатого надвигания отложений кечьпельской свиты на отложения тарханской, с учетом слабой обнаженности дочетвертичных образований этой территории и общего литологического сходства этих свит.

Если отвергнуть первое предположение, то можно сделать второе: с учетом тектонической переработки пород полярноуральского типа, первоначальное содержание обломков магматических пород в породах южной части долины р. Ямбуяхи было выше. При тектонических деформациях обломки магматических пород в исследуемых песчаниках были разрушены. В междуречье рек Пэкоцяйха и Нгавальяха, условно относимых к кечьпельской свите, развиты такие же, но менее тектонически переработанные породы, сохранившие обломки магматических пород. Таким образом, наличие обломков магматических пород характерно и для ассельско-сакмарских отложений Полярного Урала, и для артинских отложений Пай-Хоя. Против второго предположения говорит геохимическая и изотопная характеристика, описанные в главах # и #, состав тяжелой фракции песчаников, описанный в главе #, а также наличие обломков магматических пород в породах пайхойского типа, даже в испытавших тектонические деформации схожего уровня и генезиса.

### 6.3 Исследования методами количественного подсчета зерен

В дополнение к общему петрографическому изучению, которое сопровождалось визуальным определением доли обломочных компонентов, в рамках данного исследования для 14 образцов был проведен подсчет содержаний зерен различного состава в шлифах. Исследования коснулись состава зерен песчаной размерности изучаемых песчаников и проводились точечным методом (point-counting). Эта методика основана на том, что при равномерном наложении точек на плоскость шлифа, соотношение сумм точек, попадающих на различные минеральные компоненты, будет являться соотношением объемов, занимаемых этими минеральными компонентами в породе (1) (Шванов, 1987).

$$V_1:V_2:V_3:\dots:V_n = T_1:T_2:T_3:\dots:T_n \quad (1)$$

где  $V_1 \dots V_n$  – объемы, а  $T_1 \dots T_n$  – суммы точек, приходящихся на каждую из компонент, слагающих породу. Для того, чтобы такое равенство выполнялось, требуется соблюдение условий равномерности покрытия плоскости шлифа. Также требуется избежать повторного подсчета одного и того же зерна, поэтому расстояние между точками выбирается больше самых крупных зерен, встречающихся в шлифе.

Механически исследования выполнялись перемещением шлифа на предметном столике с использованием препаратоводителя вдоль воображаемых линий с остановками, пересечение нитей окуляра в таком случае является точкой, учитываемой в (1). Воображаемые линии выбирались на расстоянии 1,5 мм, что позволяло равномерно распределить их по плоскости шлифа. При наличии слоистости, выраженной в чередовании линейных зон схожих размерностей зерен или сонаправленном удлинении зерен, направление линий выбиралось перпендикулярно направлению слоистости, чтобы избежать искажения состава. При перемещении шлифа вдоль линии (одна из направляющих препаратоводителя неподвижна относительно столика) остановки делались через 1,2 мм. Отнесение зерна, попавшего на перекрестье нитей окуляра, к одной из категорий минеральных компонент регистрировалось вручную, но при помощи программного обеспечения (разработанной автором надстройки Excel), ускоряющего ввод и последующую обработку данных (приложение #).

В случае попадания пересечения нитей окуляра на зерно песчаной размерности, оно учитывалось в одной из описанных ниже девяти категорий или пропускалось. Раздельно определялось содержание кварца моно- и поликристаллического (с отдельно различимыми кристаллами размером от 0,1 мм), силицитов, обломков магматических пород, аргиллитов, фтанитов, кремнистых сланцев, песчаников (таблица #). В соответствии с методикой Гацци-Дикинсона обломки породы, если перекрестье нитей попало на зерно минерала в нем размером более 0,0625 мм, считались в категории этого минерала. Для того, чтобы зерно

было отнесено к обломкам пород, перекрестье нитей окуляра должно попасть на зерно минерала в составе обломка размером менее 0,0625 мм, или на участок зерна, сложенный скрытокристаллической массой. Указанный размер ( $0,0625 = 1/16$  мм) – верхняя гранулометрическая граница матрикса (Dickinson, 1985), граница «алеврит-песчаник», по принимаемым в англоязычной литературе классификациям (Петтиджон, 1981).



Принципиальная идея, лежащая в основании подхода Гацци-Дикинсона, заключается в том, что на некоторой стадии седиментогенеза кристаллы песчаной (более 1/16 мм) размерности, слагающие обломок породы, при его разрушении (во время переноса) будут преобразованы в монокристаллические обломочные зерна. Для установления связи минералогического состава обломочных пород с составом петрофонда без учета зрелости осадка требуется определение содержаний минералов и в составе монокристаллических зерен, и в качестве крупных (песчаной размерности) кристаллов, слагающих обломки пород. На основании изучения состава современных песчаных отложений описанным выше методом были построены (Dickinson et al., 1983) дискриминационные диаграммы, отражающие сходство исследуемых песчаников с песчаниками известной тектонической обстановки формирования.

Для построения диаграмм в рамках данной работы использованы следующие категории, выделенные У.Р. Дикинсом: поли-, монокристаллический кварц ( $Q_p$  и  $Q_m$  соответственно;  $Q_t = Q_m + Q_p$ ); полевые шпаты (F), обломки пород магматических ( $L_v$ ) и осадочных ( $L_s$ ) ( $L = L_v + L_s$ ), то есть обломки аргиллитов, фтанитов, кремнистых сланцев и песчаников, общие лититовые фрагменты ( $L_t = L + Q_p$ ). Не существует единой точки зрения по поводу того, к какой категории стоит относить зерна кремнистых пород – к кварцу поликристаллическому ( $Q_p$ ) (Ingersoll et al., 1985) или к осадочным породам ( $L_s$ ) (Zuffa, 1985, Мизенс, Маслов, 2015). В рамках данной работы зерна силицитов отнесены к поликристаллическому кварцу вслед за автором этой методики (Dickinson, 1985) для того, чтобы обеспечить единство классификаций обломков, использованных для составления дискриминационных диаграмм и для изучаемых пород. Стоит отметить, что кремнистые породы, испытавшие слабую перекристаллизацию, едва ли могут быть отличены от кварцитов не кремнистого происхождения, а также фрагментов кварцевых жил или в некоторых случаях даже основной массы кислых эффузивов. Это нашло отражение в классификации разновидностей граувакк (в том числе кварцевых и полевошпатовых) на кремнистые, петрокласические, лититовые и полимиктовые (Шванов, 1987), где кремнистые породы и кварциты объединены в одну группу.

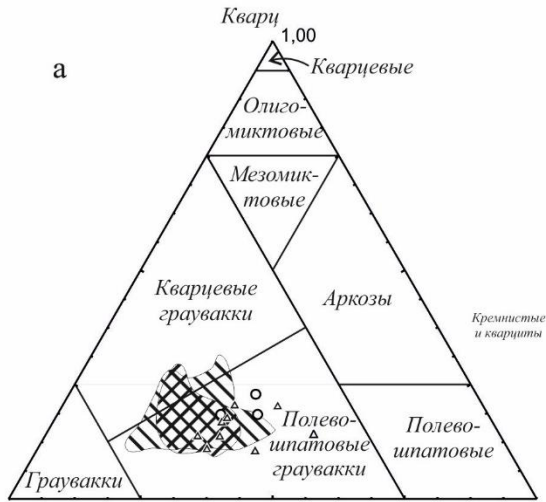
Таблица 1. Содержания минеральных компонентов обломочной части исследуемых песчаников, посчитанные точечным методом (point-counting).

категория зерен по методике Гацци-Дикинсона		Qm	Qp			F	Lv	Ls					сумма	
структура*	разновидность граувакки**	соответствующая петрографическая категория	кварц моно-кристаллический	силициты	кварц поликристаллический	Qp суммарное	полевые шпаты	магматические породы	аргиллиты	фганыты	кремнистые сланцы	песчаники		Ls суммарное
		номер образца	песчаники пайхойского типа											
с-м/з	петрокл. плв.	2159/1	16	28	32	60	165	54	6	4	23	0	33	328
с-м/з	петрокл. плв.	6110/1	29	66	16	82	91	95	4	7	11	0	22	319
с-м/з	петрокл. плв.	6111/1	19	32	13	45	117	102	6	3	8	0	17	300
м-т/з	полимикт. плв.	8513/4	10	57	24	81	127	78	2	0	12	0	14	310
м-т/з	полимикт. плв.	9009/2	43	84	10	94	98	57	4	11	3	0	18	310
т-м/з	кремн. плв.	9010/1	28	123	7	130	97	43	2	0	6	0	8	306
м-с/з	кремн. плв.	9012/2	55	73	1	74	100	59	3	4	15	0	22	310
т-с/з	петрокл. плв.	9012/3	56	89	7	96	97	44	2	1	6	0	9	302
т-м/з	кремн. плв.	9012/4	29	40	34	74	122	49	0	7	20	1	28	302
т-с/з	полимикт. плв.	9035/6	25	36	18	54	107	110	2	4	14	0	20	316
м-с/з	петрокл. плв.	9196/2	25	31	19	50	101	104	11	3	14	0	28	308
			песчаники полярноуральского типа											
т-м/з	кремн. плв.	1519/3	34	136	25	161	95	0	5	5	10	1	21	311
т-м/з	кремн. плв.	6068/10	20	112	51	163	105	0	2	5	8	0	15	303
т-м/з	кремн. плв.	6084/1	23	68	28	96	100	6	2	4	35	2	43	268

\*сокращения структур: «т» – тонко-, «м» – мелко-, «с» – среднезернистая; \*\*сокращения разновидностей: «петрокл.» – петрокластическая, «полимикт.» – полимиктовая, «кремн.» – кремневая, «кв.» – кварцевая, «плв.» – полевошпатовая (по классификации (Шванов, 1987))

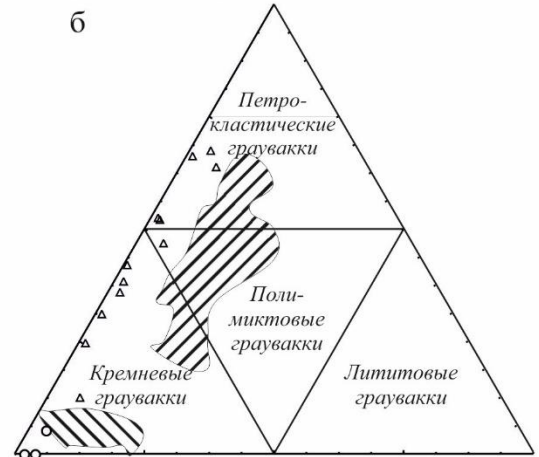
  $\Delta$  Пайхойский тип  
  $\circ$  Полярноуральский тип

Вулканические и  
плутонические породы



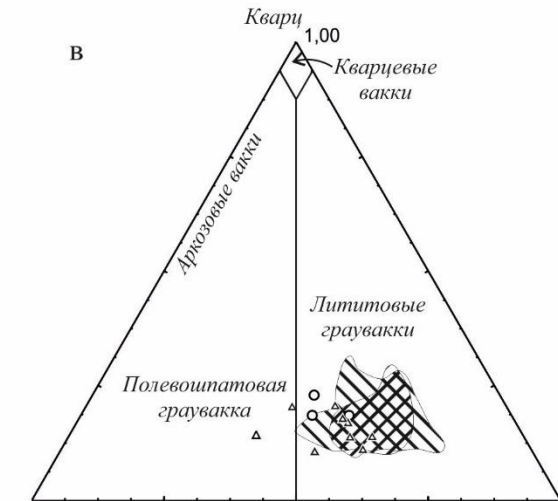
Обломки пород

Полевые шпаты



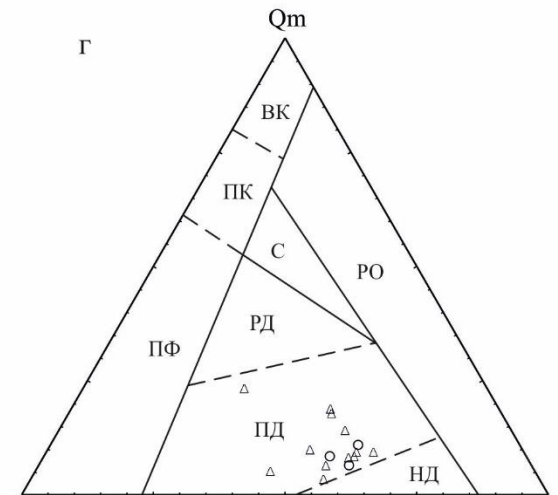
Кремнистые и кварциты

Осадочные и метаморфические породы



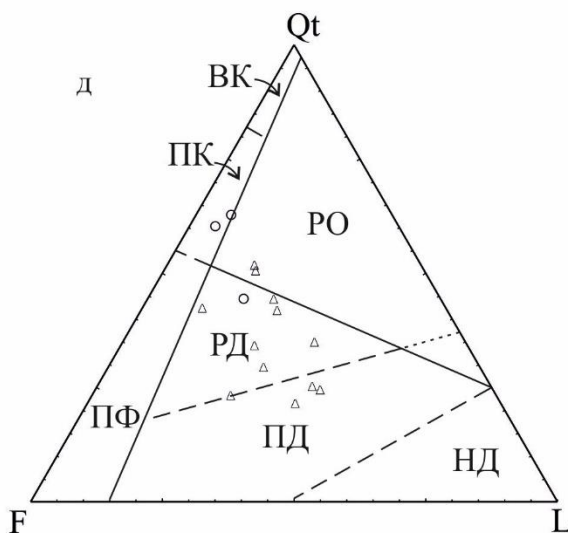
Обломки пород

Полевые шпаты



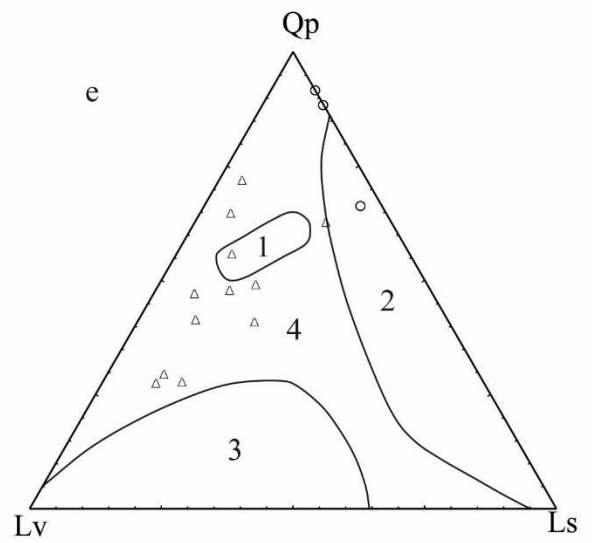
F

Lt



F

L



Lv

Ls

Рисунок 30. (а и б) Классификационные диаграммы В.Д. Шутова с изменениями В.Н. Шванова (Шванов, 1987). (в) Классификационная диаграмма Ф.Дж. Петтиджона (Петтиджон, 1981). Заштрихованные области (а, б и в) – содержания пороодообразующих компонентов, определенные визуально. (г, д и е) Диаграммы У.Р. Дикинсона (Dickinson et al., 1983, 1985). Поля (г и д) песчаников, образовавшихся под влиянием размыва пород континентального блока: ВК – внутренней части кратона (craton interior), ПК – переходной зоны внутри континента (transitional continental), ПФ – поднятий фундамента (basement uplift); пород рециклированного орогена – РО; пород островных дуг: РД – рассеченных (в большой степени эродированной) островных дуг (dissected arc); ПД – переходных островных дуг (transitional arc), НД – не рассечённых (слабо эродированных) островных дуг (undissected arc), С – смешанный источник. Поля (д) песчаников, образовавшихся в обстановке сноса с 1 – субдукционного комплекса, 2 – коллизионных сутур и складчато-надвиговых поясов, 3 – орогенных источников; 4 – орогенные пески смешанного генезиса.

В исследуемых песчаниках зерна преимущественно мелкозернистой размерности, обломки магматических пород часто не содержат кристаллов размером более 0,0625 мм, как и обломки осадочных пород. Это приводит к тому, что при точечном подсчете методом Гацци-Дикинсона расхождения с «традиционными» методиками (Zuffa, 1985) составили менее 10%: случаи, в которых зерно было отнесено к не к категории обломка породы, а соответствующего слагающего обломок породы минерала, если на него попало перекрестье нитей, единичны. На основании этого данные точечного подсчета были использованы для классификации по В.Д. Шутову с изменениями В.Н. Шванова (рис.30).

По диаграмме У.Р. Дикинсона QmFLt (рис г), наиболее уверенно используемой для определения тектонической обстановки (Ingersoll et al, 1985), отмечается схожесть всех исследуемых песчаников с песчаниками, образовавшимися в результате размыва пород островной дуги в незначительной степени эродированной. Однако на диаграммах QtFL (рис.30д) и QpLvLs (рис.30е) подчеркивается нехарактерное для пород, образовавшихся под влиянием разрушения островных дуг, содержание обломков магматических пород в породах полярноуральского типа, поскольку обломки силицитов на этих диаграммах включены в категории Qt и Qp соответственно.

Песчаники, сформировавшиеся под влиянием разрушения магматических дуг, взятые за основу выделения соответствующего поля на диаграммах Гацци-Дикинсона, характеризуются схожим с описываемым для пайхойского типа составом обломочной части. Обломки магматических пород представлены в основном средними эффузивами (от базальтов до дацитов) с микролитовыми структурами, в подчиненном количестве присутствуют фельзитовые обломки риодацитов (Dickinson, 1985).



## 7 Геохимическая характеристика

Был определен состав 10 породообразующих элементов для 29 песчаников и 4 аргиллитов силикатным анализом и для 11 песчаников методом ICP-OES. Состав 29 малых и редкоземельных элементов определен методом ICP-MS для 40 песчаников и 4 аргиллитов.

В 2016 году в рамках бакалаврского исследования автора для песчаников (12 проб) был выполнен силикатный анализ и ICP-MS. В 2018 году для 29 проб песчаников и 4 проб аргиллитов был выполнен ICP-OES и ICP-MS, который дополнен силикатным анализом для 19 из тех же 29 проб песчаников и для тех же 4 проб аргиллитов. Из выборки 31 силикатных анализов песчаников были исключены 2 из-за высоких потерь при прокаливании.

Рассматривается 10 проб песчаников полярноуральского типа и 29 – пайхойского. Две пробы аргиллитов отобраны из нижней части отложений Байдарацкого аллохтона южнее р. Ямбуяха, одна проба в долине реки Кара из отложений, пограничных между пэтаркинской свитой и тарханской толщей, и одна проба на северо-западе рассматриваемой территории (рис.1) из отложений сатосинской свиты.

### 7.1 Содержания $\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{K}_2\text{O}$ и распределение лантаноидов

Все исследуемые песчаники являются по классификации Ф.Петтиждона–Р.Дотта граувакками и обладают характерными для граувакк соотношениями щелочных металлов ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ) (рис.31а). Для полярноуральского типа характерны более высокие значения  $\text{K}_2\text{O}$  по сравнению с пайхойским. Песчаники этих типов различаются и по содержаниям  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  по сравнению с глинистыми породами соответствующих частей разреза. Для песчаников пайхойского типа отмечаются пониженные содержания  $\text{K}_2\text{O}$  при относительно одинаковых содержаниях  $\text{Na}_2\text{O}$ , в песчаниках полярноуральского типа повышены содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  при одинаковых содержаниях  $\text{K}_2\text{O}$  (рис.31а) по сравнению с аргиллитами.

Схожесть содержания калия в песчаниках полярноуральского типа и ассоциирующих с ними аргиллитов может объясняться тем, что в этих песчаниках много калийсодержащего серицита, этим же объясняется общее повышенное содержание калия в песчаниках этого типа:  $\text{K}_2\text{O}=(1,25\pm 0,4)\%$  для пайхойского,  $(2,43\pm 0,7)\%$  для полярноуральского типов. Выделяются единичные песчаники пайхойского типа с содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  более 2%, которые также содержат серицитовый материал в матриксе (5-7% от общего объема породы). Для песчаников пайхойского типа пониженные содержания калия выражаются в заполнении большей части (а иногда и всего) межзернового пространства хлоритовой массой.

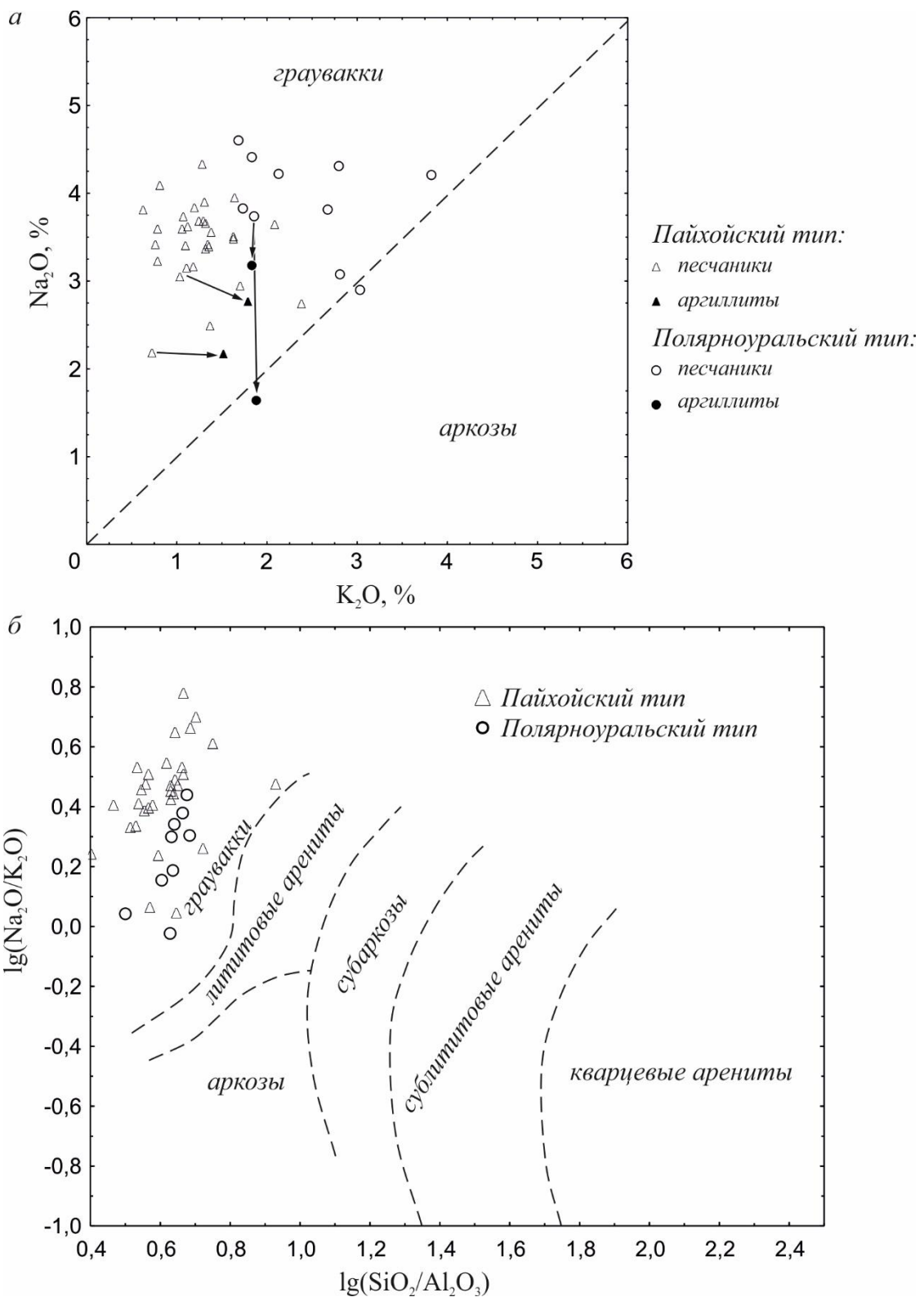


Рисунок 31. а) Диаграмма соотношения Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O (Pettijohn et. al., 1971) в исследуемых песчаниках и аргиллитах. Стрелками соединены точки состава песчаников с точками аргиллитов соответствующих частей разреза. б) Диаграмма lg(Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O) к lg(SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), показывающая характерные значения для петротипов по классификации Ф.Петтиджона-Р.Дотта (Pettijohn et. al., 1971).

Такие взаимоотношения содержаний щелочных металлов в переслаивающихся песчаниках и аргиллитах характерны для граувакковых песчаников, однако аргиллиты таких отложений обычно характеризуются большими содержаниями  $K_2O$  (2,5-4,2%) (Pettijohn et. al., 1971), тогда как в исследуемых аргиллитах содержания  $K_2O$  составляет 1,5-1,9%.

Соотношения  $lg(Na_2O/K_2O)$  с  $lg(SiO_2/Al_2O_3)$  в исследуемых песчаниках также схожи с описываемыми для граувакк (Pettijohn et al., 1971) (рис.31б). Однако значения  $lg(Na_2O/K_2O)$  для части песчаников пайхойского типа (0,6 и более) все же выше обычно наблюдаемых, по петрографическому составу такие песчаники сложены обломками магматических пород на 25-30% (наиболее высокие содержания в пайхойском типе).

По классификации граувакк А.Крука (Crook, 1974), разделяющей граувакки по тектоническим обстановкам на основании соотношения между содержанием кварца, содержанием  $SiO_2$  и величине отношения  $K_2O/Na_2O$ , исследуемые граувакки занимают промежуточное положение между породами, образовавшимися под влиянием островных дуг, и породами фронтального края плиты (с субдукцией). По этой классификации исследуемые граувакки характеризуются промежуточными содержаниями кварца (15-65%, в исследуемых 15-27%), однако пониженным для пород с такими содержаниями кварца содержанием  $SiO_2$  (характерно 68-74%, в исследуемых  $59,8 \pm 5$  для пайхойского типа,  $67 \pm 3,5$  для полярноуральского), нормальными  $K_2O/Na_2O$  ( $< 1$ , в исследуемых  $0,37 \pm 0,14$  для пайхойского типа,  $0,64 \pm 0,23$  для полярноуральского).

Распределение лантаноидов (рис.32) в породах полярноуральского типа схоже с распределением, описываемым для граувакк, обогащенных кварцем (Тейлор, Мак-Леннан, 1988), вероятно, сказывается влияние кремнистых пород или, возможно, наличие кислых пород в источнике обломочного материала, предполагаемое по высокому ( $8,5-11$ )  $La_N/Yb_N$  отношению и другим характеристикам, описанным ниже. Спектр распределения лантаноидов в песчаниках пайхойского типа характерен для граувакк с промежуточным содержанием кварца: содержание легких лантаноидов несколько ниже, чем в пост-архейском австралийском сланце (PAAS).

Часть песчаников характеризуется пониженным по сравнению с основной выборкой содержанием лантаноидов и менее выраженной Gd-аномалией. Эти же пробы отличаются повышенным содержанием Sc (см. далее).

Таким образом, отмечается схожесть пород пайхойского типа с песчаниками, образовавшимися под влиянием пород островных дуг, проявленная в большей степени, чем в песчаниках полярноуральского типа, геохимические характеристики которых указывают

на наличие породных комплексов фронтального края плиты (с субдукцией) (по А.Круку) в провинции размыва.

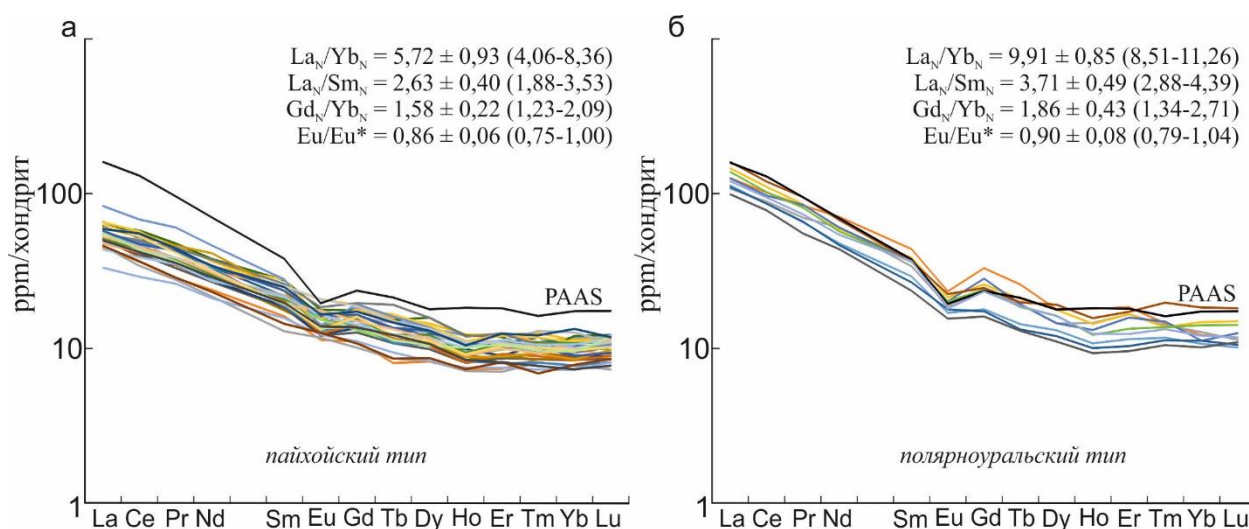


Рисунок 32. Диаграммы распределения лантаноидов и значения характеризующих отношений (среднее арифметическое  $\pm$  стандартное отклонение, в скобках через тире указаны минимальное и максимальное значение) а – в песчаниках пайхойского типа, б – в песчаниках полярноуральского типа. Нормирование на хондрит по (Pearce et. al, 2003). значения постаршейского австралийского сланца (PAAS) (по McLennan et al.,1993).

### 7.2 Содержание Sc, Th, соотношения Th/Sc и Zr/Sc

Незрелость изучаемых песчаных пород, которая выражается главным образом в отсутствии сортировки, позволяющая по составу обломочной части судить о составе пород провинции размыва также подтверждается трендами расположения точек состава на диаграмме Th/Sc – Zr/Sc (рис.33а). Точки составов песчаников в пределах каждого из типов образуют скопления точек с повышенным и пониженным содержанием Th/Sc и Zr/Sc, что, как видно по диаграмме Sc-Th (рис.33б) связано с различиями в содержании Sc. Породы с повышенными значениями Sc равномерно распределены по разрезу и по площади, что, вероятно, связано с колебаниями состава магматических пород, попавших в обломки, слагающие исследуемые песчаники.

Для пайхойского типа кластерного деления, сохранявшегося на разных диаграммах, выделить не удалось, тогда как песчаники полярноуральского типа разделяются на диаграммах Th/Sc–Zr/Sc и Th–Sc на два кластера, петрографически выражаемых в несколько большем содержании обломков магматических пород (до 5%) во втором кластере. Это согласуется с попаданием точек состава пород II кластера в поле переходных составов размываемых пород на диаграмме Th–Sc. Кислые породы, по-видимому, оказались менее устойчивы к разрушению или стали петрографически неотличимы от силицитов.

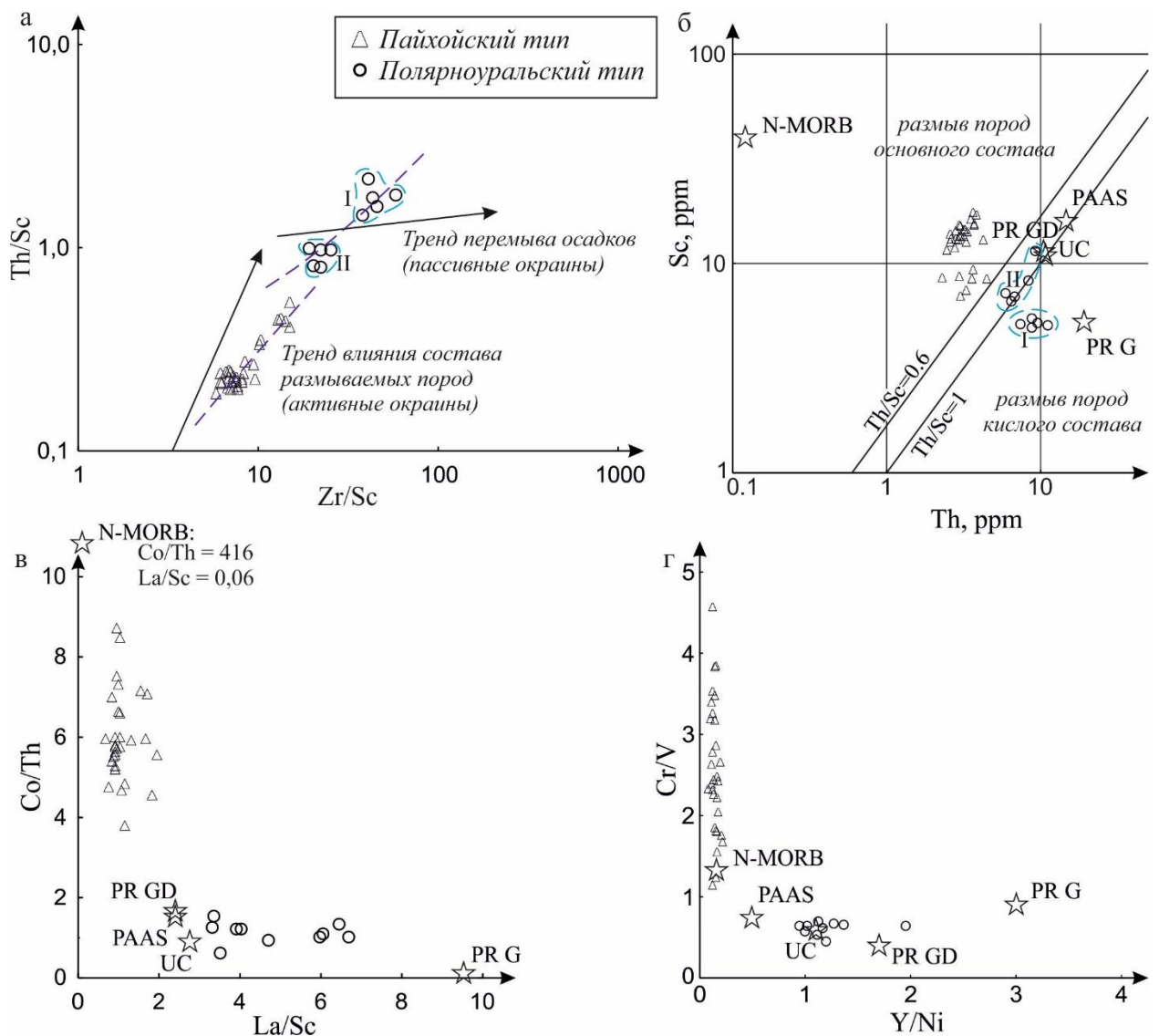


Рисунок 33. Диаграммы а) Th/Sc к Zr/Sc. Образованная каждым из типов линейная корреляция вынесена пунктирными линиями: для пайхойского типа  $Th/Sc = -0,004 + 0,0312 * (Zr/Sc)$ , для полярноуральского  $Th/Sc = 0,3 + 0,0314 * (Zr/Sc)$ . Обведенные кластеры (I и II) совпадают с указанными на рис. б) (диаграмма Sc-Th). (в) и (г). Диаграммы Co/Th-La/Sc и Cr/V-Y/Ni. PR G – протерозойские граниты, PR GD – протерозойские гранодиориты, UC – верхняя кора, PAAS – пост-архейский австралийский сланец, N-MORB - базальты срединноокеанических хребтов (McLennan et al., 1993, 2003).

Также связь разброса точек на этих диаграммах с содержанием обломков магматических пород согласуется с пониженным содержанием лантаноидов и пониженной Gd-аномалией, наблюдаемыми для обогащенных Sc песчаников.

Существуют различия в целом для пайхойского и полярноуральского типов в абсолютных значениях Th/Sc и Zr/Sc. Однако по описанным ниже соотношениям отмечается более резкие расхождения в составе.

### 7.3 Соотношения Co/Th и La/Sc, Cr/V и Y/Ni

Геохимическая схожесть пород пайхойского типа с породами основного состава, на которую указывают содержания Sc и Th, ещё сильнее выражается в различных значениях соотношений Co/Th и La/Sc, Cr/V и Y/Ni (рис.33в и г). Состав пород полярноуральского типа схож со средним составом верхней коры, особенно по соотношению Cr/V и Y/Ni. Пайхойские песчаники близки к базитам-ультрабазитам. Высокие содержания хрома в них согласуются с нахождением хромитовых зерен в тяжелой фракции.

Высокие значения Cr/V ранее (Назаров, 1995) интерпретировались в качестве следа влияния офиолитов Полярного Урала, расположенных восточнее. Такое интерпретирование было связано с представлениями о Пай-Хое как об отдельной структуре без океанической коры, вовлеченной в складчатость, и не как части Уральской системы. Однако такое предположение противоречит отсутствию пород офиолитовой ассоциации в источнике обломочного материала для песчаников полярноуральского типа ( $Cr/V=(0,6\pm 0,07)ppm$ ,  $Y/Ni=(1,2\pm 0,3)ppm$ ).

Наблюдается контрастное различие составов пород выделенных типов, отсутствие песчаников с переходными значениями.

### 7.4 Состав аргиллитов

Аргиллиты, ассоциирующие с исследуемыми песчаниками, также имеют некоторые различия в составе: по соотношению Th/U и Th в пайхойских аргиллитах устанавливается несколько большее влияние магматических пород мантийного деплетированного происхождения (рис.34). В характере распределения лантаноидов отмечают значительно меньшие различия, чем у песчаников. Можно сделать предположение о едином бассейне осадконакопления для всех исследуемых аргиллитов.

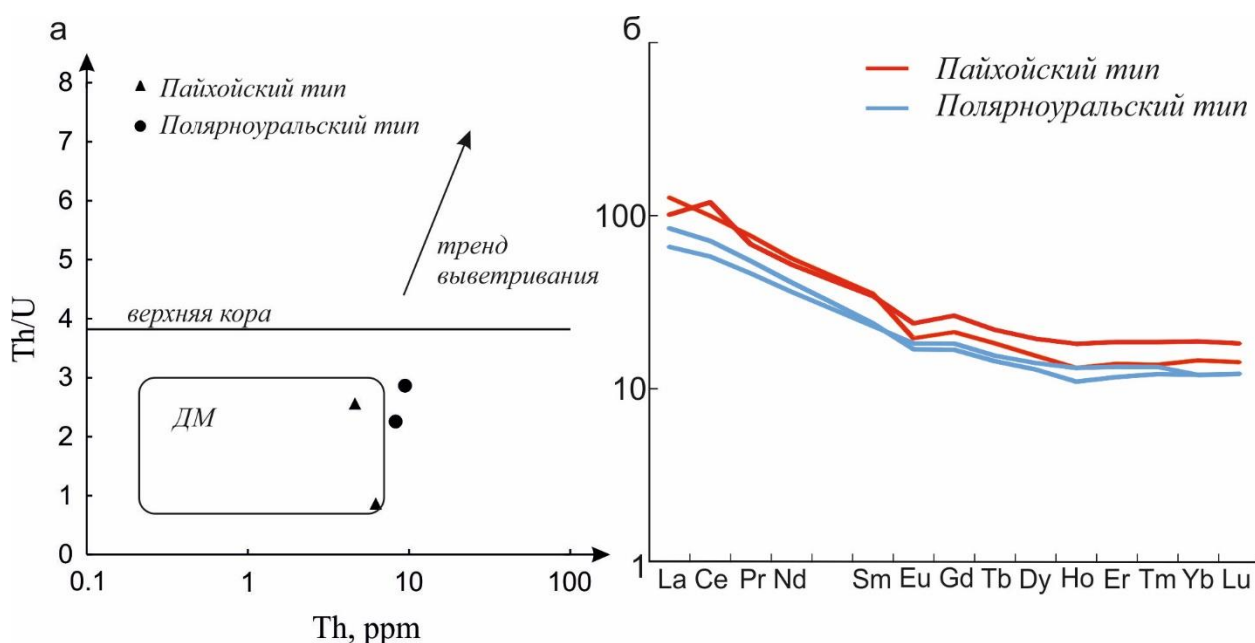


Рисунок 34. а) Диаграмма Th/U, U: ДМ – источники, связанные с магматизмом деплетированной мантии (McLennan et al., 1993). б) распределение лантаноидов в исследуемых аргиллитах.

### 7.5 Факторный анализ

Для рассматриваемой выборки песчаников и аргиллитов был выполнен факторный анализ методом главных компонент. Характер распределения значений содержаний анализируемых элементов определялся по значениям коэффициента асимметрии ( $K_a$ ) и коэффициента эксцесса ( $K_e$ , распределение логнормальное при  $|K_a| > 3$  и  $|K_e| > 3$ ) в совокупности с сравнением вида гистограммы распределения и графикам квантиль-квантиль. Среди определяемых элементов нормальным является распределение Si, Ti, Fe, Mg, Na, P, Sc, V, Cr, Co, Ni, Y, значения остальных элементов были прологарифмированы по основанию 10. По гистограммам распределения наблюдается бимодальное распределение большей части анализируемых элементов: для Si, Ti, Mn, Mg, Ca, V, Cr, Rb, Nb, Ta, Th, PЗЭ за исключением Tm и Yb. Это согласуется с выделением двух различных типов песчаников по другим критериям.

При попытке рассчитать структуры факторов и факторные нагрузки для всех 40 элементов число обусловленности линейного оператора, которому соответствует корреляционная матрица, оказалось слишком высоко, оператор, таким образом, плохо обусловлен (ill conditioned). Это означает, что некоторые переменные ведут себя настолько схоже, что их корреляционные связи проявлены слишком сильно, чтобы можно было достаточно точно охарактеризовать корреляционные связи других переменных (химических элементов). Это выражалось и в структуре факторов: большое количество лантаноидов обладало практически одинаковыми факторными нагрузками.

Для того, чтобы уменьшить количество переменных, но при этом не изменить картину их распределения, значения лантаноидов с La по Sm, а также с Gd по Er (Tm и Yb, судя по гистограммам распределения обладают не в такой мере схожими распределениями) были заменены суммами этих элементов. Это понизило число обусловленности, и определитель корреляционной матрицы стал определенным.

По положению «подножия» на графике каменистой осыпи для рассматриваемой выборки определяющими являются три фактора:

$$I_{47\%} = \frac{+Cr_{82}Mg_{71}Ca_{68}ppp_{53}Fe_{46}V_{44}Ni_{42}Sc_{37}Sr_{34}}{-Th_{97}Nb_{97}Ta_{97}\Sigma(LaSm)_{95}Hf_{92}Zr_{89}Rb_{89}Tm_{86}\Sigma(GdEr)_{83}Y_{82}Yb_{82}K_{80}Lu_{78}Eu_{76}U_{67}Si_{44}Al_{43}P_{34}}$$

$$II_{18\%} = \frac{+V_{79}Sc_{77}Ti_{71}Fe_{70}Ni_{70}Co_{65}Al_{52}Mg_{44}Lu_{40}Yb_{40}ppp_{39}Tm_{37}\Sigma(LaSm)_{31}}{-Si_{59}Sr_{50}Na_{44}Ca_{33}}$$

$$\text{III}_{9\%} \frac{+\text{Ni}_{36}\text{Si}_{48}\text{Co}_{53}}{-\text{Na}_{58}\text{Ti}_{55}\text{Al}_{49}\text{Mg}_{44}\text{Fe}_{35}\text{P}_{31}}$$

Fe – в пересчете на  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\sum(\text{LaSm}) = \text{La} + \text{Ce} + \text{Pr} + \text{Nd} + \text{Sm}$ ,  $\sum(\text{GdEr}) = \text{Gd} + \text{Tb} + \text{Dy} + \text{Ho} + \text{Er}$ .

В структуре первого фактора положительными нагрузками обладают элементы, характерные для основных-ультраосновных пород, с отрицательными – элементы, характерные для кислых, в меньшей степени средних. По значениям этого фактора уверенно различаются песчаники полярноуральского и пайхойского типов, что вероятно отражает различия в составе пород провинции размыва, геохимические характеристики которых были унаследованы исследуемыми песчаниками. Для аргиллитов закономерны повышенные значения первого фактора, поскольку элементы с положительными нагрузками часто накапливаются в виде примесей в глинистых минералах.

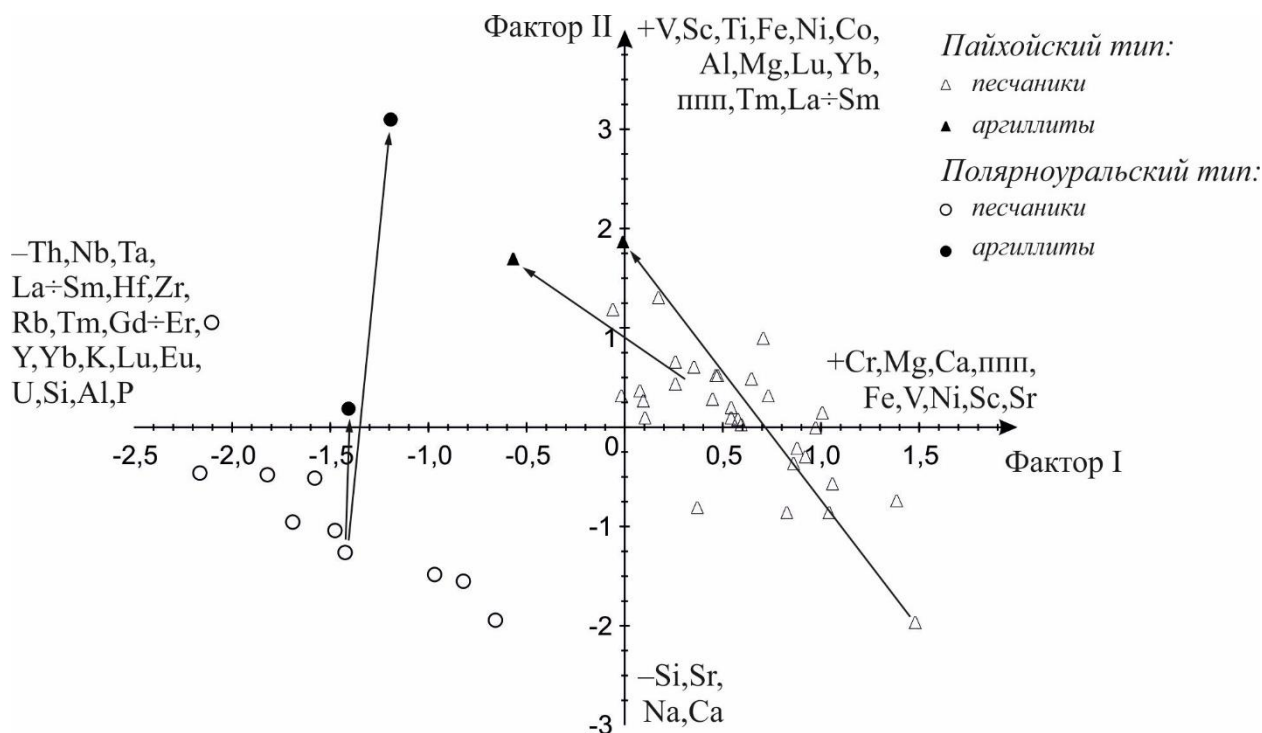


Рисунок 35. Диаграмма значений I и II факторов для исследуемых песчаников и аргиллитов. Стрелками соединены точки состава песчаников с точками аргиллитов соответствующих стратиграфических уровней (выбраны те же точки, что и на рис.31).

Второй фактор интерпретируется для песчаников в качестве показателя содержания обломков основных-средних магматических пород. Это соотносится с результатами петрографических исследований: в песчаниках полярноуральского типа их содержание редко достигает 7%, обычно составляя 1-5% от обломочной части и меньше, тогда как в песчаниках пайхойского типа они слагают от 10% обломочной части.



Таким образом для исследуемых песчаников и аргиллитов устанавливаются резкие различия в геохимических характеристиках, вызванные в большей степени различием состава пород питающей провинции, чем содержанием обломков магматических пород.

## **8 Минералогический состав тяжелой фракции**

Их нижнепермских отложений зоны сочленения Полярного Урала и Пай-Хоя были отобраны 9 протолочных проб песчаников объемом от 2 до 5 кг. Две пробы (6067/4 и 6500/4) отобраны из отложений, наиболее уверенно относимых к Байдарацкому аллохтону (южнее р. Ямбуяха) (кечпельская свита), все песчаники в этом районе относятся к полярноуральскому типу. Три пробы отобраны из отложений, при картировании относимых к кечпельской свите, но по петрографическим и геохимическим характеристикам относящиеся к пайхойскому типу, севернее р. Ямбуяха: две (6087/4 и 9188/1) на северо-востоке (междуречье рек Нгавальяха и Салабэяха) и одна (9036/6) на севере рассматриваемой территории (в нижнем течении р. Пэкоцяяха). Четыре пробы (6111/1, 8047/4, 9147/6, 9151/3) отобраны из песчаников пайхойского типа тарханской и сатосинской свит Пай-Хоя на северо-западе рассматриваемой территории (междуречье рек Лабияха и Пэкоцяяха) (рис.1).

В Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ отобранные пробы были раздроблены, затем из них выделена тяжелая фракция, из которой были выделена монофракция циркона, после чего проведен её полный полуколичественный минералогический анализ (табл. #). Из первоначального объема пробы на выделение тяжелой фракции было взято 1200-1350 г, вес выделенной тяжелой фракции составил от 0,03 до 0,69 г. По соотношению веса тяжелой фракции и веса навески, из которой он был выделен, был посчитан выход тяжелой фракции, который составил 0,23% и 0,61% для песчаников полярноуральского типа и от 0,64 до 5,7% для пайхойского. Значения содержаний минералов и обломков пород тяжелой фракции, определенные в лаборатории в массовых процентах от тяжелой фракции, были для некоторых определяемых компонентов пересчитаны с учетом выхода тяжелой фракции на содержание в породе. Это позволило более точно сравнить содержания некоторых минералов в пробах.

Тяжелая фракция каждой пробы разделена по магнитности. Немагнитная и электромагнитная фракция разделены по крупности на три класса: первый – 0,5-0,315 мм (среднезернистая), второй – 0,315-0,16 мм (средне-мелкозернистая), и третий – меньше 0,16 мм (мелко-тонкозернистая размерность по (Систематика и классификации..., 1998)). В тяжелой фракции всех исследуемых песчаников преобладает третий класс (53-95% для пайхойского типа, 56-77% для полярноуральского), меньше содержание зерен второго класса (4-30% для пайхойского, 19-41% для полярноуральского), отсутствует или мало представлен первый класс (0-17% для пайхойского, 3% для пайхойского). Последний почти всегда представлен обломками пород с вкрапленностью пирита или зернами пирита, являющимися, вероятно, вторичными (см. ниже).

название минерала/хим. элемента	породы ПФ	номер пробы	пайхойский тип							ПУ	
			6087/4	6111/1	8047/4	9036/6	9147/6	9151/3	9188/1	6067/4	6500/4
выход тяжелой фракции (%)			5,7	0,64	1,8	2,7	3,1	1,8	0,9	0,23	0,61
муассанит	b,(a),(m), космоген.	%т/фр									0,3
пирит	a,b,s	%т/фр	46,2	0,9	1,7	0,3	10,6	3,4	10,7	4,4	1,1
		%пор	2,63	0,01	0,03	0,01	0,33	0,06	0,1	0,01	0,007
обломки породы с вкрапленностью пирита		%т/фр	44,5	3,1	р.з.	1,9	40	3,4	18,2	4,2	17,9
		%пор	2,54	0,02		0,05	1,24	0,06	0,16	0,01	0,109
халькопирит		%т/фр		ед.з.	р.з.						0,7
сфалерит				р.з.							р.з.
гематит	m,a(кислые и щелочные)	%т/фр	р.з.						3,6	0,3	
гидроокислы Fe		%т/фр	0,7		1,6		23,4		0,3		
ильменит	b,a,m									ед.з.	
рутил	b,a,m	%т/фр		0,3	р.з.			р.з.			
анатаз	a,m,s	%т/фр	0,3	р.з.	2,6						
брукит	a, аутигенный в s	%т/фр									9,1
лейкоксен	b,s,m коры выветривания основных г.п.	%т/фр	1,3	10,5	9,1	19,8	р.з.	18,2	5,3	3	
		%пор	0,07	0,07	0,16	0,53		0,33	0,05	0,01	
хромшпинелид (хромиты)	b	%т/фр	1,3	70,6	74,6	49,2	25,4	36,4	7,3	9	
		%пор	0,07	0,45	1,34	1,33	0,79	0,66	0,07	0,02	
магнетит	b,(m),(a)	%т/фр	р.з.	2,2	0,9	1,9	0,3	0,7	р.з.	р.з.	ед.з.
циркон	a,(m),(b)	%т/фр	5,4	5,3	8,1	2,7	0,3	2	5,5	31,1	1,3
		%пор	0,31	0,03	0,15	0,07	0,01	0,04	0,05	0,07	0,008
мон.амфибол		%т/фр	ед.з.		р.з.						
альмандин	m,a	%т/фр	0,3	0,1	р.з.	5,6		ед.з.		ед.з.	
эпидот	m,(b)	%т/фр	ед.з.					ед.з.		ед.з.	
биотит	a,m	%т/фр		0,1	р.з.			ед.з.		р.з.	
хлорит	m,a(гидротерм)	%т/фр			р.з.	р.з.		р.з.	р.з.		р.з.
турмалин	a,m	%т/фр		0,1		р.з.		ед.з.	ед.з.	0,3	р.з.
апатит	a(кислые и щелочные), b(акцесс.),m,s	%т/фр	р.з.		р.з.		р.з.	р.з.	р.з.	р.з.	
барит	s,гидротерм.	%т/фр	р.з.		р.з.						
фосфат		%т/фр	р.з.	р.з.		1,3	р.з.	р.з.			
обломки пород		%т/фр		6,8	1,4	17,3		35,9	49,1	47,7	69,6
		%пор		0,04	0,03	0,47		0,65	0,44	0,11	0,425
TiO <sub>2</sub>		%пор	0,7	0,92	0,95	0,99	0,91	0,83	0,73	0,55	
		%пор(ср. для типа)	0,84±0,12							0,67±0,1	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		%пор	4,25	7,16	6,93	7,61	6,92	6,86	4,48	2,48	
		%пор(ср. для типа)	6,80±1,17							3,96±1,76	
Cr		ppm(пор)	261	339	497	254	177	359	307	24,2	
		ppm(пор)(ср. для типа)	278±85							33,9±6,8	

Таблица 2. Содержание минералов и обломков пород тяжелой фракции и содержания  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , Cr в исследуемых протолочных пробах и (для химических элементов) в среднем для пород данных типов. ПУ – полярноуральский тип. Породы ПФ – преобладающие породы провинции размыва (тип петрофонда): а – кислые и средние; b – основные и ультраосновные; m – метаморфические; s – осадочные (по Бергер, 1986). % т/фр массовый процент от тяжелой фракции, % пор. то же от всей породы (в пересчете на выход тяжелой фракции).

Песчаники *пайхойского* типа характеризуются большей по сравнению с песчаниками полярноуральского типа долей тяжелой фракции, а также более высокими содержаниями минералов, характерных для основных-ультраосновных магматических пород: хромиты, лейкоксен, магнетит (Бергер, 1986).

Среди песчаников данного типа выделяется две пробы, характеризующиеся значительно более низкими, чем остальные песчаники данного типа, содержаниями этих минералов, особенно хромитов. В этих пробах (6087/4 и 9188/1), отобранных на северо-востоке рассматриваемой территории (в междуречье рек Нгавальяха и Салабэяха), повышены по сравнению с другими песчаниками содержания зерен пирита и обломков пород с вкрапленностью пирита. Повышенные содержания пирита, а также обломков пород встречены и в одной пробе (9147/6) и с относительно высокими содержаниями хромитов (25,4% от тяжелой фракции). Можно предположить, что пирит, содержащийся в этих породах вторичный, это подтверждается распространенностью пиритизированных аргиллитов, а также петрографическими исследованиями аншлифа (рис.36), отобранного из аргиллита схожих отложений в 7 км восточнее места отбора пробы 6086/4. Также при петрографическом изучении пород отмечено большое количество новообразованного рудного материала.

Пробы песчаников пайхойского типа, отличающиеся низкими содержаниями хромитов, лейкоксена и магнетита, не отличаются от других песчаников этого типа валовыми содержаниями  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , Cr. Можно предположить, что большая часть этих элементов содержится в минералах, слагающих обломки пород, поскольку почти все (за исключением 0,5% в пробе 9188/1) такие зерна попадают в электромагнитную фракцию.

Редкие зерна барита, по-видимому, связаны с отложениями, аналогичными подстилаемыми девонскими и каменноугольными отложениями, содержащие прослой барита.

Состав тяжелой фракции песчаников *полярноуральского* типа отличаются большим количеством обломков пород в немагнитной фракции. Зерен хромитов и лейкоксена в пересчете на вес породы меньше, чем в пайхойском типе, или же они отсутствуют.

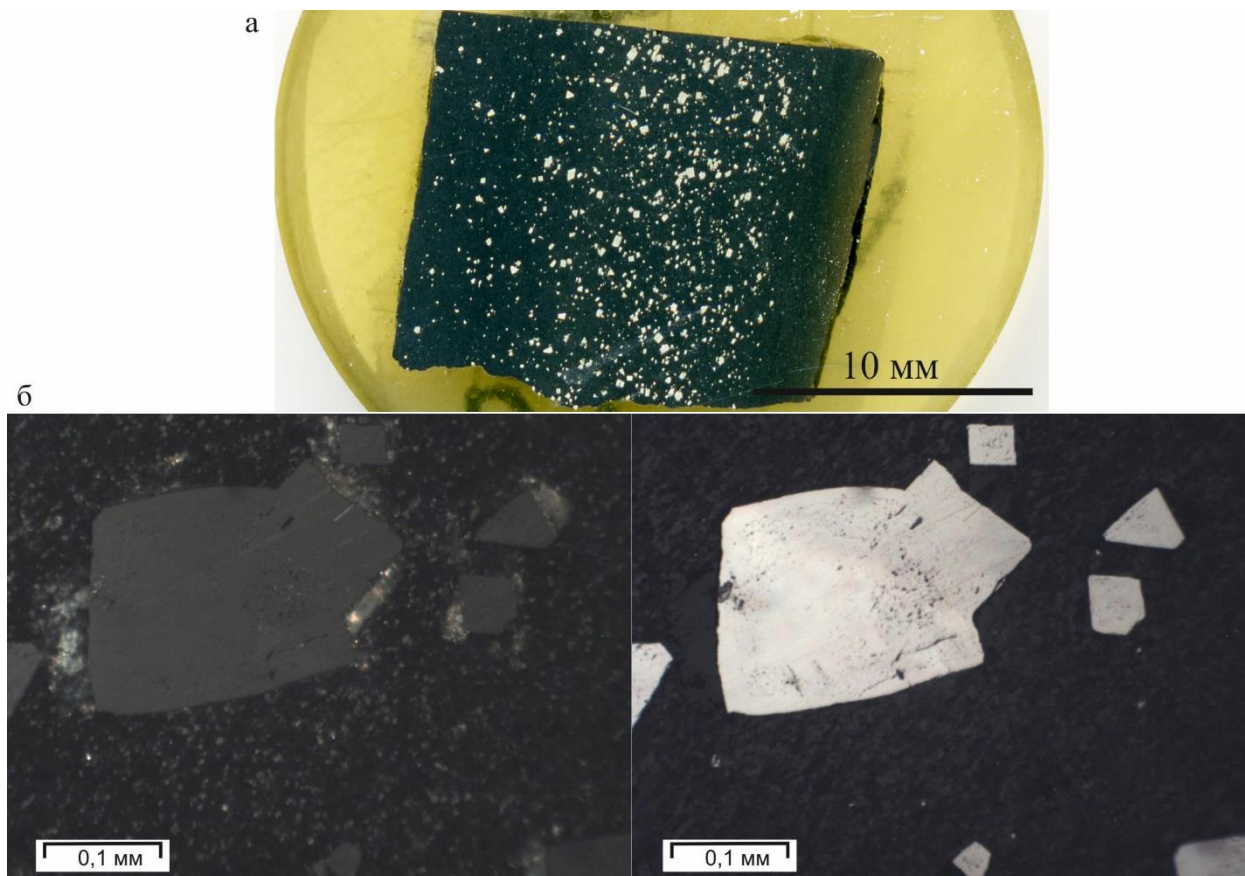


Рисунок 36. (а) Общий вид и (б) Фото аншлифа 6086/5 (слева с анализатором) в отраженном свете. Кристаллы пирита в алевритовом аргиллите. По взаимоотношениям с основной массой интерпретируется аутигенное происхождение пирита.

Во всех исследуемых песчаниках в составе тяжелой фракции присутствуют зерна минералов, характерных для кислых, в меньшей степени средних пород: турмалин, апатит, анатаз. Зерна хлорита и биотита, наиболее вероятно вторичны, поскольку большое количество аутигенных выделений хлорита, а также серицитовый материал, распространены в исследуемых песчаниках.

Таким образом, по составу тяжелой фракции в исследуемых песчаниках устанавливается влияние кислых (средних) пород в провинции размыва. Влияние основных (ультраосновных) пород больше проявлено для пайхойских песчаников, однако отмечаются следы их присутствия в провинции размыва и в песчаниках полярноуральского типа. Это не противоречит выводам, сделанным на основании петрографического изучения и данных о химическом составе.

## **9 Изотопно-геохронологические исследования**

Для 4 из 9 протолочных проб песчаников, отобранных из нижнепермских отложений зоны сочленения Полярного Урала и Пай-Хоя, были проведены изотопные исследования обломочных зерен циркона, выделенных из тяжелой фракции. Две пробы (6067/4 и 6500/4) были выбраны из песчаников полярноуральского типа, из отложений, наиболее уверенно относимых к Байдарацкому аллохтону (южнее реки Ямбуяха) (кечпельская свита), две пробы – из песчаников пайхойского типа на северо-западе рассматриваемой территории (в нижнем течении р. Лабияха): 6111/1 – из тарханской, 9151/3 – из сатосинской толщ Пай-Хоя.

Из каждой пробы были выбраны от 52 до 56 зерен циркона различного размера и морфологии. В Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ 50 зерен в каждой пробе были исследованы методом лазерной абляции (LA-ICP-MS), 14 зерен игольчатой формы в разных пробах, размер которых оказался слишком мал для исследований методом LA-ICP-MS были исследованы методом вторично-ионной масс-спектрометрии (установка SHRIMP-II). Было определено соотношение  $^{232}\text{Th}$  к  $^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}$  к  $^{206}\text{Pb}$ , а также проведены исследования на микроскопе с катодоллюминесцентной приставкой. Через данные отношения с использованием изотопных стандартов рассчитаны возраста исследуемых зерен. Из выборки рассматриваемых изотопных возрастов были исключены зерна, абсолютное значение дискордантности изотопного возраста для которых оказалась больше 30% (Gehrels, 2012, 2014). Зерен с дискордантостью менее 30% оказалось по 38 и 31 в пробах песчаников полярноуральского типа и по 24 и 20 в пробах песчаников пайхойского типа. С учетом результатов теста Холмогорова-Смирнова (K-S-тест) (табл.3), а также в контексте сравнения двух тектонических структур, 4 исследуемые пробы можно рассматривать в качестве двух, соответствующих выделенным типам пород (6111/1 & 9151/3 – пайхойский тип, 6500/4 & 6067/4 – полярноуральский).

Для исследуемых зерен по фотографиям в катодоллюминесцентном свечении определен их размер, по рисунку зональности определялось, является ли зерно циркона целым кристаллом или фрагментом большего кристалла. Для целых и практически целых кристаллов, представленных в зернах, определялся коэффициент удлинения.

Возраст самых молодых цирконов для исследуемых песчаников Пай-Хоя составляет (с вероятностью 95%, расчеты выполнены в Isoplot 3.75)  $296,67 \pm 7,3 - 36$  Ma, для песчаников Байдарацкого аллохтона (Полярного Урала) –  $306,25 \pm 6,7 - 80$  Ma. С учетом точности определения возраста зерен (для пайхойского типа  $294 \pm 5$ ,  $312 \pm 12$ , для полярноуральского  $308 \pm 37$ ,  $309 \pm 2$ ) возраст самых молодых цирконов можно рассматривать в качестве одинакового.

Таблица 3. Значения результатов K-S теста для исследуемых песчаников.

Для расчетов схожести выборок возрастов были использованы все полученные данные вне зависимости от степени дискордантности

	6111/1	9151/3	6500/4	6067/4	6111/1 & 9151/3	6500/4 & 6067/4
6111/1		0,78			1,00	
9151/3	0,78				1,00	
6500/4				0,49		0,98
6067/4			0,49			0,97
6111/1 & 9151/3	1,00	1,00				
6500/4 & 6067/4			0,98	0,97		

В распределении возрастов цирконов исследуемых пород выделяются две основных группы (на рис.37б и г, разделены линией 1): позднерифейско-ордовикского и ордовикско-пермского возраста. Первая соответствует интервалу 697-483 Ма в пайхойском типе, 699-477 Ма в полярноуральском, (здесь и далее расчет возраста самого молодого циркона из подвыборки выполнен в Isoplot 3.75, самого древнего – выполнен сложением возраста и ошибки определения), вторая – 443-297, 484-306 Ма для пайхойского и полярноуральского типов соответственно.

Зерна цирконов *силурийско-пермских* возрастов в песчаниках полярноуральского типа присутствуют в подчиненном количестве, в песчаниках пайхойского – преобладают. Обладают четкой магматической зональностью и элементами секториальности, редко слабым катодолюминесцентным свечением, коэффициент удлинения ( $K_y$ ) изменяется от 1,1 до 2,43, в среднем  $1,67 \pm 0,33$ . Целые зерна имеют размер от 0,05 до 0,1 мм, обломки – от 0,06 до 0,135 мм. В структуре распределения возрастов по кривой относительной вероятности отмечаются схожие черты: максимум на границе силура и девона (на рис.37б и г отмечен линией 2) проявлен в обеих пробах, для пайхойского типа выражен слабо, для полярноуральского типа выражается гораздо более заметно, в основном по значительно более низкому количеству зерен с возрастом 425-350 Ма. Минимум кривой относительной вероятности пайхойского типа, соответствующий возрасту 335-340 Ма (на рис.37б и г отмечен линией 3), выражается в сильно выраженном перегибе кривой относительной вероятности для песчаников полярноуральского типа. Минимум кривой относительной вероятности для полярноуральского типа, соответствующий возрасту 320 Ма (на рис.37б и г отмечен линией 4), выражается в перегибе кривой для пайхойского типа. Для более молодых цирконов таких соответствий не удастся установить, по-видимому, по причине малого количества зерен с таким возрастом.

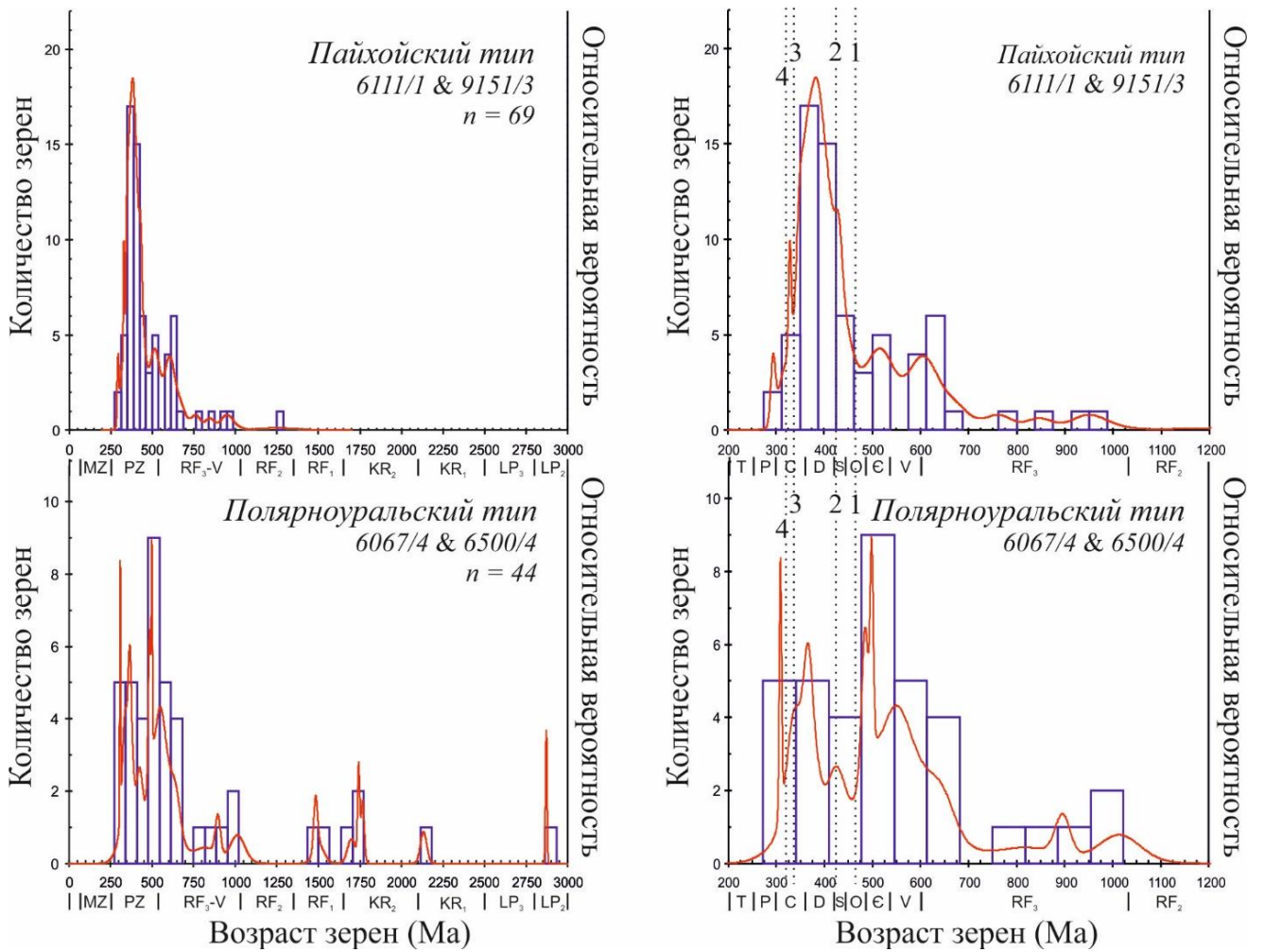


Рисунок 37. Гистограммы распределения с кривыми относительной вероятности для исследуемых песчаников. Построения выполнены в Isoplot 3.75.

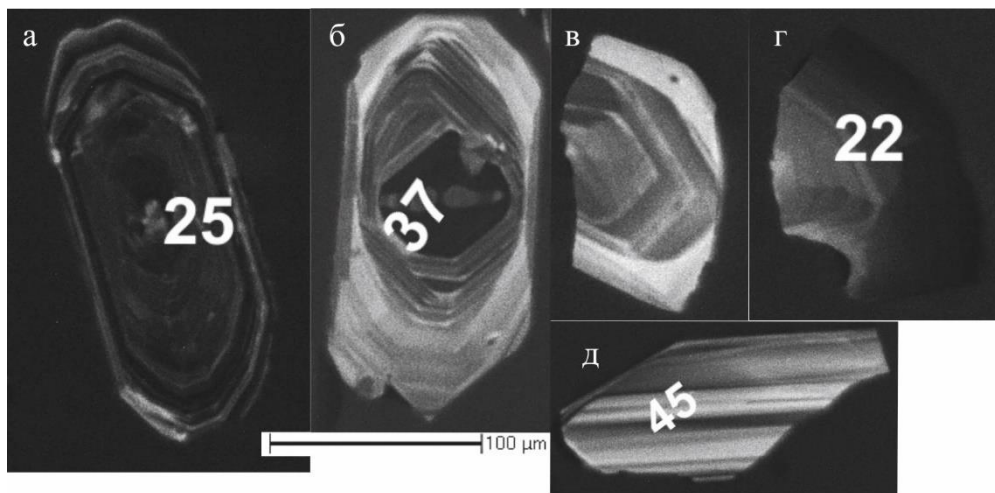


Рисунок 38. Зерна циркона в катодолуминесцентном свечении. Кристаллы (а и б) и их обломки (в, г и д) обладают магматической зональностью и (а и б) элементами секториальности, (в) секториальностью, (г) слабым свечением (фото Балашовой Ю.С.).



*Позднерифейско-ордовикская группа* представлена цирконами с магматической зональностью и элементами секториальности (рис.38). В песчаниках пайхойского типа представлена кристаллами размером от 0,06 до 0,09 мм с  $K_y$  от 1,3 до 2,6, и обломками более крупных кристаллов размером от 0,05 до 0,09 мм. В пробах полярноуральского типа целых кристаллов меньше, они имеют размер от 0,06 до 0,10 и  $K_y$  от 1,2 до 2,0, обломки размером от 0,06 до 0,12 мм, почти половина зерен обладает слабым катодоллюминесцентным свечением. По распределению возрастов данные зерна разбиваются на две подгруппы – для песчаников полярноуральского типа по кривой относительной вероятности, пайхойского типа также и по гистограмме распределения. Более древняя подгруппа (приблизительно 690-530 Ма) по-видимому связана с породами доуральского (байкальского) основания. Позднекембрийский максимум возрастов (более молодая подгруппа), четко проявляющийся на кривой относительной вероятности для полярноуральского типа, вероятно, связан с рифтогенными образованиями основания уралид Пай-Хоя и Полярного Урала.

Позднерифейские зерна с возрастом 1072-791 Ма образуют скопления 4-5 зерен близкого возраста в обеих пробах, это цирконы с магматической (осциллярной) зональностью и элементами секториальности. В пробах пайхойского типа это целые или почти целые зерна размером 0,06-0,07 мм с  $K_y$  2,3-2,6, в пробах полярноуральского типа – целые, почти целые зерна размером порядка 0,06 мм с  $K_y=1,5\div 2,1$ , а также обломки значительно более крупных цирконов.

Зерна старше 1400 Ма образуют скопления по 2-3 зерна только в пробах песчаников полярноуральского на уровне нижнего рифея-позднего карелия, присутствуют единичные древнее. Эти зерна обладают магматической зональностью, иногда проявленной слабо, большая часть обладает элементами секториальности, некоторые обладают слабым катодоллюминесцентным свечением. Целые и почти целые кристаллы возрастом до 1777 Ма обладают размером от 0,05 до 0,07 мм,  $K_y=1,6\div 2,1$ , обломки кристаллов – 0,08 и 0,12 мм. Зерно с возрастом  $2132\pm 19$  Ма обломок со слабо проявленной магматической зональностью размером 0,05 мм, целый кристалл возрастом  $2870\pm 4$  размером 0,07 мм обладает  $K_y=1,2$ , слабым катодоллюминесцентным свечением магматической зональностью и элементами секториальности.

Таким образом, для всех исследуемых песчаников устанавливается влияние источников рифейско-кембрийского и ордовикско-пермского возрастов. Первый, связанный с породами доуральского основания и с рифтогенными образованиями основания уралид, представлен в песчаниках одинаковым количеством зерен, однако в песчаники пайхойского типа попали меньшие по размеру кристаллы и их обломки. Второй,

связанный с магматическими источниками Уральского океана проявлен сильнее в петрофонде песчаников пайхойского типа.

## **10 Состав питающей провинции**

Поскольку все исследуемые песчаники характеризуются незрелым составом обломочной фракции и относятся к полевошпатовым грауваккам с невысокими содержаниями кварца, их состав отражает составы материнских пород (Шванов, 1987). Такой же вывод следует из низкой величины отношения  $Zr/Sc$  и расположения фигуративных точек проанализированных образцов вдоль тренда влияния состава размываемых пород на диаграмме  $Th/Sc - Zr/Sc$  (McLennan et al., 1993, 2003).

### **10.1 Источники обломочного материала**

Для всех исследуемых песчаников устанавливается широкое распространение в петрофонде кремнистых отложений, андезитов, базальтов и средних-кислых эффузивных и гипабиссальных магматических пород. В песчаниках пайхойского типа отмечается большее содержание обломков магматических пород, преимущественно базальтов и андезибазальтов; в песчаниках полярноуральского типа они содержатся в незначительных количествах (до 7%). Состав обломков, а также интерпретация тектонических обстановок по методу Гацци-Дикинсона указывают на формирование исследуемых песчаников под влиянием размыва островных дуг.

Геохимические характеристики (характер распределения лантаноидов, соотношения  $Sc$  и  $Th$ ,  $Co/Th$  и  $La/Sc$ ,  $Cr/V$  и  $Y/Ni$ ) песчаников пайхойского типа указывают на наличие магматических образований ультраосновного-основного состава в области размыва. В песчаниках полярноуральского типа устанавливается влияние более кислых магматических пород. По соотношению  $Th/U$  и  $U$  в глинистых породах из отложений пайхойского типа устанавливается влияние деплетированных мантийных источников в области размыва, однако значения  $Th/U$  и  $U$  в аргиллитах полярноуральского типа также близки к полю значений деплетированных мантийных источников.

Турбидитовые отложения, из которых были отобраны исследуемые песчаники, формировались под влиянием приближающегося со стороны океана коллизионного орогена. На это указывает общая геодинамическая обстановка, поскольку практически одновременно с образованием исследуемых турбидитов начинает формироваться Предуральский краевой прогиб (Зархидзе и др., 2017б). Это подкрепляется измерениями ориентировок индикаторов палеотечений (Салдин, Червяков, 2016) в пайхойских отложениях, которые указывают на то, что обломочный материал поступал преимущественно с севера со стороны коллизионного орогена.

По распределению возрастов цирконов выделяется два наиболее ярко проявленных кластера: позднерифейско-раннекембрийский и позднеордовикско-каменноугольный. Первый по времени совпадает с формированием тиманид и с рифтогенезом, связанным с

раскрытием Уральского океана. Второй частично совпадает с островодужным вулканизмом Уральского океана в более южных частях.

#### *10.1.1 Образования Уральского океана*

В распределении возрастов обломочных цирконов наиболее ярко выделяется позднеордовикско-каменноугольный (раннепермский) кластер, который связывается с предполагаемым размывом островодужных образований северных сегментов Уральского океана. Большое количество зерен обломочных цирконов этого возраста содержится в песчаниках пайхойского типа. По составу обломков и геохимическим характеристикам в этих песчаниках устанавливается сильное влияние основных, в меньшей степени кислых магматических горных пород. С андезибазальтовым составом большей части обломочных зерен хорошо соотносится их предполагаемое островодужное происхождение.

Таким образом, в петрофонде исследуемых песчаников предполагаются островодужные образования силура – карбона. Вместе с островодужными магматическими породами источником обломочного материала послужили и другие образования коры океанического типа, о чем свидетельствуют зерна хромитов в обломочной части.

Большая часть кремнистых пород, слагающих большую часть обломочной части исследуемых песчаников, очевидно, также отвечает батинальным образованиям Уральского океана.

#### *10.1.2 Рифтогенные образования уралид. Образования тиманид.*

Среди обломочных цирконов в исследуемых песчаниках также выделяется кластер позднерифейско-кембрийского возраста. По возрасту эти цирконы соответствуют доуральским островодужным образованиям и рифтогенным образованиям этапа раскрытия северного сегмента Уральского океана (или задугового бассейна). В исследуемых песчаниках встречаются обломки магматических пород базальтового и риолитового облика, поэтому цирконы этого возраста можно связать с базальт-риолитовым магматизмом основания уралид. Часть андезитов, базальтов и кислых-средних эффузивных магматических пород, вероятно, происходит из островодужных образований тиманид. Кремнистые породы также развиты в отложениях доуральского структурного этажа и могли внести вклад в обломочную часть рассматриваемых песчаников.

#### 10.2 Различия питающей провинции песчаников выделяемых типов

В петрофонде песчаников пайхойского типа сравнительно меньше проявлены доуральские образования и рифтогенные образования уралид, значительно сильнее – островодужные образования силурийско-каменноугольного возраста.

Все песчаники, отобранные из отложений, относимых к кечьпельской свите, обладают особенностями полярноуральского типа; отобранные из отложений, относимых к

тарханской и сатосинской толщам - к пайхойскому. Таким образом, песчаники полярноуральского типа характеризуют ассельско-артинскую (?) часть отложений Полярного Урала (кечьпельская свита), а пайхойского – артинскую часть отложений Пай-Хоя (тарханская и сатосинская толщи).

Это позволяет предположить следующую модель формирования песчаников выделяемых типов: в ассельское время в состав коллизионного орогена вошли преимущественно батильные образования, также образование турбидитов происходило под влиянием доуральских образований, возможно блоков, обнажающихся в основании Байдарацкого и оченырдского аллохтонов.

При закрытии пайхойского сегмента на эрозионный срез были выведены также и магматические породы океанической коры. Древние блоки земной коры не оказали не такое значительное, бассейн был больше по площади, поскольку отложения конусов выноса (тарханская и сатосинская толщи) подстилаются дистальными отложениями границы конуса выноса и равнины бассейна (пэтаркинская свита).

## Выводы

1. В рамках данной работы показано, что песчаники нижнепермских терригенных отложений зоны сочленения Полярного Урала и Пай-Хоя можно рассматривать в составе двух типов полевошпатовых и кварцевых граувакк (по классификации В. Н. Шванова (Шванов, 1987)), которые характеризуются пространственной приуроченностью:

- песчаники пайхойского типа повсеместно распространены в пределах юго-востока Карской впадины (тарханской и сатосинской толщах). По классификации В. Н. Шванова (Шванов, 1987) это полимиктовые и петрокластические, редко кремневые разновидности граувакк. Главное отличие от полярноуральского типа заключается в содержании обломков магматических пород (до 20-30%, не менее 10%), которое выражается в геохимических характеристиках (характер распределения лантаноидов, соотношения Sc и Th, Co/Th и La/Sc, Cr/V и Y/Ni) и в составе тяжелой фракции (хромиты, лейкоксен, магнетит, анатаз).

- песчаники полярноуральского типа повсеместно распространены в отложениях Байдарцкого аллохтона (кечпельской свите). По классификации В. Н. Шванова (Шванов, 1987) это всегда кремнистые разновидности граувакк. От 30 до 50% слагают обломки кремнистых пород. Это отражается и в геохимических характеристиках, по которым породы данного типа близки к кислым породам.

Различия данных типов контрастны, переходные разновидности отсутствуют. В зоне предполагаемого сочленения Байдарцкого аллохтона и Карской впадины наблюдается песчаники обоих типов, что отражает сложное тектоническое строение региона.

2. Исследования, проведенные в рамках данной работы, позволили уточнить состав питающей провинции. Помимо бативальных кремнистых отложений, это эффузивные и субвулканические магматические породы основного-среднего и кислого составов. Вероятно, это преимущественно островодужные, что соотносится с результатами исследований методом Гацци-Дикинсона, а также рифтовые магматические образования.

3. По возрасту обломочных цирконов и с учетом геодинамической позиции исследуемых отложений предполагается, что влияние островодужной системы силурийско-каменноугольного возраста, заложенной на океанической коре ордовикского возраста, в большей степени проявлено в отложениях пайхойского типа. Вероятно, это образования Байдарцкой островной дуги, предполагаемое Шишкин и др., 2012. Также устанавливается влияние рифтогенных образований, связанных с раскрытием Уральского океана, и островодужных образований тиманид, больше проявленное в отложениях полярноуральского типа.

## Список литературы

### Опубликованная

- Беляев А. А. Литология верхнего девона и карбона сланцевой зоны Пай-Хоя. (Дисс. к. г.-м. н.). М.: МГУ, 1987, 223 с.
- Беляев А. А., Иевлев А. А., Юдин В. В., Овнатанова Н. С. Термальный эпигенез палеозойских отложений Пай-Хоя. // Сер. препринтов “Научные доклады Коми науч.центра УрО АН СССР”. Сыктывкар, 1989. №.224. 24 с.
- Бергер М. Г. Терригенная минералогия. — М.: Недра, 1986, 227 с.
- Богословская М. Ф., Школин А. А. Аммоноидеи // Биота востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми. – М.: ГЕОС, 1998. С. 147–155.
- Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Сов. геология, 1945. №6. С. 27-44.
- Волков С. Н. О взаимоотношении Урала, Пай-Хоя и Таймыра // Материалы по региональной тектонике СССР. М. 1984, С. 5-12.
- Воронов А. В. Аммоноидеи нижней перми Урала и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дис. – Екатеринбург: АОТ «Полиграфист», 1995, 13 с.
- Кирмасов А. Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011, 368 с.
- Корень Т. Н., Енокян В. С. Силурийские и нижнедевонские отложения северо-западной части Югорского полуострова // Уч. зап. НИИГА. Палеонт. и стратигр., 1970. № 30. С. 5-25.
- Мазарович А. Н. Основы геологии СССР, ОНТИ, М., 1938., 480 с.
- Маслов М. А., Костюкова Л. А. Магматические формации севера Урала и Пай-Хоя. – Воркута: ГУТФИ РК, ВО КРГФ, 1977, 548 с.
- Микляев А. С., Пухонто С. К., Афанасьева Т. А. Легенда Госгеолкарты-200 Вайгачско-Пайхойской серии листов (издание второе). Отчет по объекту: «Подготовка материалов к легенде Ново-Земельской серии листов Госгеолкарты-200». 1999 г. 78 с. Комигеолфонд. Актуализация. отв. исп. М.А. Шишкин, Санкт-Петербург, 2008.
- Мизенс Г. А. Верхнепалеозойский флиш Западного склона Урала. Екатеринбург: Уро РАН, 1997, 240 с.
- Моргунова А. А., Соболева А. А. Реликты корневой части позднепермской примитивной островной дуги на севере поднятия Енганепэ (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2007. № 12. С.13-18.
- Назаров М. А. Геохимическое свидетельство крупных ударных событий в геологической истории Земли. М. : Ин-т геохимии и аналитической химии Росс. АН. 1995. 45 с. (Дисс. в виде научного доклада на соиск. учен. степ. докт. г.-м. н.).

Зархидзе Д. В., Малых О. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы R-41-XXXV, XXXVI (хр. Оченырды). М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017а.

Зархидзе Д. В., Пискун П. П., Красножен А. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Вайгачско-Пайхойская. Листы R-41-XXVIII, XXIX (Усть-Кара). – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017б.

Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы: Пер. с англ. М.: Недра, 1981, 751 с.

Петров С. Ю., Коннов А. Г., Червяков Р. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 2 00 000 (второе поколение). Серия Полярно-Уральская. Лист R-42-XXV, XXVI – Яры. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018 (в издании).

Платонов М. В., Тугарова М. А. Петрография обломочных и карбонатных пород: Учебно-методическое пособие. СПб, 2004, 72 с.

Половинкина Ю. И., Егорова Е. Н., Анисеева Н. Ф. Структуры горных пород. Том I. Магматические породы. Государственное издательство геологической литературы, Москва-Ленинград, 1948, 203 с.

Половинкина Ю. И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М.:Недра, 1966, 424 с.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010, 280 с.

Ремизов Д. Н. Островодужная система Полярного Урала. Петрология и эволюция глубинных зон: монография / Д.Н. Ремизов. - Екатеринбург : УрО РАН, 2004, 221 с.

Рогов В. С., Галицкая Э. И., Давыдов В. И. и др. Новые данные по стратиграфии марганценосных отложений перми и карбона Пай-Хоя. // Сов. Геология, 1988. № 7. С. 51-61.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах, Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы. Ленинград, 1961, 778 с.

Салдин В. А. Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Сыктывкар, 1996.

Салдин В. А., Червяков Р. В. Ориентировка подошвенных знаков в нижнепермских песчаниках на востоке Карской впадины. Доклад на 11 Уральском литологическом



совещании «Осадочные комплексы Урала и прилежащих регионов и их минералогия», Екатеринбург, 2016.

Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 131 с.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) // Материалы IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания. Екатеринбург, 1993.

Тейлор С. Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора – её состав и эволюция. МИР, Москва, 1988. 384 с.

Тектоническая карта Печорской плиты В.А.Дедеев, В.В.Юдин, В.И.Богацкий и др. // Сер. препринтов "Науч. докл." АН СССР, Коми фил.; Вып. 142. Сыктывкар, 1985. 12 с.

Устрицкий В. И. К вопросу о северном продолжении Урала // ДАН СССР. 1956. Т. 110, N 3. С. 437—439.

Хабаков А. В. Геологическое строение карского побережья северо-восточного Пай-Хоя // Труды ГГУ Главсевморпути. 1945а, Вып. 20.54 с.

Хаин Е. В., Бибилова Е. Б., Дегтярев К. Е. и др. Палеоазиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое: новые изотопно-геохронологические данные // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. СПб.: Тема, 1999. С.175-181.

Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая, 1948. № 5. С.121-134.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ, статья 1 // Академик Шатский. Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 369–425 (Перепечатка статьи из Изв. АН СССР. Сер. геол. № 1. 1946).

Шацилло А.В. Взаимодействие Сибири и Балтики на финальном этапе амальгамации евразийской части Пангеи // Физика Земли, 2015. № 2. С. 150–164.

Шванов В. Н., Фролов В. Т., Сергеева Э. И. и др. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. — СПб.: Недра, 1998, 352 с.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., 1948, 416 с.

Шишкин М. А. и др. Легенда Полярно-Уральской Госгеокарты-200 (издание второе)/ Отчет по объекту «Актуализация легенды Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (издание второе)», ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург. 2009.

Шишкин М. А., Астапов А. П., Кабатов Н. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 — Воркута. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.

Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (издание второе). Лист Q-41-XI. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.

Шишкин М. А., Шкарубо С. И., Молчанова Е. В., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 383 с.

Шишкин М. А., Файбусович Я. Э., Шкарубо С. И., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист R-42 – п-ов Ямал. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 366 с.

Эйноор О. Л. Взаимоотношение Урала и Пай-Хоя // Материалы ВСЕГЕИ. Общ. сер.. 1946. Сб. 7. С. 2-26.

Bogdanova S. V., Page L. M., Skridlaite G., Taran L. N. Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European craton: 40Ar/39Ar geochronological constraints // *Tectonophysics*, 2001. № 339. pp. 39–66.

Crook A. A. W. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes). // *SEPM Spec. Pub.*, 1974. №19. p. 304.

Dickinson W. R., "Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones", in Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Arenites: NATO ASI Series, C 148*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1985. pp. 333–363.

Dickinson W. R., Beard L. S., Brakenridge G. R. et al. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1983. № 94. pp. 222-235.

Drachev S. S., Malyshev N. A., Nikishin A. M. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview. In: Vining, B.A., Pickering, S.C. (Eds.), *Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers –Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference*. Geological Society London, 2010. pp. 591–619.

Gehrels, G. Detrital Zircon U- Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities. In *Tectonics of Sedimentary Basins* (eds C. Busby and A. Azor) 2012 Blackwell Publishing Ltd, 2012. 648 p.

Gehrels, G Detrital zircon U-Pb geochronology applied to tectonics' Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2014. №42. pp. 127-149.

Ingersoll R. V., Bullard T. F., Ford R. L. et al. The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method // J. Sediment. Petrol, 1985. №. 55. pp.618-620.

McLennan S. M., Bock B., Hemming S. R. et al. The role of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks, In: Lentz, D. (ed.), Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments. St. John's, Geological Association of Canada, 2003. pp.7-38.

McLennan S. M., Hemming S. R., McDaniel D. K., Hanson G. N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics, In: Johnson, M.J., Basu, A. (Eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geological Society of America. Special Paper, 1993. № 284. pp 21-40.

Pearce J. A., Parkinson I. J. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis; in Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., and Neary, C.R., eds., Magmatic Processes and Plate Tectonics // Geological Society Special Publications, 1993. №76. pp. 373-403.

Scott R. A., Howard J. P., Guo L., Schekoldin R., Pease V. Offset & curvature of the Novaya Zemlya fold-and-thrust belt, Arctic Russia. In: Vining, B.A., Pickering, S.C. (Eds.), Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers –Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference. Geological Society, London, 2010. pp. 645–657.

Shishkin M. A., Konnov A. G. Age of folding and relationships of Pai-Hoi–Novaya Zemlya and Urals orogenic belts. // International Geological Congress, 2016.

Walker R. G. Deep-Water Sandstone facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps// Bull. Amer. Assos. Petrol. Geol., 1978. № 62/6. pp. 932-966.

Walker R. G., Mutt E. Turbidite facies and facies association /in G.V.Middleton , and A.H. Bouma eds. Turbidites and deep water sedimentation: SERM Pacific Sec. Short Course, California, 1973. pp.119–157.

Zuffa G. G. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results // Provenance of Arenites / Ed. Zuffa G.G. Reidel, Dordrecht, 1985. pp. 165–189.

#### Фондовая

Беляев А. А. Литогенетические особенности палеозойских формаций Карской зоны Пай-Хоя в связи с их рудоносностью. Кн. I, II. Сыктывкар, 1991. Фонды Коми НЦ УрО АН СССР, Коми ТГФ.

Коннов А. Г., Червяков Р. В., Лебедева Е. А. и др. Отчет о результатах работ по объекту «ГДП-200 листа R-41-XXX (Усть-Карская площадь)», Санкт-Петербург, 2016. ВСЕГЕИ.

Микляев А.С., Давыдов К.В., Костык А.Д. Отчет о результатах геолого-поисково-съемочных работ масштаба 1 : 50 000 на территории листов R-41-118-A (в, г), Б (в, г) В (в, г); R-41-130-A (а, б) и поисковых работ на фосфориты в бас. Кары. Геолфонд ГПП «Полярноуралгеология», 1973.

Микляев А. С., Мезенов В. В., Оберман Н. Г. и др. Геологическое доизучение масштаба м-ба 1 : 50 000 Кара-Силовской площади на территории листов R-41-118-A (в, г), Б (в, г), В, Г; 119-В, Г; 130-A (а, б), Б (а, б) с общими поисками. Воркута. 1998. Комигеолфонд

Микляев А. С., Шлома А. А., Романова Н. В. и др. Групповая геологическая съемка м-ба 1 : 50 000 на Осовейской площади, листы R-42-109, R-42-110-В (в, г), R-42-121-A, Б, В. -Воркута, 1988. Комигеолфонд.

Приложение 1. Петрографическое определение и состав исследуемых песчаников  
 q - кварц, F - полевые шпаты, Lt - обломки пород, kfsp - калиевые полевые шпаты, pl - плагиоклаз,  
 Обломки пород: Lvp - магматических, Lsm - осадочных и метаморфических, Lch - кремнистых и  
 кварцитов

номер	структура	состав	цемент	q	F	Lt	kf sp	pl	Lv p	Lsm	Lch
1053/3	крупно-средне-тонко-мелкозернистая с алевритовой примесью (5%)	полимиктовая полевोшпатовая граувакка	глинистый 3 %	15	25	55	10	15	25	10	20
1056/1	мелко-тонкозернистая с алевритовой примесью (20%)	кремневая полевोшпатовая граувакка	глинистый 3 %	15	20	63	10	10	3	10	50
1202/1	алевритистая (5%) средне-мелко-тонкозернистая	петрокластическая полевोшпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 7%	10	30	50	20	10	30	10	10
1202/1	алевритистая (5%) тонко-средне-мелкозернистая	петрокластическая полевोшпатовая граувакка	глинистый 5 %	10	35	50	20	15	30	10	10
1202/2	алевритистая (5%) средне-мелко-тонкозернистая	петрокластическая полевोшпатовая граувакка	глинисто-слюдястый 5%	10	30	55	20	10	30	5	20
1504/6	алевритистая (5%) средне-тонко-мелкозернистая	кремневая полевोшпатовая граувакка	глинисто-слюдястый 5%	20	30	48	15	15	3	5	40
1504/7	алевритовая (30%) мелко-тонкозернистая	кремневая полевोшпатовая граувакка	глинисто-слюдястый 10%	20	25	51	15	10	1	5	45
1519/3	алевритистая (10%) средне-тонко-мелкозернистая	кремневая полевोшпатовая граувакка	глинисто-слюдястый 10%	15	25	50	15	10	1	4	45
1523/2	динамометаморфизованный алевролит										
1532/2	алевритистая (5%) средне-тонко-мелкозернистая	петрокластическая полевोшпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 1%	15	40	45	30	10	30	5	10
1551/1	алевритовая (20%) средне-тонко-мелкозернистая	петрокластическая полевोшпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 10%	10	30	55	15	15	30	5	20
1552/1	средне-мелко-тонкозернистая с алевритовой примесью (10%)	кремневая полевोшпатовая граувакка	слюдястый 3 %	15	35	47	25	10	7	10	30
1552/8	средне-мелко-тонкозернистая с алевритовой примесью (10%)	петрокластическая полевोшпатовая граувакка	глинистый, оруденелый 5%	15	30	55	20	10	30	10	15
1553/2	полимиктовый алевролит с песчаной примесью (10%)										

номер	структура	состав	цемент	q	F	Lt	kf sp	pl	Lv p	Lsm	Lch
1555/2	тонко-мелкозернистая с алевритовой примесью (15%)	кремневая полевошпатовая граувакка	глинистый 5%	10	25	61	10	15	1	10	50
1555/4	алевритовая (30%) мелко-тонозернистая	кремневая полевошпатовая граувакка	глинистый 5%	20	30	48	20	10	3	10	35
1561/1	алевритистая (5%) средне-мелко-тонкозернистая	петрокластическая полевошпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 5%	15	30	45	20	10	30	5	10
1562/1	алевритистая (5%) мелко-тонко-среднезернистая	петрокластическая полевошпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 5%	15	30	50	20	10	25	5	20
1565/2	алевролит с песчаной (50%) тонкозернистой примесью петрокластического полевошпатово-грауваккового состава										
1567/2	полимиктовый алевролит										
1568/3	алевритовая (30%) тонозернистая	петрокластическая полевошпатовая граувакка	хлоритизированный, карбонатный 10%	15	40	40	30	10	20	10	10
1569/5	алевролитовые, алевроаргиллитовые окатыши, тонко-средне-мелкозернистая	кремневая полевошпатовая граувакка	глинистый 5%	10	25	60	20	5	20	10	30
1575/3	грубо-мелко-тонкозернистая	полимиктовая полевошпатовая граувакка	карбонатно-слюдистый 5%	10	25	55	15	10	20	10	25
6061/1	средне-мелкозернистая	кремневая кварцевая граувакка	слюдистый 3%	20	15	53	10	5	3	10	40
6062/2	мелко-тонкозернистая	кремневая кварцевая граувакка	слюдистый 5%	25	15	51	10	5	1	10	40
6067/2	средне-тонко-мелкозернистая с алевритовой примесью (5%)	кремневая полевошпатовая граувакка	глинисто-слюдистый 5%	15	30	50	20	10	5	5	40
6067/4	средне-тонко-мелкозернистая с алевритовой примесью (5%)	кремневая кварцевая граувакка	слабоглинистый, слюдистый 5%	23	22	51	12	10	1	5	45
6068/10	тонко-мелкозернистая с алевритовой примесью (15%)	кремневая полевошпатовая граувакка	слюдистый 5%	10	30	55	25	5	0	5	50

номер	структура	состав	цемент	q	F	Lt	kf sp	pl	Lv p	Lsm	Lch
6068/1 1	мелко-тонкозернистая с алевритовой примесью (5%)	кремневая кварцевая граувакка	глинистый 5%	22	20	56	10	10	1	10	45
6084/1	тонко-мелкозернистая с алевритовой примесью (5%)	кремневая полевошпатовая граувакка	глинисто-слюдистый 5%	10	35	56	25	10	1	15	40
6086/4	глазковая	кремнисто-глинистый сланец									
6091/1	средне-мелко-тонкозернистая с алевритовой примесью (5%)	кремневая полевошпатовая граувакка	рудный, хлоритизирован 5%	10	20	60	10	10	15	10	35
6107/8	тонко-мелкозернистая с алевритовой примесью (20%)	кремневая кварцевая граувакка	рудный по трещинам, слюдистый 10%	25	15	45	10	5	0	10	35
6110/1	тонко-среднемелкозернистая	кремневая кварцевая граувакка	хлоритизирован 10%	20	15	55	10	5	10	15	30
6110/4	тонко-мелкозернистая	полимиктовая полевошпатовая граувакка	рудный, хлоритизирован 5%	10	25	60	20	5	25	10	25
6111/1	тонко-средне-мелкозернистая с алевритовой примесью (10%)	петрокластическая полевошпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 10%	20	20	50	15	5	30	5	15
8018/1	начальногелицитовая алевро(20%)псаммитовая	кремневая полевошпатовая граувакка	глинисто-слюдистый 5%	20	40	35	25	15	5	10	20
8018/4	средне-мелко-тонкозернистая с алевритовой примесью (20%)	петрокластическая полевошпатовая граувакка	слюдистый 5%	10	35	50	25	10	30	5	15
8047/2	грубо-крупно-средне-мелкозернистая с алевритовой примесью (5%)	петрокластическая полевошпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 5%	10	20	60	15	5	30	10	20
8047/4	средне-тонко-мелкозернистая с алевритовой примесью (5%)	петрокластическая полевошпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 5%	15	30	45	20	10	25	5	15
8511/1	мелко-тонкозернистая с алевритовой примесью (30%)	полимиктовая кварцевая граувакка	глинистый, хлоритизированный 5%	25	20	35	15	5	15	10	10

номер	структура	состав	цемент	q	F	Lt	kf sp	pl	Lv p	Lsm	Lch
8513/2	тонко-средне-мелкозернистая с алевритовой примесью (10%)	петрокластическая полевошпатовая граувакка	хлоритизированный <5 %	10	35	50	20	15	30	5	15
8516/6	средне-мелко-тонкозернистая с алевритовой примесью (15%)	полимиктовая полевошпатовая граувакка	слюдистый, хлоритизированный 5%	20	30	50	20	10	25	5	20
8520/3	тонко-средне-мелкозернистая с алевритовой примесью (7%)	полимиктовая кварцевая граувакка	слюдистый, карбонатный 5%	27	23	45	15	10	20	5	20
8533/3	тонко-средне-мелкозернистая с алевритовой примесью (10%)	полимиктовая полевошпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 10%	15	20	55	15	5	25	10	20
9007/1	мелко-среднезернистая	полимиктовая полевошпатовая граувакка	глинисто-слюдистый 5%	20	25	47	10	15	15	7	25
9009/1	мелко-тонко-среднезернистая	петрокластическая полевошпатовая граувакка	слюдистый 5%	15	25	35	20	5	20	5	10
9009/2	мелко-тонкозернистая	полимиктовая полевошпатовая граувакка	слюдистый 5%	10	30	45	20	10	20	5	20
9010/1	тонко-мелко-зернистая с алевритовой примесью (5%)	полимиктовая кварцевая граувакка	слюдистый 5%	25	15	50	10	5	20	5	25
9012/1	тонко-мелкозернистая с алевритовой примесью (10%)	полимиктовая полевошпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 5%	15	30	35	10	20	15	5	15
9012/2	мелко-среднезернистая	кремневая кварцевая граувакка	глинистый, хлоритизированный 5%	25	30	45	20	10	15	5	25
9012/3	мелко-тонко-среднезернистая	петрокластическая полевошпатовая граувакка	хлоритизированный <5 %	15	30	47	15	15	17	5	25
9012/4	тонко-мелкозернистая	петрокластическая кварцевая граувакка	хлоритизированный <5 %	25	20	50	10	10	25	5	20
9013/1	средне-тонко-мелкозернистая	петрокластическая полевошпатовая граувакка	слюдистый 5%	15	40	45	20	20	25	5	15



номер	структура	состав	цемент	q	F	Lt	kf sp	pl	Lv p	Lsm	Lch
9035/4	средне-тонко-мелкозернистая с алевритовой примесью (5%)	петрокластическая полевошпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 10%	15	30	50	20	10	25	5	20
9035/6	мелко-тонко-среднезернистая с алевритовой примесью (5%)	полимиктовая полевошпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 5%	15	35	45	25	10	20	10	15
9036/5	средне-тонко-мелкозернистая с алевритовой примесью (10%)	петрокластическая полевошпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 5%	10	35	45	25	10	25	5	15
9036/6	средне-тонко-мелкозернистая с алевритовой примесью (10%)	петрокластическая полевошпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 5%	10	30	45	15	15	30	5	10
9124/6	тонко-мелко-среднезернистая с алевритовой примесью (10%)	полимиктовая полевошпатовая граувакка	глинистый 5%	15	45	45	35	10	15	10	20
9147/6	мелко-тонкозернистая с алевритовой примесью (5%)	полимиктовая полевошпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 5%	10	25	45	15	10	15	10	20
9150/2	мелко-грубо-крупнозернистая	кремневая полевошпатовая граувакка	глинистый, хлоритизированный 5%	10	15	65	10	5	15	10	40
9151/3	средне-мелко-тонкозернистая с алевритовой примесью (10%)	петрокластическая полевошпатовая граувакка	хлоритизированный 15%	10	30	55	20	10	30	5	20
9164/1	мелко-тонкозернистая с алевритовой примесью 5%	полимиктовая кварцевая граувакка	хлоритизированный 10%	15	15	60	10	5	20	10	30
9188/1	средне-тонко-мелкозернистая с алевритовой примесью (10%)	полимиктовая кварцевая граувакка	слюдистый, хлоритизированный 5%	10	25	40	15	10	10	10	20
9196/2	мелко-среднезернистая с алевритовой примесью (5%)	петрокластическая полевошпатовая граувакка	хлоритизирован 10%	15	25	50	15	10	30	5	15

Приложение 2. Химический состав исследуемых песчаников

номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Sc	V
	%масс											ppm	
	песчаники пайхойского типа												
1575/3	69,76	0,733	13,15	3,859	0,181	0,986	2,151	2,474	1,372	0,168	4,8	12,8	104
6091/1	57,76	0,937	16,98	8,507	0,206	3,775	0,562	3,491	1,631	0,154	5,04	15,2	111
6110/1	58,42	0,985	15,76	7,243	0,087	5,523	2,399	3,388	1,364	0,149	3,98	15,1	111
6111/1	56,67	0,924	15,59	7,156	0,072	5,364	3,818	3,894	1,308	0,151	4,63	14,2	104
8047/2	59,98	0,849	13,95	6,144	0,049	5,084	4,782	3,138	1,116	0,141	4,61	12,6	104
8047/4	56,11	0,953	15,24	6,932	0,033	5,677	4,931	3,611	1,127	0,141	4,86	13,5	109
8511/1	61,51	0,834	13,75	7,647	0,093	4,715	2,343	3,045	1,038	0,178	4,93	8,58	131
8513/2	67,6	0,76	13,35	5,183	0,054	3,879	1,115	4,078	0,819	0,163	3,14	6,95	102
8516/6	61,68	0,797	13,97	7,703	0,08	5,617	1,516	3,403	0,771	0,172	4,37	7,36	109
8520/3	61,54	0,999	14,34	5,903	0,075	4	3,097	3,675	1,25	0,157	4,98	9,23	156
8533/3	62,41	0,91	14,24	6,51	0,067	5,057	1,63	3,643	1,321	0,186	4,07	8,45	132
9009/2	52,5	0,901	20,68	8,933	0,092	5,648	0,716	3,637	2,087	0,145	4,01	17	128
9010/1	55,75	0,713	16,23	7,425	0,056	4,57	4,243	4,325	1,284	0,128	4,81	15,4	120
9035/4	50,57	1,053	17,29	9,739	0,066	6,275	5,181	3,406	1,35	0,147	4,69	13,4	119
9035/6	57,13	0,854	16,16	6,735	0,075	5,218	4,103	3,679	1,301	0,149	4,24	13,4	125
9036/5	58,36	0,983	16,82	7,478	0,054	5,49	1,592	3,549	1,385	0,141	3,89	15	118
9036/6	55,72	0,985	17,06	7,606	0,066	4,758	3,729	3,478	1,627	0,145	4,5	14,5	115
9147/6	60,76	0,907	16,96	6,921	0,085	3,566	0,879	3,947	1,64	0,116	3,62	12,9	101
9164/1	63,17	0,859	13,67	6,015	0,077	5,008	2	3,588	1,06	0,18	4,43	8,36	126
1569/5	61,08	0,859	14,32	7,313	0,061	5,153	1,73	3,149	1,193	0,179	4,97	17,4	127
6110/4	57,97	0,884	14,74	6,877	0,111	4,741	3,439	2,935	1,707	0,172	6,43	16,2	112
8047/1	67,13	0,705	11,89	5,351	0,061	4,025	2,347	3,223	0,79	0,146	4,33	13,1	102
9012/2	60,82	0,72	13,8	6,574	0,097	4,379	3,719	3,395	1,104	0,156	5,24	13,1	94,3
9012/3	61,65	0,825	14,85	6,954	0,085	4,762	1,744	3,725	1,073	0,153	4,18	12,6	97,3
9012/4	52,25	0,861	13,75	6,648	0,191	3,934	8,716	3,36	1,327	0,155	8,81	13,7	104
9013/1	58,28	0,837	15,62	5,771	0,105	3,814	4,13	2,739	2,388	0,17	6,15	14	114
9124/6	54,67	0,682	11,79	5,652	0,173	3,49	9,442	3,802	0,636	0,127	9,54	11,8	83,7
9150/2	70,93	0,477	8,291	5,271	0,105	2,69	4,219	2,177	0,734	0,147	4,96	8,46	65,8
9151/3	63,25	0,828	13,59	6,856	0,079	4,62	1,569	3,829	1,198	0,136	4,05	14,5	113
9196/2	60,7	0,663	12,47	7,084	0,114	4,28	4,906	3,579	0,788	0,138	5,28	11,5	85,9
	песчаники пайхойского типа												
1519/3	67,5	0,547	15,54	2,858	0,186	0,963	1,828	4,305	2,792	0,118	2,79	6,93	45,4
1555/2	65,27	0,674	15,33	4,179	0,102	1,94	2,058	2,894	3,035	0,186	4,36	5,07	51,4
6061/1	68,14	0,683	14,1	3,299	0,077	1,508	2,535	3,744	1,852	0,202	3,7	5,49	51,3
6062/2	68	0,808	16,94	3,297	0,022	1,555	0,317	3,812	2,672	0,195	2,24	5,23	66,7
6067/2	67,6	0,712	15,77	4,357	0,052	1,75	0,738	4,224	2,122	0,23	2,38	4,98	61,1
6068/11	68,28	0,721	14,86	3,619	0,081	1,565	1,568	4,407	1,836	0,225	2,88	5,15	65,7
6068/10	67,77	0,534	15,52	3,615	0,082	0,87	2,015	3,834	1,739	0,179	3,35	6,61	41,7
6084/1	58	0,824	18,26	8,717	0,051	1,959	0,32	4,212	3,817	0,151	3,48	11,5	89
6107/8	69,53	0,636	15,58	3,228	0,05	1,449	0,241	3,083	2,806	0,135	3,09	8,28	54,2
6067/4	70,8	0,552	14,89	2,478	0,089	0,708	1,571	4,607	1,678	0,135	2,34	7,22	38
	аргиллиты												
3511/1	58,73	0,979	16,81	8,61	0,045	3,664	0,164	2,758	1,796	0,147	5,89	19,6	148
9156/1	55,37	0,994	16,54	9,159	0,045	4,285	2,496	2,157	1,521	0,168	6,99	22,5	153
6042/1	65,01	0,709	16,17	4,767	0,049	1,336	0,31	3,174	1,826	0,143	6,3	11,5	74,9
9032/2	67,65	0,743	15,78	5,315	0,261	1,829	0,127	1,645	1,876	0,101	4,27	23,3	144

номер	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm
	ppm												
	песчаники пайхойского типа												
1575/3	257	20,7	70,2	25,9	71,4	11,8	94,1	4,44	10,6	22,3	2,64	10,9	2,38
6091/1	205	22,4	131	38,9	59	18,8	106	6,01	15,5	34,5	4,4	16,7	3,67
6110/1	392	17,3	118	22,1	108	14,6	117	5,28	13,5	27,2	3,52	13,7	2,95
6111/1	339	15,3	108	20,7	178	13,8	101	4,82	12	24,1	3,21	12,6	2,68
8047/2	400	15,4	90,4	16,9	154	14	120	4,49	13,6	28,1	3,57	13,3	2,6
8047/4	497	17,1	108	17	160	13,9	111	5,03	12,2	25,5	3,32	12,6	2,75
8511/1	148	21,3	137	31,7	92,6	17,5	90,2	6,25	14,7	35,4	4,42	17,3	4,07
8513/2	170	16,8	71,3	21,1	171	15,8	89,9	5,4	13,5	28,2	4,07	12,8	3,2
8516/6	254	23,6	204	20,1	99	17,4	98,6	6,35	11,3	25,6	3,35	14,3	3,75
8520/3	241	21,9	91,9	33,2	241	15,6	139	7,36	12,2	31,3	3,36	13,3	3,26
8533/3	321	20,5	144	29,1	179	19,9	127	7,29	15,5	35	3,95	15,4	4,13
9009/2	304	18,6	151	55,1	66,6	16,7	119	6,17	19,7	41,7	5,61	21,1	4,13
9010/1	148	17,7	96,9	26,6	168	15,7	104	5,25	11,8	26,4	3,55	13,5	2,98
9035/4	413	19,9	111	22,3	163	16,3	130	5,68	13,6	28,9	3,99	15,7	3,49
9035/6	254	16,8	92,2	25,6	198	16,7	112	5,49	12,2	26,3	3,49	13,6	3,06
9036/5	211	18,1	93,4	26,4	194	15,8	111	5,42	10,3	23,7	3,25	12,5	3,17
9036/6	254	18,1	95,7	29,3	175	15,7	111	5,56	12,5	27,7	3,56	14,1	2,83
9147/6	177	16,2	70,3	37,8	72,8	15,1	132	6,28	15	32,4	3,85	14,5	2,87
9164/1	291	21,4	153	25,2	161	18,7	119	6,35	14	33,9	4,11	15,5	3,68
1569/5	229	19,4	120	31	111	18,3	110	6	15,6	33,7	4,18	17	3,48
6110/4	253	20,2	128	39,2	163	17	118	5,8	15,5	31,7	3,94	15,4	3,22
8047/1	391	15,9	89	16,8	147	13,4	107	4,54	12	25	3,07	12,3	2,69
9012/2	247	19,5	110	25,6	209	12,6	88,8	4,39	13,1	30	3,94	15,1	2,75
9012/3	310	19,6	126	26,3	111	13,6	97,1	5,1	12,1	26,7	3,46	14	2,96
9012/4	276	22,6	99,4	33,2	450	19,6	81,2	4,68	13,1	30,5	4,14	17,1	3,86
9013/1	317	19,5	112	67,1	276	13,6	98,4	5,64	14,2	32,4	4,29	18,8	3,46
9124/6	203	18,7	101	16	541	18,6	74,1	4,43	11,5	26,2	3,58	15,4	3,75
9150/2	188	13,8	74,9	16,8	186	12,1	72,6	3,07	7,87	17,8	2,43	9,64	2,32
9151/3	359	18,5	100	25,1	105	15	110	5,36	13,2	26,8	3,39	13,2	2,91
9196/2	291	21	124	15,1	191	14,1	71,5	3,97	11,8	25,7	3,31	13,2	2,91
	песчаники пайхойского типа												
1519/3	26,3	8,54	17,4	58,6	162	17,4	174	8,37	27	53,3	6,12	22	4,34
1555/2	33,5	11,8	20	102	201	27,3	206	12,3	30,2	62,8	7,87	32,7	6,54
6061/1	34,7	8,34	17,8	58,3	370	22,6	250	10,6	25,8	55,1	6,56	27,9	5,05
6062/2	42,7	10,2	22,4	95,5	89,9	22,8	303	14	34,9	68,5	8,02	27,3	5,75
6067/2	32,5	9,65	21	66,5	142	23,4	217	11,4	30	60,1	7,94	27,9	5,43
6068/11	42,1	10,2	20,8	67,9	214	19,7	196	11	33,1	63,3	7,62	26,3	5,41
6068/10	25,4	7,87	13,5	64,1	152	15,8	147	8,05	26,4	53,3	6,18	21,4	3,97
6084/1	39,9	14,4	20,8	92,9	63,9	24,9	254	11,9	38,4	74,1	8,92	31,2	5,46
6107/8	37,7	5,45	18,3	66,5	36,5	20,5	158	9,22	28,8	58,5	6,89	25	5,46
6067/4	24,2	7,56	7,95	50,4	146	15,5	146	7,32	23,7	48,2	5,18	20,2	3,5
	аргиллиты												
3511/1	130	10,2	109	68,6	20,5	17,1	124	7,82	20	43,7	5,07	18,8	3,53
9156/1	142	22,2	133	56,9	78	19,7	114	6,7	15,6	35,5	4,3	16,6	3,4
6042/1	38,8	9,22	29,8	88	47,8	21,2	152	10,3	30,1	61,2	7,08	25,9	5,24
9032/2	82,8	66,9	341	106	23,6	25,4	127	7,67	24	73,3	6,32	23,8	5,08

номер	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
	ppm												
	песчаники пайхойского типа												
1575/3	0,64	2,2	0,29	2,02	0,4	1,18	0,21	1,34	0,24	2,38	0,29	2,95	1,47
6091/1	1,17	3,8	0,57	3,57	0,67	1,96	0,31	1,82	0,29	2,83	0,45	3,72	1,71
6110/1	0,87	2,8	0,44	2,73	0,49	1,57	0,27	1,67	0,24	2,72	0,37	2,99	1,38
6111/1	0,81	2,66	0,41	2,59	0,49	1,37	0,23	1,42	0,22	2,4	0,3	2,84	1,14
8047/2	0,76	2,78	0,41	2,75	0,46	1,42	0,21	1,39	0,23	2,86	0,32	3,3	1,35
8047/4	0,69	2,69	0,44	2,63	0,54	1,43	0,26	1,45	0,22	2,49	0,36	3,03	1,29
8511/1	1	3,5	0,55	3,89	0,66	1,9	0,23	1,94	0,3	2,48	0,43	3	1,5
8513/2	0,81	2,99	0,4	3,18	0,57	1,74	0,23	1,7	0,3	2,18	0,35	3,02	1,65
8516/6	0,79	3,57	0,55	2,93	0,6	2	0,27	1,6	0,22	2,87	0,43	3,3	1,43
8520/3	0,97	3,11	0,53	2,98	0,59	1,8	0,32	2,04	0,27	3,44	0,5	3,7	1,6
8533/3	0,88	3,5	0,6	3,45	0,61	1,93	0,29	1,77	0,28	3,75	0,46	4,5	1,75
9009/2	0,78	3,84	0,58	3,35	0,57	1,78	0,25	1,6	0,26	2,82	0,41	3,85	1,81
9010/1	0,86	2,61	0,4	2,76	0,52	1,57	0,25	1,6	0,25	2,43	0,34	3,73	1,47
9035/4	0,91	3,29	0,49	3,19	0,6	1,64	0,25	1,44	0,23	3,11	0,42	3,01	1,38
9035/6	0,99	3,05	0,44	3	0,51	1,73	0,27	1,74	0,27	2,82	0,37	3,22	1,28
9036/5	0,93	2,82	0,44	2,87	0,55	1,82	0,26	1,71	0,28	2,75	0,35	3,03	1,23
9036/6	0,99	2,99	0,48	2,83	0,49	1,6	0,23	1,57	0,28	2,86	0,42	3,28	1,34
9147/6	0,74	3,19	0,44	2,74	0,5	1,66	0,25	1,56	0,25	3,51	0,44	4,27	1,57
9164/1	0,93	3,44	0,53	3,2	0,57	1,99	0,3	2,15	0,29	3,46	0,43	3,58	1,65
1569/5	0,86	3,64	0,55	3,32	0,66	1,95	0,27	1,89	0,28	2,79	0,4	3,68	1,4
6110/4	0,95	3,27	0,48	3,07	0,6	1,73	0,29	1,66	0,26	2,87	0,37	3,53	1,45
8047/1	0,68	2,52	0,39	2,43	0,44	1,38	0,21	1,36	0,21	2,52	0,3	2,85	1,25
9012/2	0,73	2,84	0,39	2,58	0,45	1,28	0,2	1,25	0,2	2,27	0,31	2,66	1,39
9012/3	0,7	2,82	0,42	2,54	0,44	1,47	0,22	1,35	0,22	2,38	0,35	2,61	1,2
9012/4	1,04	3,9	0,69	3,88	0,65	2	0,26	1,51	0,25	2,11	0,34	2,59	1,14
9013/1	0,74	3,29	0,49	2,68	0,48	1,42	0,23	1,37	0,24	2,48	0,41	3,39	1,46
9124/6	1,17	3,72	0,54	3,29	0,6	1,74	0,25	1,62	0,27	1,94	0,33	2,81	1,55
9150/2	0,69	2,21	0,34	2,04	0,41	1,2	0,18	1,17	0,2	1,85	0,24	2,3	0,98
9151/3	0,76	2,72	0,41	2,56	0,55	1,7	0,24	1,53	0,29	2,74	0,39	3,21	1,31
9196/2	0,78	2,72	0,44	2,63	0,46	1,3	0,19	1,18	0,19	1,87	0,28	2,47	1,1
	песчаники пайхойского типа												
1519/3	0,96	3,58	0,52	3,23	0,59	1,84	0,29	1,73	0,25	4,52	0,57	6,8	2,04
1555/2	1,32	6,61	0,94	4,42	0,99	2,97	0,36	1,97	0,29	5,36	0,85	11,1	2,71
6061/1	1,06	4,73	0,7	3,57	0,8	2,67	0,35	2,06	0,28	5,37	0,71	8,79	2,02
6062/2	1,21	5,19	0,76	4,39	0,79	2,68	0,34	2,39	0,37	6,59	0,89	9,6	2,49
6067/2	1,14	5,65	0,7	3,59	0,72	2,54	0,37	1,81	0,31	4,92	0,87	8,73	1,9
6068/11	1,14	4,79	0,67	4,02	0,67	2,15	0,34	2,28	0,35	3,89	0,74	7,45	2,43
6068/10	1,01	3,47	0,48	2,96	0,55	1,66	0,28	1,81	0,26	3,71	0,54	6,43	1,68
6084/1	1,27	4,92	0,72	4,74	0,86	2,77	0,49	2,97	0,45	6,49	0,88	9,27	2,37
6107/8	1,02	4,66	0,68	3,99	0,68	1,99	0,33	1,95	0,29	4,26	0,66	8,27	11,2
6067/4	0,88	3,21	0,47	2,73	0,51	1,54	0,26	1,64	0,27	3,44	0,5	5,88	1,43
	аргиллиты												
3511/1	0,95	3,34	0,52	3,18	0,6	1,87	0,3	1,94	0,3	3,19	0,61	6,13	8,09
9156/1	1,03	3,63	0,56	3,46	0,72	2,14	0,33	1,93	0,3	3,17	0,43	4,65	1,82
6042/1	1,1	4,22	0,66	3,81	0,72	2,23	0,34	2,35	0,35	4,37	0,81	9,39	2,17
9032/2	1,34	5,25	0,79	4,78	0,99	2,98	0,46	3,02	0,45	3,41	0,56	8,13	2,5