

На правах рукописи

Пактовский Юрий Германович

**РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ
КАК СТАДИЯ РОССЫПНОЙ АЛМАЗОНОСТИ
В ЮЖНОМ ПРИТИМАНЬЕ (ПЕРМСКИЙ КРАЙ)**

Специальность 25.00.01. Общая и региональная геология

**Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-
минералогических наук**

Пермь – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

Список рисунков в тексте.....	3
Список таблиц в тексте.....	5
ВВЕДЕНИЕ.....	7
ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ПО ГЕОЛОГИИ ЮЖНОГО ПРИТИМАНЬЯ.....	10
1.1. История геологического изучения.....	11
1.2. Геологическое строение	18
1.3. Позднепротерозойский этап геологического развития	23
1.4. Раннепалеозойская эмерсивная стадия и её эпизоды	50
ГЛАВА 2. КЕМБРИЙСКИЙ ЭПИЗОД НА ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОГО ПРИТИМАНЬЯ (ПОМЯНЁННОВСКАЯ СВИТА). ПРОБЛЕМА АЛМАЗОНОСНОСТИ ПОМЯНЁННОВСКОЙ СВИТЫ.....	61
ГЛАВА 3. ОРДОВИКСКИЙ ЭПИЗОД (ПОЛЮДОВСКАЯ СВИТА). ОРДОВИКСКИЙ ПРОМЕЖУТОЧНЫЙ КОЛЛЕКТОР АЛМАЗОВ	78
ГЛАВА 4. СИЛУРИЙСКИЙ ЭПИЗОД (НИЖНЯЯ ПОДСВИТА КОЛЧИМСКОЙ СВИТЫ – S_1k_1). СИЛУРИЙСКИЙ ПРОМЕЖУТОЧНЫЙ КОЛЛЕКТОР АЛМАЗОВ	108
4.1. Ветрогранники в основании силура	108
4.2. Силурийский коллектор. Из истории вопроса	133
4.3. О базальных слоях силура на месторождении Южная Рассольная.....	137
4.4. Геологическое строение силурийского коллектора алмазов	144
4.5. Модель образования остаточных россыпей эолового типа	160
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	171
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	173

Список рисунков в тексте

№ п/п	№ рисунка	Название рисунка	Страница
1	1	Полюдово-Колчимский антиклинорий в составе Тимано-Североуральского региона	7
2	1.1	Основоположники изучения геологии Южного Притиманья	14
3	1.2	Позднепротерозойские структуры Южного Притиманья на геологической карте Пермского края	21
4	1.3.1	Стратиграфическая колонка докембрийских отложений Южного Притиманья. Масштаб верт. 1:100	25
5	1.3.2	Ритмограмма разреза позднепротерозойских отложений Южного Притиманья. Масштаб верт. 1:100	41
6	1.3.3	Дресвянский комплекс туфов и туфобрекчий щелочных базальтоидов ($T\beta RF_3 dr$) и красновишерский пикрит-эссекситовый комплекс ($\omega - \epsilon v V_2 - \epsilon_{kr}$) на геологической карте	43
7	1.4.1	Перерывы, палеотектонические обстановки и палеотектонические режимы на территории Южного Притиманья в позднем протерозое – раннем палеозое	59
8	1.4.2	Красновишерский промышленно алмазоносный район (А.Г. Попов, 2021)	60
9	2.1	Микрофотографии шлифов образца конгломерата помянёновской свиты ($\epsilon ? pm$)	64
10	2.2	Положение конфигуративных точек составов галечного материала (проба 1) и матрикса конгломератов (проба 2 и 3) помянёновской свиты на классификационной диаграмме В.Н. Шванов (1987)	64
11	2.3	Линия 351 на карте фактов геологоразведочных работ Полюдовской партии (по Ишкову и др., 1961ф)	72
12	2.4	Схема крупнообъемного опробования на алмазы по линии 351, проведенного Полюдовской партией под руководством В.А. Бурневской в 1960 г. (по Ишкову и др., 1967ф)	74
13	3.1	Распространение отложений полюдовской свиты ($O_3 pl$) в Южном Притиманье и на западном склоне Северного Урала Пермского края	78
14	3.2	Стратиграфия полюдовских отложений в разрезе г. Помянённый Камень (по В.А. Бурневской и А.Д. Ишкову, 1961ф, 1967ф)	80
15	3.3	Характерный фрагмент обнажения мелкогалечных конгломератов полюдовской свиты ($O_3 pl_3$), г. Помянённый Камень	85
16	3.4	Гальки из мелкогалечных отложений полюдовской свиты ($O_3 pl_3$), г. Помянённый Камень	86
17	3.5	SF-диаграмма галек из мелкогалечных конгломератов полюдовской свиты ($O_3 pl_3$), г. Помянённый Камень	86
18	3.6	Гистограмма коэффициентов формы по классам. Мелкогалечные конгломераты полюдовской свиты ($O_3 pl_3$), г. Помянённый Камень	87
19	3.7	Место отбора литологической пробы в зоне предполагаемого разлома на г. Помянённый Камень	90
20	3.8	Микрофотографии игольчатого рутила	95

Продолжение списка рисунков в тексте

21	3.9	Геологический разрез северной части Буркочимской депрессии	102
22	3.10	Образец керна с забоя скв. 166 и микрофотографии шлифов образца	103
23	3.11	Останцы южной вершины г. Помянённый Камень	106
24	4.1.1	Морфологические разновидности ветрогранников (16 образцов). Месторождение Южная Рассольная	116
25	4.1.2	Морфологические разновидности ветрогранников (24 образца). Месторождение Южная Рассольная	118
26	4.1.3	Микрофотографии шлифов из образцов ветрогранников с включением зерен пироксена	121
27	4.1.4	Дифрактограмма, характеризующая минеральный состав «псевдоцемента» кварцитовидных гравинных песчаников в основании силура (месторождение Южная Рассольная)	129
28	4.4.1	Геологический разрез силурийского коллектора. Северо-западная часть месторождения Южная Рассольная	145
29	4.4.2	Толща 1. Фронтальная часть пологого надвига северо-восточной экспозиции	146
30	4.4.3	Рассеянный по поверхности напластования грубообломочный материал в толще 2 силурийского коллектора	148
31	4.5	Корразионный ландшафт. Котловина выдувания. Нумаланд, Намибия. Foto: Dobbertin, Walther, 1906/1915	162

Список таблиц в тексте

№ п/п	№ таб- лицы	Название таблицы	Страница
1	1.3.1	Мощность отложений нижнего венда (V_1) на территории Южного Притиманья (по Чочиа, 1955; Келлеру, 1968; Смирнову и др., 1977)	30
2	1.3.2	Палеотектонические обстановки позднего протерозоя в Южном Притиманье	36
3	1.3.3	Стадийность геологического развития территории Южного Притиманья в позднем протерозое	49
4	1.4.1	Древнепалеозойский цикл (по В.Н. Бубнову, 1960; с примечаниями автора)	53
5	1.4.2	Уровни природных геологических систем раннепалеозойской эмерсивной стадии Южного Притиманья (по Ибламинову и др., 2018)	55
6	1.4.3	Цикличность геологических систем раннепалеозойской эмерсивной стадии Южного Притиманья (по Хаину, 2006; Ибламинову и др., 2018)	56
7	1.4.4	Эпизоды раннепалеозойской эмерсивной стадии Южного Притиманья	57
8	2.1	Минеральный состав тяжелой фракции матрикса протолочной пробы конгломератов помянённой свиты	66
9	2.2	Химический состав пород помянённой и полюдовской свит по данным рентгенофлуоресцентного анализа, мас. %	67
10	3.1	Литологическое описание полюдовских отложений Южного Притиманья (по: Чочиа, 1955; Ишков и др., 1967ф; Серебренников и др., 1983ф)	81
11	3.2	Минеральный состав аллотигенной части тяжелой фракции пробы из отложений полюдовской свиты (O_3pl_3), %	90
12	3.3	Минеральный состав аутигенной части тяжелой фракции пробы из отложений полюдовской свиты (O_3pl_3), %	92
13	3.4	Разности игольчатого рутила тяжелой фракции пробы из матрикса конгломератов полюдовской свиты (O_3pl_3), шт. и %	93
14	3.5	Химический состав игольчатого рутила по данным микрозондового анализа, мас. %	94
15	3.6	Полевое описание разреза скв. 166	100
16	3.7	Алмазы поисковых работ на Буркочимской депрессии в 2009 г.	101
17	4.1.1	Литологическое описание силурийских отложений лландовери Южного Притиманья (по: Ишков и др., 1967ф; Серебренников и др., 1983ф; Петухов, Куртлацков и др., 2000ф)	110
18	4.1.2	Морфологическая характеристика ветрогранников, изображенных на рисунке 4.1, в соответствии с классификацией Н.Н. Карлова (1951)	116
19	4.1.3	Морфологическая характеристика ветрогранников, изображенных на рисунке 4.1.2, в соответствии с классификацией Н.Н. Карлова (1951)	118

№ п/п	№ таб- лицы	Название таблицы	Страница
20	4.1.4	Морфологическая характеристика ветрогранников, в соответствии с классификацией Н.Н. Карлова (1951). Месторождения Южная Рассольная	119
21	4.1.5	Минеральный состав тяжелой фракции аллотигенных минералов литологических проб, взятых из разреза, содержащего ветрогранники (класс 0,25–0,1 мм), масс. %	122
22	4.1.6	Химический состав ветрогранников и вмещающих пород по данным рентгенофлуоресцентного анализа, масс. %	125
23	4.1.7	Аспекты и результаты исследования ветрогранников	130
24	4.3.1	Результаты эксплуатационного крупнообъемного опробования силурийского коллектора	139
25	4.3.2	Полевое описание разреза скважины 28. Контакт силура и венда	142
26	4.4.1	Гранулометрический состав литологических проб (%). Толща 1	151
27	4.4.2	Сводная таблица литологического опробования силурийского коллектора	153
28	4.4.3	Минеральный состав тяжелой фракции литологических проб, % (толща 1, гранулометрический класс 0,25–0,1 мм)	154
29	4.4.4	Доля аллотигенной и аутигенной частей тяжелой фракции литологических проб, %. (толща 2, гранулометрический класс 0,25–0,1 мм)	154
30	4.4.5	Минеральный состав тяжелой фракции литологических проб, % (толща 2, гранулометрический класс 0,25–0,1 мм)	155
31	4.4.6	Минеральный состав пелитовой фракции литологических проб, %	156
32	4.4.7	Минеральный состав тяжелой фракции малообъемных проб, % (толщи 1 и 2, гранулометрический класс 0,25–0,1 мм)	157
33	4.4.8	Минеральный состав тяжелой фракции протолочных проб, % (толща 3, гранулометрический класс 0,25–0,1 мм)	157
34	4.4.9	Химический состав пород силурийского коллектора по данным рентгенофлуоресцентного анализа, мас. %	159

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы диссертации. Необходимость научно-теоретической основы для геологоразведочных работ в регионе при ориентировании их на новые объекты исследования: глубокие горизонты депрессий и промежуточные алмазоносные коллекторы эолового типа.

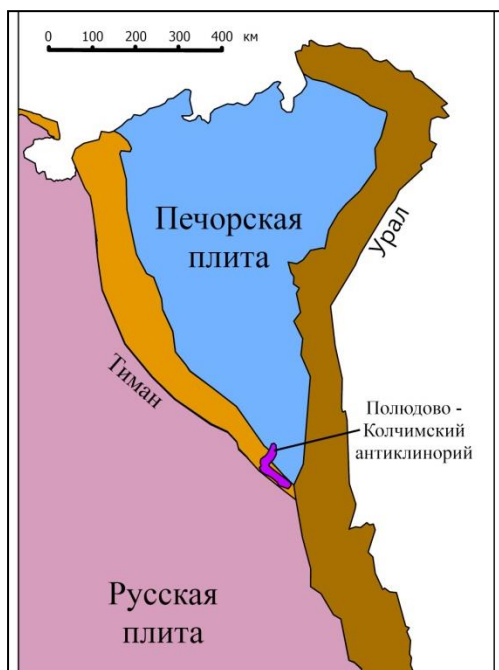


Рис. 1. Полудово-Колчимский антиклинорий в составе Тимано-Североуральского региона

Объектом исследования является алмазоносная территория Полудово-Колчимской структуры (рис. 1), расположенной в зоне сочленения Русской эпикарельской и Печорской эпибайкальской плит, Тиманского и Уральского орогенов.

Цель работы – раскрыть геологическую историю региона в раннем палеозое как начальную стадию формирования алмазоносных россыпей для решения теоретических и прикладных задач.

Основные задачи исследования:

1) проанализировать фондовые, литературные, а также полученные в процессе собственного исследования, материалы по геологии Южного Притиманья;

2) выявить эпохи эолового литогенеза, благоприятные для концентрации алмазоносных россыпей эолового типа;

3) построить прогнозную модель для проведения поисково-разведочных работ на алмазы в регионе на основе изучения промежуточных коллекторов и алмазоносных россыпей эолового типа.

Научная новизна результатов исследования:

1) по своему геологическому положению в основании палеозойского разреза помянённовская свита резко отличается от вышележащих пород ордовика и является самым древним алмазоносным промежуточным коллектором в регионе;

2) континентальный режим ордовика характеризовался азральными условиями на основании находок ветрогранников – индикаторами каменистых пустынь;

3) силурийский промежуточный коллектор алмазов, обладающий доказанной промышленной алмазоносностью, сформировался в котловине выдувания – эоловой форме рельефа в докембрийском субстрате;

4) указаны перспективы алмазоносности в регионе, связанные с россыпями эолового типа;

Практическая значимость исследования. Всестороннее научное изучение промежуточных коллекторов позволит повысить эффективность геологоразведочных работ и раскрыть потенциал алмазоносных россыпей на Урале за счет россыпей эолового типа и глубоких горизонтов депрессий.

Основные защищаемые положения.

1. Нижнепалеозойские базальные горизонты Южного Притиманья со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на эродированных докембрийских терригенных комплексах и представлены литологически незрелыми субаэральными отложениями помянёновской свиты, которая рассматривается как самый древний на территории промежуточный коллектор алмазов.

2. На рубеже ордовика и силура территория представляла собой каменистую пустыню, индикаторными образованиями которой являются выявленные здесь ветрогранники, которые сопровождают россыпи эолового типа в алмазоносных районах.

3. В алмазоносных районах россыпи эолового типа определяются двумя поисковыми условиями: отрицательной формой в древнем рельефе (котловиной выдувания) и находками в ложе котловины ветрогранников, что позволяет уже на поисковой стадии выявить эоловые промежуточные коллекторы.

Личный вклад автора. В составе разных геологических организаций (ПГГСП «Геокарта», ЗАО «Пермгеологодобыча», ЗАО «Уралалмаз») автор принимал непосредственное участие на всех этапах геолого-разведочных работ в исследуемом районе на протяжении 2000–2013 гг. Вместе с коллегами из геологического отдела ЗАО «Уралалмаз» в должности ведущего геолога автор участвовал в установлении промышленной алмазоносности силурийского промежуточного коллектора на месторождении Южная Рассольная (2010–2013 гг.); в открытии алмазоносности Буркочимской (2010) и Западной (2012) депрессий в Красновишерском районе. В 2014–2021 гг. автор организовывал полевые экспедиции кафедры минералогии и петрографии Пермского университета (ПГНИУ) в алмазоносные районы Пермского края для студентов-геологов.

В процессе выполнения диссертационной работы автором дополнительно изучены разрезы основания силура, проведено их литологическое и малообъемное опробование; сделан количественный минералогический анализ тяжелой фракции шлихов, малообъемных и литологических проб; систематизирована морфология ветрогранников. Теоретическое обобщение материалов осуществлено лично автором.

Фактический материал. В дополнение к материалам предшественников автором лично по горным выработкам и естественным обнажениям изучены геологические разрезы верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя, из которых отобраны, обработаны и исследованы гранулометрическим и минералогическим методами пробы: литологические (74), протолочные (18), шлиховые (73), малообъемные (38); образцов на различные виды анализов и пополнение коллекции минералогического музея отобрано более 200. Количественный минералогический анализ тяжелой фракции проб (177) проведен автором. Определение химического состава образцов осуществлено с применением волнодисперсионного рентгенофлуоресцентного спектрометра последовательного типа действия S8 Tiger фирмы Bruker (48 проб, аналитик К.П. Казымов) в Центре коллективного пользования Пермского университета (ЦКП ПГНИУ). Минералогический и петрографический состав отложений

уточнялся микроскопическим методом (петрографы М.Н. Уткина, ПермНИИ-ПИНЕФТЬ; Е.М. Томилина, ЦКП ПГНИУ). Пелитовая фракция проб изучена на порошковом рентгеновском дифрактометре D2 Phaser фирмы Bruker (аналитик Г.А. Исаева). Для диагностики минералов привлекались данные микронного анализа (автоэмиссионный сканирующий электронный микроскоп ультравысокого разрешения JSM-7500F фирмы Jeol, аналитик Б.М. Осовецкий, ЦКП ПГНИУ; сканирующий электронный микроскоп VEGA 3 LMN (Tescan) с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа OxfordInstruments INCAEnergy 250/X-max 20, аналитик О.В. Коротченкова, Горный институт УрО РАН). Выводы по результатам прецизионных исследований делались автором.

Автором лично составлена, описана и изучена коллекция ветрогранников, впервые обнаруженных в основании силура на исследуемой территории; коллекция передана в минералогический музей кафедры минералогии и петрографии ПГНИУ.

Публикации и апробация работы. По теме диссертации опубликовано 19 печатных работ, из них 4 статьи в журналах, входящих в перечень ВАК РФ.

Материалы диссертационной работы докладывались и обсуждались на конференциях: «Геология и полезные ископаемые Западного Урала» (Пермь: 2014–2021); «Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского» (Пермь: 2015–2021); на IX Всероссийском литологическом совещании (с международным участием) «Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей» (Казань, 2019); на V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АО «АЛРОСА» (Мирный, 2018).

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения и списка использованной литературы. Объем текста 187 страниц, 31 иллюстрация, 34 таблицы, литературных источников 262 наименования включая опубликованные, отечественные и зарубежные, производственные и тематические работы, хранящиеся в государственных фондах, а также интернет-ресурсы.

Благодарности. Автор выражает благодарность научному руководителю доктору геол.-мин. наук, зав. кафедрой минералогии и петрографии ПГНИУ Р.Г. Ибламинову; доктору геол.-мин. наук П.А. Красильникову; всем сотрудникам кафедры минералогии и петрографии Пермского университета, способствовавшим в реализации задуманной работы. Автор благодарен за многолетнее и плодотворное обсуждение алмазной тематики на Урале профессору Б.М. Осовецкому; профессору, академику Академии естествознания РФ Ф.А. Курбацкой; кандидату геол.-мин. наук А.Г. Попову, а также геологам И.П. Тетерину, Н.Г. Калашникову, В.А. Чуйко.

ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ПО ГЕОЛОГИИ ЮЖНОГО ПРИТИМАНЬЯ

В первой главе описывается история геологического изучения, геологическое строение и некоторые теоретические аспекты изучения эмерсивных рубежей на территории Южного Притиманья.

В разделе 1.1 рассмотрена история геологического изучения территории с точки зрения истории геологии как науки. На примере исследуемого региона прослежена смена геологических парадигм от геосинклинальной (фиксистой) до плитотектонической (неомобилистской). В исторической периодизации мы опираемся на методологическую основу В.Е. Хаина, отмечавшего, что современные критерии периодизации истории геологии основаны на концепции скачкообразного нелинейного развития науки, ведущего к смене геологической парадигмы, которая оказывает решающее влияние на эмпирические и теоретические разработки геологов (Хаин, Рябухин, 1997).

В разделе 1.2 дано краткое описание геологического строения исследуемой территории (статическая модель).

В разделе 1.3 на основе стадийного анализа показана история геологического развития Южного Притиманья в позднем протерозое (ретроспективная модель) – важнейшем этапе геологической истории исследуемого района, во многом определившем его региональные особенности, в том числе некоторые закономерности в образовании и размещении алмазных россыпей Западного склона Урала.

В разделе 1.4 рассмотрены некоторые теоретические и методологические аспекты изучения эмерсивных рубежей на примере раннепалеозойской эмерсивной стадии на территории Южного Притиманья.

1.1. История геологического изучения

До середины XX века территория Южного Притиманья находилась на периферии геологического изучения Русской плиты, Тимана и Урала, оставаясь, по существу, «белым пятном» на геологической карте. Системное изучение геологического строения территории началось в 1947 г. в связи с развитием нефтяной отрасли. Всесоюзный Нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ) направил на север Пермской области экспедицию, которую на протяжении пяти лет (1947–1951 гг.) возглавлял Н.Г. Чочиа. Он отмечает, что до работ экспедиции ВНИГРИ для района не существовало единой стратиграфической схемы и отсутствовала детальная геологическая карта, хотя первые сведения о геологии и полезных ископаемых появляются, начиная с XVIII века. Весь этот этап он называет периодом первичного накопления материала (Чочиа, 1955). Первый, по периодизации Н.Г. Чочиа, этап продолжился в работах геологов Геологического комитета: П.И. Кротова (1888), А.А. Краснопольского (1889), Е.С. Федорова (1897), А. Дюпарка (1909), А.А. Чернова (1913), А.В. Нечаева (1921). К новому этапу Н.Г. Чочиа относит широко поставленные работы Нефтяного (НГРИ) и Угольного институтов. Прослеживая угленосные отложения к северу от Кизеловского каменноугольного бассейна, О.Ф. Нейман-Пермяковой и В.В. Пермякова (1930) фаунистически охарактеризовали отложения силура в верховьях р. Вишеры, что было сделано впервые, но эти данные не были опубликованы. Они же обратили внимание на широкое развитие покровов перекрытия со значительной амплитудой (до 50–70 км) горизонтального перемещения (Черных, 2012). Сейчас весь период, предшествовавший экспедиции ВНИГРИ, можно считать первым этапом геологического изучения исследуемой нами территории как период первоначального накопления геологического материала. I-й этап определяется нами только верхней временной границей – до 1947 г.

Второй этап – системного геологического изучения территории, по нашему мнению, начинается с экспедиции ВНИГРИ (1947–1951 гг.), во время которой были проведены комплексные исследования, включающие в себя геологосъемочные, буровые, стратиграфические, петрографические, геофизические и тематические исследования. Наиболее ценными стали новые сведения по отложениям верхнего протерозоя, нижнего палеозоя и силура. Геологическая карта, описание опорных разрезов, литолого-фациальные карты от верхнего протерозоя до уфимского яруса верхней перми (по устаревшей стратиграфической шкале), тектоническая схема района, – всё это послужило основой и отправной точкой для всех дальнейших исследований.

Особым вопросом для геологии Урала всегда являлся вопрос о положении в разрезе и возрасте так называемых «древних свит» (додевонских, досилурийских, доордовикских). Во-первых, палеонтологически они почти не были охарактеризованы; во-вторых, между ними и палеозойским разрезом устанавливалось крупное стратиграфическое и угловое несогласие. Этих двух фактов достаточно, чтобы определить принципиальное их различие в геологической истории. Начало для разрешения этого вопроса положили ставшие классическими работы Н.С. Шатского (1945), А.И. Олли (1948), Б.М. Келлера (1952). Работы этих авторов основывались главным образом на геологическом материале Южного и частично Среднего Урала. В дальнейшем Н.Г. Чочиа, знакомый по личным наблюдениям с разрезом «древних свит» хр. Каратау, после послойного изучения толщ Полюдова кряжа и Колчимской гряды сделал наиболее обоснованное сопоставление их с уже известными южноуральскими стратотипами, а также дал этим свитам названия – расольнинская, деминская и низьвенская. И солидарно с Н.С. Шатским, Д.В. Наливкиным, М.И. Гаранем, Г.Ф. Лунгертгаузенем, Б.М. Келлером, П.М. Есиповым и Е.В. Владимирской отнес их к верхнему протерозою (RF₃). Хотя в то время существовала и другая точка зрения – А.И. Олли, К.А. Львова и некоторых других исследователей, отстаивавших кембрийский возраст немых «древних свит». Е.В. Владимирская сделала вывод о том, что эти

«древние свиты» являются единым целым, поясом, протягивающимся вдоль всего Тимана (Чочиа, 1955). Такое сопоставление и вывод оказались принципиально верными, сохранились до сих пор и впоследствии только уточнялось.

Отдельного упоминания заслуживает выделенная тогда же «чурочная» свита (Чочиа, 1955), названная так по одноименным реке, горе и поселку Чурочная (ударение – на первом слоге). Этимология топонима, возможно, восходит к слову чурка, т.е. улей (Словарь..., 2002). Ошибка в ударении (на втором слоге), характерная для «приезжих», привела к тому, что ставшее непонятным название было переделано, и так появилась современное название – «чурочинская» свита. И даже совершенно сверхусложненное – «чурочнинская» свита (Водолазская и др., 2005), хотя первоначально всё было просто – чурочная свита (Чочиа, 1955). Стратиграфическое ее положение – промежуточное между протерозойским и палеозойским разрезом – было выяснено путем сопоставления с доордовикской ашинской свитой Южного Урала, и поэтому чурочная свита была отнесена к кембрийской системе (под знаком вопроса). Этот знак вопроса оставался вплоть до установления вендских отложений в Южном Притиманье (Раабен, 1975). Н.Г. Чочиа (1955) считал чурочную свиту древнее тельпосской (O_1), то есть доордовикской, что и подтвердилось дальнейшими исследованиями. В современной стратиграфии чурочную свиту относят к нижнему венду ($V_1\check{c}r$).

Важно добавить, что во времена геологической съемки, проводимой экспедицией Н.Г. Чочиа, об алмазных россыпях Колво-Вишерского края – главном его полезном ископаемом в последующее время – еще ничего не было известно (Бурневская, 2007). Как ничего не было известно и о континентальных отложениях силура в масштабе такого региона, как СССР (Наливкин, 1962).

Обращаясь теперь к истории геологического изучения уральского сегмента Пермского края, нельзя не отметить одну характерную особенность, а именно то, что оно шло в направлении с юга на север, от известных и осво-

енных мест к еще неизвестными и неизведанным – в строгом соответствии с меридиональным простираем уральских структур. Так двигались геологи-солевики, геологи-нефтяники, геологи-угольщики. Не стали исключением и геологи-алмазники (рис. 1.1). Это наложило свой отпечаток на восприятие Южного Притиманья как составной части Урала.



Н.Г. Чочиа



В.А. Бурневская



А.Д. Ишков

Рис. 1.1. Основоположники изучения геологии Южного Притиманья

Второй этап системного геологического изучения территории Южного Притиманья связан именно с алмазной тематикой, когда в середине 1950-х гг. произошло открытие промышленно алмазоносных россыпей в долинах рек Вишерского алмазоносного района: Бол. Колчим, Бол. Щугор и Сев. Колчим. Проведенные геолого-геоморфологические работы экспедиции ВНИГРИ под руководством В.А. Бурневской (1955–1957) показали, что возможным источником россыпной алмазоносности Западного склона Урала могут являться ископаемые россыпи в основании палеозойского разреза, на что указывал ещё А.А. Кухаренко (1955). Именно на втором этапе геологического изучения Южного Притиманья были проведены широко поставленные комплексные и тематические исследования. Правда, на наш взгляд, «уровень секретности» алмазной темы привел в дальнейшем к ее вырождению и общему падению качества геологоразведочных работ уже к концу второго этапа геологического изучения Южного Притиманья.

В связи с открытием промышленно значимых алмазных россыпей была проведена детальная геологическая съемка масштаба 1:50 000 (Ишков и др., 1967ф). Главной заслугой этой работы справедливо считается открытие промышленной алмазности такатинской свиты, базальной толщи в отложениях девона (D_{1tk}). Кроме того, рассольнинская свита, впервые выделенная Н.Г. Чочиа, была расчленена на пять толщ, и это разделение сохраняется до сих пор. Определен объем ордовика, включая помянённовскую свиту, выделенную В.А. Бурневской (1967). Описаны разрезы нижнего силура с терригенной пачкой в его основании. Опробовано на алмазы большинство грубообломочных толщ стратиграфического разреза Южного Притиманья от верхнего рифея до нижней перми (Ишков, 1966).

С другой стороны, в результате общего успеха, сопутствовавшего коллективу геологов под руководством А.Д. Ишкова, единственному из уральских геологов, который был награжден орденом Ленина, возникла парадоксальная ситуация зависимости геологии от производственных проблем добычи полезного ископаемого. В дальнейшем, уже после смерти А.Д. Ишкова в 1969 г., как-то незаметно возникла так называемая «вишерская геология», которая в условиях закрытости и секретности алмазной тематики несколько обособилась, что имело далеко идущие и не всегда позитивные последствия. Так, например, начавшийся процесс смены геологических парадигм прошел для «вишерской геологии» практически незамеченным.

Наиболее полного выражения геосинклинальная парадигма в отношении Урала и Южного Притиманья, в частности, достигла в работах И.Д. Соболева (1969; 1983). В коллективной монографии сотрудников ВСЕГЕИ Ю.Д. Смирнов подчеркивает как одну из характерных особенностей геосинклинальных образований Урала их полициклическое развитие (Смирнов и др., 1977). В то же время в геологической истории Урала исследователь выделяет тиманский (раннебайкальский) этап (поздний рифей, 1100–650 млн лет) как самостоятельный крупный этап в развитии Урала (Смирнов, 1964). В качестве куратора алмазной тематики на Урале Ю.Д. Смирнов рекомендовал даль-

нейшее развертывание геологоразведочных работ на вишерском Урале (Смирнов, 1965).

В частности, в Вишерском алмазоносном районе давно назревала необходимость комплексной геолого-геофизической крупномасштабной съемки с бурением глубоких скважин для изучения верхнепротерозойских отложений на полную мощность. Эта работа была проведена в 1977–1983 гг. коллективом под руководством В.К. Серебренникова (1983ф). При проведении геологической съемки (ГДП-50) в пределах листов Р-40-127-Г, Р-40-128-В, Р-40-140-А,Б применялось бурение установкой ЗИФ-650 (средняя глубина скважин 300 м), что позволило с хорошей детальностью изучить разрез рифей-вендских отложений; также широко применялись геофизические методы исследования. После работ Н.Г. Чочиа (1955) и А.Д. Ишкова (1967ф) это было третье масштабное изучение исследуемой нами территории. Несмотря на то, что материалы этой работы не были опубликованы, результаты их стали достаточно широко известны среди уральских геологов и вошли во все последующие отчеты Пермской геологосъемочной экспедиции. Петрографические исследования проводились петрографами Пермской геологосъемочной партии при постоянном участии Ф.А. Курбацкой (Пермский государственный университет), которая отстаивала концепцию ранневендского рифтогенеза на восточной окраине Русской плиты (Курбацкая, 1985). Завершающим аккордом второго этапа можно считать разработанную в конце XX-го века пермскими геологами модель геологической истории Среднего и Северного Урала Пермского края (Зильберман и др., 1993; Курбацкая, 1997; Зильберман и др., 1999; Ибламинов, 2002). В этой модели последовательно проведена концепция плитной тектоники.

Ю.А. Косыгин считал, что фиксизм господствовал в тектонике с 1920-х по 1960-е годы (Косыгин, 1983), однако на примере Южного При тиманья очевидно, что поворот к плитотектонической парадигме в уральской геологии произошел несколько позднее. Знаковым событием в этом процессе стал выход коллективной монографии уральских геологов «Геологическое разви-

тие и металлогения Урала» в 1981 г. под общей редакцией К.К. Золоева. На первой же странице авторы предисловия (К.К. Золоев, Б.А. Попов, М.С. Рапопорт) отмечают некоторую новацию, происшедшую в уральской геологии и отраженную в данной книге, а именно то, что наряду с традиционной геосинклинальной концепцией появились и другие модели, в том числе основанные на идеях мобилизма (Золоев и др., 1981). По более позднему свидетельству Н.И. Тимонина (1998), на протяжении трех последних десятилетий (прошлого века) в геологии Урала происходила существенная переинтерпретация геологических фактов в духе тектоники литосферных плит.

Итак, II-ой этап геологического изучения территории Южного При тиманья – это этап полного развития геосинклинальной модели в геологии Южного При тиманья. Во временных рамках этот период можно обозначить 1947–2000 гг. Условным завершением второго этапа можно считать последние годы XX в., когда совершался постепенный переход от геосинклинальной (полициклической) парадигмы к плитотектонической. Необходимо подчеркнуть, что расцвет геологического изучения территории Южного При тиманья в это время был связан с алмазной тематикой.

Началом третьего этапа условно можно считать выход в 2005 г. Государственной геологической карты третьего поколения масштаба 1:1 000 000 листа Р-40 (Водолазская и др., 2005), а также – коллективной монографии «Геология и полезные ископаемые России», составленной коллективом геологов ВСЕГЕИ. Вторая книга первого тома под редакцией О.А. Кондаи посвящена Уралу (2011). Эти работы уже полностью основаны на плитотектонической концепции. К сожалению, к настоящему времени собственные работы на исследуемой нами территории Пермская ГСП уже прекратили.

Таким образом, в периодизации истории геологического изучения территории Южного При тиманья мы можем выделить три этапа:

- 1) без нижней временной границы – до 1947 г.: этап предварительного изучения и накопления данных о геологическом строении территории;

2) 1947 – конец XX в.: этап активного геологического изучения на основе геосинклинальной парадигмы в связи с алмазной тематикой в регионе;

3) с начала XXI в. – по настоящее время: этап, знаменующий переход геологического изучения региона на парадигму тектоники плит, но без масштабных геологических изысканий.

1.2. Геологическое строение

В настоящее время геологическое строение территории Южного Притиманья рассматривается следующим образом. Территория входит в состав Бельско-Елецкой структурно-фациальной зоны Западного Урала (Западно-Уральская зона внешней складчатости). При этом отмечается, что ядра антиклиналей Полудово-Колчимского антиклинория представляют собой выступы вещественных комплексов байкальского структурного этажа среди образований палеозойского. По особенностям глубинного строения территории невозможно четкое проведения восточной границы Притиманско-Южнотиманской мегазоны с Приуральской мегазоной (Водолазская и др., 2005). По геолого-геофизическим данным (Дедеев, 1971; Берлянд, 1983; Ибламинов и др., 2019), континентальный тип коры на Западном Урале распространяется до Главного уральского разлома (ГУР), подразделяясь на внутрикратонный, перикратонный и рифтогенный подтипы. Исследуемая территория располагается в пределах внутрикратонного подтипа. Земная кора смежной Притиманско-Южнотиманской мегазоны может быть сопоставлена с корой перикратонных и внутрикратонных прогибов (Водолазская и др., 2005), что резко отличает притиманские структуры от уральских. Таким образом, строго говоря, в настоящее время вопрос о глубинном строении территории окончательно не решен, но исследователи сходятся в том, что

рифтогенный подтип земной коры на территории Южного Притиманья отсутствует.

Фундамент Русской плиты – эпикарельский (AR–PR₁). Естественных выходов архей-нижнепротерозойских пород на исследуемой территории нет, глубокими скважинами структурного бурения они вскрыты на сопредельной территории Восточно-Европейской платформы, где входят в состав кристаллического фундамента, в расколы которого, по геофизическим и структурно-геологическим данным, вложены осадочные комплексы рифея и венда.

В геологическом строении территории Южного Притиманья установлены осадочные последовательности от верхнего рифея (RF₃) до нижней перми (P₁kg) с комплексом проблематичных мезо-кайнозойских (?) и четвертичных образований. Завершение крупных тектоно-магматических циклов характеризуется эпохами складчатости (тиманской и уральской), эмерсивной обстановкой и континентальными отложениями. Раннепалеозойский эмерсивный рубеж является предметом исследования в нашей работе.

В тектоническом строении Южного Притиманья выделяются крупные надпорядковые структуры: Восточно-Европейская платформа (Русская и Печорская плиты), Тиманский ороген (Нечеухин и др., 2009) и Уральская складчатая система, каждая из которых индивидуально отражается в строении земной коры (Берлянд, 1983), в соответствии со стадийностью своего геологического развития (Кондиайн, 2011). Из структур I порядка необходимо отметить структуры Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральской внешней зоны складчатости. Границей между ними являются на севере – Главный, на юге – Пултовский надвиги. В свою очередь, Западно-Уральская зона складчатости в пределах района подразделяется на две структуры II порядка: Кожимо-Вишерскую и Язьвинско-Чусовскую. Кожимо-Вишерская структура представлена Полудово-Колчимским антиклинорием, Ошвинской структурой и Дийским моноклинорием – структурами III порядка. Язьвинская структура представлена северным окончанием Кизеловской структуры III порядка.

С точки зрения истории геологии как науки, тектонические представления развиваются эволюционно внутри господствующей геологической парадигмы и революционно – в период смены геологических парадигм. На выделенном нами I-ом этапе изучения территории Южного Притиманья считалось, что Тиман является «отчленением» Урала (Чочиа, 1955). На II-ом этапе – Тиман получил структурную самостоятельность, однако, Южное Притиманье с Полудово-Колчимским антиклинорием включалось в состав Западно-Уральской зоны складчатости (ЗУЗС) и рассматривалась как часть древней позднепротерозойско-кембрийской Уральской (Урало-Тиманской) геосинклинали, что нашло свое выражение на «Тектонической карте Урала» под редакцией И.Д. Соболева (1983).

Большинство антиклинальных структур Полудово-Колчимского антиклинория и Тимана были открыты еще на I-ом этапе геологического изучения Южного Притиманья. В 1888 г. П.И. Кротовым впервые установлена Колчимская антиклиналь; в 1931 г. М.А. Калмыковой оконтурена Ксенофоновская антиклиналь; в 1947 г. А.Н. Ивановым и Е.И. Мягковой выделена Тулымпарминская антиклиналь с немymi толщами нижнего, как они считали, палеозоя (рис. 1.2.1).

Надвиговые структуры определяют современный тектонический план региона. Образование надвигов связывается с давлением, вызванным коллизионными процессами и герцинским орогенезом Урала. Главный (Западно-уральский) надвиг со стратиграфической амплитудой около 8 км обрамляет Полудово-Колчимский антиклинорий с запада. По направлению к югу Главный надвиг разветвляется на два надвига – Пултовский и Коноваловский. По результатам бурения, угол падения сместителя Главного надвига составляет около 30–40°.

Пересечение сместителя Главного надвига зафиксировано на глубине 450 м. Восточное (сложной конфигурации) обрамление Полудово-Колчимского антиклинория имеет также тектоническую (надвиговую) природу.



Красновишерский пикрит-эссекситовый комплекс ($\omega\text{-}\epsilon\nu V_2\text{-}\epsilon_{kr}$) контролируется зоной разломов северо-западного простирания, совпадающей с тиманскими структурами (Смирнов, Лукьянова, 1977).

Некоторые исследователи относят магматические породы красновишерского комплекса к реликтовым телам кимберлитовой формации (Попов, 2018), развивающейся в кратонизированных платформенных сегментах литосферы (Зинчук и др., 2005).

Главным полезным ископаемым, связанным с раннепалеозойским этапом геологического развития на изучаемой территории, является алмаз. В геологическом настоящем алмазы встречаются в россыпях (рис. 1.2.2): современных (аллювиальных, делювиальных), древних (в мезо-кайнозойских депрессиях) и остаточных (в промежуточных коллекторах ордовика, силура, девона). После исчерпания запасов в наиболее легко разрабатываемых аллювиальных россыпях перспектива алмазоносности связывается с древними и остаточными россыпями (Попов, 2021).

Алмазная минерализация отмечена в отложениях всех свит, являющихся объектами исследования в данной диссертации (главы 2, 3, 4), однако до последнего времени ни в помянённой (O₃pl₁), ни в полюдовской (O₃pl₃), ни в колчимской свитах (S₁kl₁) промышленная алмазоносность была неизвестна.

После установления промышленной алмазоносности силурийского промежуточного коллектора (Пактовский, 2014; 2016 б) нами поставлен вопрос о существовании остаточных россыпей эолового типа в основании силура и, возможно, древнее (Пактовский, 2020а; 2021а).

В настоящее время россыпи Красновишерского минерагенического алмазоносного района не эксплуатируются и поиск новых промышленных объектов не проводится. Особо следует отметить недоразведанные объекты, выявленные в результате поисковых работ, проведенных в 2010–2013 гг. геологической службой ЗАО «Уралалмаз», с которыми могут быть связаны перспективы возрождения алмазной отрасли в Пермском крае.

Подводя итоги описания статической геологической модели территории Южного Притиманья, можно отметить следующие выводы и выявленные проблемы.

1. С точки зрения истории геологии как науки изучение территории Южного Притиманья можно подразделить на три этапа в соответствии со сменой геологических парадигм.

2.Тектоническая позиция территории Южного Притиманья после работ последних десятилетий значительно уточнена и прояснена, но только по аналогии со смежными регионами.Вопрос о глубинном строении территории окончательно не решен.

3.На исследуемой территории выявлено два магматических комплекса, однако вопрос об их возрасте, как и о времени тектоно-магматической активизации в регионеостается дискуссионным.

4. Алмазодобыча на Урале фактически свёрнута, однако потенциал алмазных россыпей далеко не исчерпан. Различным аспектам этой тематики в разное время мы с коллегами посвятили ряд статей (Пактовский, Попов, 2015; 2018; Осовецкий и др., 2015; Попов и др., 2018; Пактовский и др., 2021).

1.3.Позднепротерозойский этап геологического развития

Позднепротерозойский этап геологического развития территории Южного Притиманья является определяющим в геологической истории исследуемого района, поэтому требует самого пристального внимания по целому ряду причин.

1. Завершение этого крупного этапа привело к образованию Восточно-Европейской платформы и Тиманского орогена, что сопровождалось общим поднятием территории и установлению континентального режима.

2. На протяжении всей раннепалеозойской эмерсивной стадии длительностью около 100 млн лет в Южном Притиманье эродировались породы эпикарельского субстрата Русской плиты, а также магматические и осадочные

породы позднего протерозоя. Минеральные компоненты эродированных пород вошли в состав континентальных осадков раннего палеозоя.

3. Можно предположить, что из кластических толщ позднего протерозоя (промежуточных коллекторов алмаза) в эмерсивной обстановке плитного эпитиманского тектонического режима в состав континентальных осадков нижнего палеозоя вошли алмазы.

Работами В.Г. Оловянишникова (1997а,б; 1998) показано, что в позднем протерозое геологическое развитие Тиманской окраины Русской плиты (пассивной континентальной окраины) связано со стадиями развития Печорского палеоокеана. Сложность распространения этой модели на Южное Притиманье состоит в том, что, во-первых, территория находилась на отдалении от основных процессов и событий, происходивших в Тиманском подвижном поясе (RF_2 – RF_3); во-вторых, в последующим воздействии со стороны Древнеуральской подвижной системы (V), затушевавшем первоначальный «доуральский» структурный план территории Южного Притиманья. Поэтому вопрос об истории геологического развития Южного Притиманья на границе неопротерозоя и палеозоя остается важным и актуальным. На основе опубликованных литературных источников и первичных материалов геологосъемочных отчетов мы предприняли попытку восстановления предшествующего нижнепалеозойской эмерсии позднерифейского этапа геологической истории, по возможности непротиворечивой.

Ю.Д. Смирнов (1964) докембрийские отложения Южного Притиманья выделял в особый «тиманский комплекс». Внутри тиманского комплекса пород выделяются два циклаосаконакопления: позднерифейский и вендский, разделенные крупным стратиграфическим перерывом на границе рифея и венда.

По отчетным материалам полевых геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 разных лет (Ишков и др., 1967ф; Серебренников и др., 1983ф; Петухов, Куртлацков и др., 2000ф) нами составлена стратиграфическая колонка

позднепротерозойских отложений Полудово-Колчимско-антиклинария в вертикальном масштабе 1:10 000 (рис. 1.3.1).

Первое, что бросается в глаза при сравнении отложений верхнего рифея и венда – это то, что они вполне сопоставимы по мощности, в отличие от уральских аналогов с огромными мощностями венда (Раабен, 1975).

Зонотема	Эратема	Система	Отдел	Ярус	Индекс	Колонка	Мощность, м	Характеристика подразделений
П р о т е р о з о й с к а я (PR)	Р и ф е й с к а я (RF)	В е н д с к а я (V)	Верхний (V ₂)		V ₂ ks ₂		300	Кочешорская свита. Вторая пачка. Переслаивание (снизу вверх): зеленовато-серых песчаников, алевролитов и конгломератов полевошпатово-кварцевых.
					V ₂ ks ₁		300	Первая пачка. Переслаивание песчаников полевошпатово-кварцевых, кварцевых серых с алевролитами и аргиллитами зеленовато-серыми. Микрофоссилии <i>Trachysphaeridium partialum</i> (Sheep), <i>Origmatosphaeridium</i> sp., <i>Protosphaeridium densum</i> Tim., <i>Protosphaeridium vermium</i> Tim.
					V ₁ iv ₂		250	Ильвовожская свита. Вторая пачка. Пестроцветные алевролиты и аргиллиты с прослоями глауконитовых песчаников. Зеленовато-серые песчаники кварцевые и полевошпатово-кварцевые с прослоями алевролитов и аргиллитов. Микрофоссилии <i>Origmatosphaeridium</i> sp., <i>Protosphaeridium</i> Tim., <i>Bavlinella favlota</i> Tim., <i>Polyedrosphaeridium</i> sp.
					V ₁ iv ₁		220	Первая пачка. Переслаивание алевролитов и аргиллитов красно-вишневых и зеленых. Песчаники кварцевые, полевошпатово-кварцевые серые, зеленовато-серые.
					V ₁ cr ₄		120	Чурочинская свита. Четвертая пачка. Переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников зеленовато- и вишнево-серых. Тиллиты только на севере Колчимской антиклинали.
					V ₁ cr ₃		100	
					V ₁ cr ₂		250	
					V ₁ cr ₁		200	Третья пачка. Угlistые аргиллиты, переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов темно-зеленых. Вторая пачка. Тиллитовидные конгломераты с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов; в кровле пачки прослой доломитов. Микрофоссилии <i>Deiosphaeridia hyperboreica</i> Tim.
					V ₁ uc ₂		250	Первая пачка. Переслаивание песчаников кварцевых, полевошпатово-кварцевых и алевролитов вишнево-зеленовато-серых с зернами гематита и глауконита.
					V ₁ uc ₁		250	Устьчурочинская свита. Вторая пачка. Песчанники кварцевые, полевошпатово-кварцевые, гематит-кварцевые красные.
								Первая пачка. Зелено-сероцветная флишеидная толща полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Базальные слои (0,9 м) – тиллитовидный конгломерат с обломками карбонатов деминской свиты.
	П о з д н е р и ф е й с к а я (RF ₁)				RF ₃ nz ₃		380	Низьвенская свита. Третья пачка. Доломиты светло-серые и вишнево-серые, прослоями окремненные, часто строматолитовые и глинистые, с линзовидными прослоями кварцевых гравийных песчаников. Седиментационные брекчии представлены обломками органогенных доломитов, сцементированными пестроцветными глинисто-алевритовыми породами. Доломиты с биогермами <i>Tungussia colčimi</i> и онколитами <i>Osagia crispa</i> Z. Zhur., <i>Radiohus tenuis</i> Z. Zhur., <i>R. elongatus</i> Z. Zhur., <i>R. minjaricus</i> Zabr.
					RF ₃ nz ₂		240	
					RF ₃ nz ₁		700	Вторая пачка. Доломиты серые со строматолитами. Линзовидные прослои (0,1 м) кварцевых гравелитов с галькой серовато-желтого кварца. В доломитах строматолиты: <i>Tungussia parrmensis</i> Raab., <i>Gimnosolen</i> (Minjaria) uralicus Kryl., <i>Conophyton miloradovičii</i> , <i>Gimnosolen</i> (Minjaria) giganteus Raab. Микрофитолиты: <i>Osagia maculata</i> Zabr., <i>O. pulata</i> Zabr., <i>Vesicularites elongatus</i> Zabr., <i>V. enigmatus</i> Zabr.
								Первая пачка. Доломиты темно-серые, тонко-мелкозернистые, мелко-среднеослоистые, часто глинистые. В средней части разреза песчанники кварцевые, разнозернистые (до 4 м) с постепенными переходами в кровле и подошве.
					RF ₃ dm		300	Деминская свита. Известняки глинистые вишневые, реже серые и зеленоватые, строматолитовые, с прослоями аргиллитов розовато-коричневых, светло-серых. Строматолиты: <i>Jurusania nissvensis</i> Raab., <i>Inseria tjomusi</i> Kryl., <i>Tungussia</i> sp. Микрофитолиты: <i>Radiosus</i> sp., <i>Nubecularites</i> sp., <i>Vesicularites raabena</i> Zabr.
					RF ₃ rs ₆		400	Рассольнинская свита. Пятая пачка. Алевролиты и аргиллиты зеленовато-серые с прослоями светло-серых и розоватых песчаников. В верхней части разреза известняки глинистые серые с прослоями туфов базальт-долеритовой (трапповой) магматической ассоциации.
					RF ₃ rs ₄		100	Четвертая пачка. Песчанники светло- и розовато-серые, кварцевые и полевошпатово-кварцевые.
					RF ₃ rs ₅		60	Третья пачка. Тонкое переслаивание алевролитов и аргиллитов темно-серых до черного, серых зеленовато-серых с подчиненными прослоями песчаников.
					RF ₃ rs ₂		270	Вторая пачка. Песчанники аркозовые розово-красновато-вишневые полевошпатово-кварцевые, кварцитовидные, переходящие в гравелиты и конгломераты с подчиненными прослоями алевролитов.
					RF ₃ rs ₁		120 (вид.)	Первая пачка. Алевролиты и песчанники аркозовые сургучно-красные, розово-серые, зеленовато-серые. Аргиллиты фиштакшо-зеленые в тонких прослоях по всему разрезу. В нижней половине – прослои доломитов и известняков светло- и розовато-серых, перекристаллизованных, часто песчаных, связанных с песчанниками постепенным переходом.

Рис. 1.3.1. Стратиграфическая колонка докембрийских отложений Южного Притиманья. Колонка составлена в масштабе верт. 1:100. Компьютерная графика А.Г. Попов

Перейдем к более детальному рассмотрению верхнерифейских отложений тиманского комплекса пород Южного Притиманья. Описание ведется снизу вверх. При рассмотрении нижней части первой пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_1) обнаруживается, что разрез не согласуется с представлением о начале трансгрессивного цикла осадконакопления в основании верхнего рифея, принятого в Южном Притиманье по аналогии с типовым разрезом Южного Урала. Этому представлению больше соответствует вторая половина первой пачки рассольнинской свиты с терригенными аркозовыми породами. Вторая пачка (RF_3rs_2), представленная аркозовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, может считаться классическим началом трансгрессивного цикла с грубообломочным материалом в базальной части стратона. Вверх по разрезу литология пород изменяется в сторону уменьшения гранулометрии зерен, это песчаники, алевролиты, аргиллиты, а также их переслаивание (RF_3rs_3), что в целом соответствует общему трансгрессивному циклу осадконакопления.

Цвет пород также является важным индикатором их генезиса. Красные тона отложений второй пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_2) сменяются серыми и зелеными тонами третьей (RF_3rs_3). Это, как и гранулометрия отложений, может свидетельствовать о постепенном углублении осадочного бассейна и меньшей степени окисления железа в его глубине.

Кварц-полевошпатовые песчаники четвертой пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_4) выглядят почти полным аналогом аркозовых песчаников второй пачки (RF_3rs_2). Отложения пятой пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_5) показывают трансгрессивно направленный, в целом, процесс осадконакопления. Анализ литологических особенностей пород приводил исследователей к единому мнению о том, что породы рассольнинской свиты, как и зильмердакской свиты на Южном Урале, формировались в континентальных и прибрежно-морских условиях при быстром накоплении осадков. Отложения рассольнинской свиты Южного Притиманья отнесены Ф.А. Курбацкой (1985) к

фалаховой формации. Ю.Д. Смирнов относил их к аллохтонной терригенной формации миогеосинклинальных областей (Смирнов и др., 1977).

В нижней части разреза пятой пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_5) описаны алевролиты и аргиллиты зеленовато-серые с прослоями светло-серых и розоватых песчаников. В верхней части пятой пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_5) терригенные отложения сменяются карбонатными, причем в последних отмечаются прослой и линзовидные тела туфов базальт-долеритовой (трапповой) магматической ассоциации.

Отложения деминской свиты верхнего рифея (RF_3dm) без видимого перерыва залегают на породах рассольнинской (RF_3rs) и представлены глинистыми вишнево-красными строматолитовыми известняками. Разрез отложений деминской свиты наблюдался нами в карьере месторождения «Верховья реки Большой Колчим. Линия 178», где он был вскрыт экскаваторным способом. В северо-западной стенке карьера вскрыты известняки вишнево-красные, красно-коричневые, глинистые, с характерной тонкой, пологоволнистой, ленточной слоистостью, подчеркнутой послойно различными оттенками красного цвета. Ленточная слоистость может свидетельствовать о накоплении осадка в спокойной лагунной обстановке (Чочиа. 1955). Красящее вещество, как это нередко бывает в древних породах, представлено тонкодисперсным гематитом (Курбацкая и др., 2001). По наблюдениям в шлифах, красящее вещество располагается слоями. Известняки образуют мелкослоистую толщу с мощностью слоев 10–12 см. Видимая мощность выхода 1,5 м; длина выхода 18 м. Элементы залегания: аз. пад. ЮЗ 230–240, угол падения 40° . Строматолитов выявлено не было. Стратиграфически выше красноцветной толщи встречены известняки серые, желтовато-серые со сходными элементами залегания видимой мощностью 2 м. Завершают карбонатный разрез аргиллиты вишнево-красные выветрелые, образующие в обнажении мелкодресвяную осыпь. Элементы залегания совпадают с таковыми у нижележащих известняков. Видимая мощность слоя аргиллитов 4,5 м. Все описанные породы находятся в моноклинальном залегании с общим падением на юго-запад.

Характерно, что севернее, и только в разрезе Камня Рассольный, Е.В. Владимирская выделяла в составе деминской свиты две пачки мергелей, разделенных двумя пачками песчано-аргиллитовых пород (Чочиа, 1955). С точки зрения формационного анализа важно отметить смену терригенной формации рассольнинской свиты на карбонатную формацию деминской свиты, или фалаховой – на карбостромовую геогенерацию (Курбацкая, 1997).

Отложения низьвенской свиты верхнего рифея (RF_3nz) без видимого перерыва залегают на породах деминской (RF_3dm) и представлены, в основном, сероцветной доломитовой толщей, которая разделена на три пачки (подсвиты). Доломиты первой пачки (RF_3nz_1) мощностью 700 м – темно-серые, тонко-мелкозернистые, мелко-среднеслоистые, часто глинистые. Причем, в средней части разреза встречен прослой песчаников кварцевых, разномелкозернистых (мощностью до 4 м). Доломиты второй пачки (RF_3nz_2) мощностью 200 м – серые со строматолитами. При этом в средней части, в 100 м от подошвы пачки, отмечены линзовидные прослои (0,1 м) кварцевых гравелитов с галькой серовато-желтого кварца. Прослои разномелкозернистых песчаников и линзы грубообломочного материала могут свидетельствовать о временном изменении береговой линии и даже об ее отступлении, что является предвестником более крупных геологических событий. Так, в основании третьей пачки низьвенской свиты (RF_3nz_3) на волнистой поверхности строматолитовых доломитов залегают песчаники мощностью 1,0 м кварцевые с гравийными зернами. Также в 16 м от подошвы пачки описаны седиментационные брекчии («окolorифовые»), представленные обломками органогенных доломитов. На стратиграфической границе двух подсвит отмечается контакт с размывом.

Отложения низьвенской свиты завершают верхнерифейский цикл осадкообразования. Судя по типовым разрезам Южного Урала, отмечает Ф.А. Курбацкая (2007), для карбостромовой формации характерны внутренние перерывы, которые устанавливаются как в основании свит, так и в основании более мелких циклитов. Стратиграфический перерыв между второй и третьей пачкой низьвенской свиты почти не изучался, как и многочисленные, судя по

смене карбонатных и терригенных фаций, внутриформационные перерывы низвенской свиты (рис. 1.3.1).

Переходя к рассмотрению вендского комплекса пород Южного Притиманья, необходимо еще раз отметить, что отложения нижнего и верхнего венда относятся к разным стадиям развития Восточно-Европейской платформы, Тиманской раннебайкальской и Древнеуральской позднебайкальской подвижных систем.

В геологии Южного Притиманья традиционно отложения устьчурочинской ($V_{1u\check{c}}$), чурочинской ($V_{1\check{c}r}$) и ильявожской (V_{1iv}) свит относятся к нижнему венду, а кочешорской свиты ($V_{2k\check{c}}$) – к верхнему (Водолазская и др., 2005). В стратиграфической колонке (рис. 1.3.1) мы следуем этому традиционному взгляду. Разрез вендских отложений начинается с базальных слоёв устьчурочинской свиты ($V_{1u\check{c}_1}$), фиксирующих размыв нижележащих карбонатных отложений низвенской свиты верхнего рифея. Стратиграфически выше залегают относительно маломощные красноцветные, а затем более мощные флишоидные серо-зеленоцветные терригенные породы с глауконитом. В некоторых шлифах из полимиктовых песчаников устьчурочинской свиты отмечаются прослои титано-циркониевых минералов, обычных для пляжных фаций (Курбацкая и др., 2001). Трансгрессия устьчурочинского времени была локальной и не проникла в западную часть Полудовско-Колчимского антиклинория, где в Ксенофоновской антиклинали отложений нижнего венда не наблюдается (табл. 1.3.1).

В отложениях устьчурочинской свиты можно предполагать два трансгрессивных цикла: нижний ($V_{1u\check{c}_1}$) и верхний ($V_{1u\check{c}_2}$). Последний, по данным структурного бурения в юго-западной части Колчимской антиклинали (Щербакова и др., 2002), венчается пачкой аргиллитов, которая, как надо полагать, не сохранилась или сохранилась фрагментарно.

Базальные слои нижнего венда ($V_{1u\check{c}_1}$) сохранили следы размыва и прослои конгломератов, отмечающих начавшуюся трансгрессию моря после эмерсивной стадии на рубеже рифея и венда.

Таблица 1.3.1

Мощность отложений нижнего венда (V_1) на территории Южного При-
тиманья (по Чочиа, 1955; Келлеру, 1968; Смирнову и др., 1977)

Структура	Мощность, м
Язьвинско-Косьвинская моноклиналь, ЦУП, р. Молмыс	в.м. 375
Тулымпарминская антиклиналь, р. Кочешор	400
Колчимская антиклиналь, р. Чурочная	1500
Полюдовская антиклиналь	80
Полюдовская антиклиналь, Камень Рассольный	180
Верхнеухтымская антиклиналь	в.м. 100
Среднеухтымская антиклиналь	0–175
Ксенофоновская антиклиналь	0

Ю.Д. Смирнов (1977) отмечает также флишоидный характер осадков устьчурочинской свиты (V_{1uc}), что в сочетании с рядом признаков (ритмичное переслаивание пород, наличие мелких складок оползневых процессов, полимиктовый состав обломочного материала, волноприбойные знаки и тонкая горизонтальная слоистость, широкое распространение глауконита) говорит о накоплении осадков в морских условиях и в волноприбойной зоне. Анализ вещества пород показал, что они состоят из продуктов размыва подстилающих отложений свит верхнего рифея, а также из вулканогенных пород, гранитоидов и гнейсов, источником которых являются поднятия Тимана с выходами пород кристаллического фундамента Русской плиты. Ю.Д. Смирнов, как в дальнейшем и В.Г. Оловянишников (1998), подчеркивает, что в начале нижнего венда территория Тиманского кряжа становится сушей и областью интенсивного размыва. Продукты размыва заполняют предгорные и межгорные впадины (Смирнов и др., 1977). Изотопный возраст отложений устьчурочинской свиты различен у разных авторов. Ю.Р. Беккер (1985) приводит цифры 680–686 млн лет. Б.М. Келлер (1985) – 665 млн лет (среднее значение). Все определения К–Аг методом по глаукониту.

О.А. Кондиайн (2011) считал возрастное положение устьчурочинской свиты в разрезе рифей-вендских отложений неточным. И не отнес отложения

свиты ни к одному структурно-вещественному комплексусреднерифеско-ранневендскогомегакомплекса Тиманской подвижной системы.

В чурочинское время ($V_1\check{c}r$) в заливе, отшнурованном от основного бассейна осадконакопления (Келлер, 1968; Чумаков, 1990), в юго-восточной части Южного Притиманья начали формироваться континентальные отложения с тиллитовидными конгломератами чурочинской свиты. Им предшествуют отложения первой пачки чурочинской свиты ($V_1\check{c}r_1$), имеющих флишоподобный характер. Тиллиты наиболее распространены во второй пачке чурочинской свиты ($V_1\check{c}r_2$), но встречаются и выше по разрезу – в четвертой пачке ($V_1\check{c}r_4$). Красноцветные, реже зеленоцветные тиллитовидные конгломераты отличаются лишенным слоистости глинистым матриксом и каркасом, состоящим из сгруженного грубообломочного материала различных пород. Среди обломков встречаются и крупные валуны, и гравий, в основном, местных осадочных пород буркочимской серии и кристаллического фундамента платформы; это – обломки измененных плагиогранитов и щелочных гранитов, а также метаморфических пород: кварцитов и глинистых сланцев. Интересно, что на Среднем Урале в изохронной чурочинской вильвенской свите (V_1v/v_2) обломочный материал тиллитовидных конгломератов также имеет местное происхождение (Сулов, Тетерин, 1997). Определенный К–Аг методом изотопный возраст гранитов, включенных в виде глыб в состав тиллитовидных конгломератов чурочинской свиты, определен в 1,45 млрд лет (Боровко, 1967), что определенно говорит о размыве пород кристаллического фундамента Русской плиты в ранневендскую эпоху. Чурочинская свита сложена несомненно ледниковыми образованиями (Постникова, 1972). Разрез отложений второй пачки чурочинской свиты ($V_1\check{c}r_2$) завершает толща доломитов – «венчающих доломитов» мощностью 10 м (Чочиа, 1955). Этой толщей маркируется зона постепенного перехода от марино-гляциальных к морским отложениям, что означает, по Н.М. Чумакову (1985), окончание планетарного лапландского оледенения в большинстве известных краевых бассейнах Фено-Сарматии и в обрамляющих континент геосинклинальных областях.

На эпоху потепления указывает образование углистых аргиллитов третьей пачки чурочинской свиты ($V_1\check{c}r_3$), однако, судя по тому, что в четвертой пачке ($V_1\check{c}r_4$) вновь встречаются тиллитовидные конгломераты, это была межледниковая эпоха криогения, и возможно, не одна, как и эпохи оледенения. Очевидно, что в это время юго-восточная часть Южного Притиманья то покрывалась льдом, то освобождалась ото льда. В западной части Южного Притиманья существовало материковое и горное (Тиманское) оледенение; отложений нижнего венда здесь не наблюдается. Анализ мощностей отложения нижнего венда на территории Южного Притиманья в направлении с юго-востока (палео-Урал) на северо-запад (Тиман) показывает резкое их сокращение вплоть до полного исчезновения (табл. 1.3.1). Наибольшие мощности отложений нижнего венда на территории Южного Притиманья приближены к смежному региону Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, то есть к Древнеуральской подвижной системе, и могут обозначать отшнурованный от основного бассейна палеорифта залив, лучевидно выклинивающийся. Однако, продолжения на северо-запад этот заливообразный бассейн не получил, что мы связываем с влиянием растущего Тиманского орогена, возникшего в результате коллизии Русской и Печорской плит.

Определений изотопного возраста чурочинской свиты нет. Однако отмечено, что время образования отложений чурочинской свиты зажато в вилку между значениями 665 млн лет (устьчурочинская свита) и 614 млн лет (ильявожская свита) (Боровко, 1967; Келлер, 1985; Чумаков, 1985).

О.А. Кондяйн (2011) объединяет ильявожскую (V_1iv) и кочешорскую ($V_2k\check{c}$) свиты в сылвицкий структурно-вещественный комплекс позднеархейско-вендского мегакомплекса Древнеуральской подвижной системы. Он отмечает, что в обеих свитах, сложенных алевролитами, аргиллитами, полевошпат-кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, чередуются красноцветные породы с серо-зеленоцветными; в обеих встречаются микрофоссилии; комплекс залегает с размывом на отложениях нижнего венда, перекрывается с угловым несогласием отложениями полюдовской (O_3pl) или

колчимской свит (S_1kl). В формационном плане исследователь относит сыльвицкий структурно-вещественный комплекс к верхневендским молассам поздней стадии развития Древнеуральской подвижной системы (Кондьяин, 2011). В.П. Пучков (2010) также относит отложения верхнего венда к молассам (2010). Ф.А. Курбацкая (1985; 2004; 2007) относит отложения верхнего венда (V_2) к флишоидно-молассодной формации, которая отличается от типичных флишевых и молассовых формаций условиями образования. В породах флишоидной субформации отсутствует градационная слоистость, турбидиты, олистолиты и олистостромы. Породы молассоидной субформации характеризуются полимиктовым составом и преобладанием грубообломочных разностей; сносом с поднятий платформы, где пользуются широким распространением.

Мощность ильявожской и кочешорской свит сыльвицкого (по О.А. Кондьяину, 2011) комплекса в восточной части Полюдово-Колчимского антиклинория, по разным данным, составляет 1700–2400 м. Однако есть мнение, что эти мощности завышены в несколько раз, поскольку при их определении не учитывалась складчатость отложений. И действительно мелкая, близкая к изометричной складчатость вендских отложениях наблюдалась нами в свежих техногенных разрезах в устье и в среднем течении на правом берегу р. Чурочная. Оси острых изоклинальных складок ($50\text{--}60^\circ$) вытянуты в субмеридиональном направлении, что указывает на влияние герцинской складчатости. В западной части Полюдово-Колчимского антиклинория сыльвицкий комплекс из разреза выпадает, и палеозойские отложения с угловым несогласием ложатся на породы верхнего рифея. Таким образом, подтверждается, что на протяжении всего вендского периода в западной части Южного При timанья (Ксенофоновская антиклиналь) существовал континентальный режим, связанный со становлением Тиманского орогена, возникшего в результате коллизии Русской и Печорской плит.

Радиологический возраст ильявожской свиты, определенный К–Аг методом по глаукониту, составляет 635–622 млн лет, кочешорской – 590–569

млн лет (Беккер, 1985). Других датировок изотопного возраста пород с конца 1960-х гг., также как и для пород верхнего рифея, до сих пор не появилось.

Формирование вендских формаций происходило в континентальной обстановке предгорного прогиба при образовании морского бассейна (залива) со стороны Древнеуральской подвижной системы в нижнем венде. Необходимо заметить, что этот прогиб испытывал гораздо меньшую интенсивность погружения, нежели ранневендский рифт Древнеуральской подвижной системы, где отложения нижнего венда имеют значительно большую мощность и насыщены магматикой. В западную часть Южного Притиманья ранневендский залив не распространялся, соответствующих отложений здесь нет.

Исходя из всего вышесказанного, мы связываем образование и развитие ранневендского осадочного бассейна (залива) на территории Южного Притиманья с влиянием палеорифта Древнеуральской подвижной системы. Возможно, этот залив являлся ответвлением Кваркушко-Каменногорского рифта, но не имел продолжения на северо-запад, оставаясь «недоразвитым рифтом» (Ибламинов, Лебедев, 1997). Гипотеза о ранневендском «Полюдовском рифте» (Клюжина, Дембовский, 1988), или рифте «Тимано-Уральского типа» (Курбацкая, 2007), простирающемся вдоль всей северо-восточной окраины Русской плиты, на наш взгляд, остается проблематичной (табл. 1.3.1).

При трансгрессивной геотектонической обстановке в Полюдовском заливе (если использовать географическую составляющую термина вышеупомянутых авторов) накапливались флишеидные отложения двух циклитов нижневендских отложений. Появление в разрезе второй и четвертой пачек чурочинской свиты тиллитовидных конгломератов является свидетельством существования континентальной обстановки в Южном Притиманье. В эпоху материкового лапландского оледенения и межледниковых эпох эмерсивной стадии нижневендский залив заполнялся диамиктами различного генезиса, тиллитами и тиллоидами (по классификации Н.М. Чумакова, 1990).

Формирование краевого прогиба в позднем венде мы связываем с завершением тиманской складчатости и образованием Тиманского прогиба

(термин В.М. Проворова, 1994). В поздневендскую эпоху ему отвечал залив Мезенского палеобассейна (Гражданкин и др., 2010). Нижние толщи иль-явожской и кочешорской свит соответствуют флишоидной формации предгорного краевого прогиба, а верхние – молассовой, или шлировой, по определению Д.В. Гражданкина с коллегами (2010), формации. Палеотектонические обстановки позднего протерозоя на территории Южного Притиманья представлены в таблице 1.3.2.

Завершается разрез позднего протерозоя региональным перерывом, связанным с общим воздыманием – эмерсией – территории в результате коллизии Русской и Печорской плит и установлением длительного континентального режима, который, в отличие от смежных регионов, по-видимому, не нарушался до начала силура в течение более 100 млн лет.

Необходимо заметить, что в разрезах Южного Притиманья отложения нижнего палеозоя (и даже более поздние) ложатся непосредственно на разновременные породы верхнего рифея или венда, что говорит о большой величине эрозионного среза древнего докембрийского рельефа. При этом коры выветривания сохранились фрагментами, что свидетельствует об их уничтожении последующими геологическими событиями.

Все эти факты возвращают нас к мысли о том, что нижняя граница эмерсивной стадии на территории выражена нечётко, с большими пробелами и целым рядом вопросов, которых мы коснемся в последующих главах диссертации.

Идея стадийности геологического развития в настоящее время является настолько же важной и действенной, как идея цикличности (Пактовский, 2019). В.Е. Хаин (2003) отмечал, что идея цикличности органично и полностью вошла в парадигму тектоники плит. Очевидно, что в основе стадийного подхода лежит представление о цикле Уилсона неомобилистской теории: «один континент – один океан» (Wilson, 1966) и трех основных этапах этого цикла: образование суперконтинента – распад суперконтинента – образование

нового суперконтинента с известной триадой плитотектонических процессов: спрединг, субдукция, коллизия.

Таблица 1.3.2

Палеотектонические обстановки позднего протерозоя
в Южном Притиманье

Цикл	Времен- ной ин- тервал	Мощ- ность, м	Палеотектони- ческая обстанов- ка	Формация	Геологические собы- тия в Тиманской по- движной системе
Региональный перерыв. Плитный режим. Эмерсивная обстановка Є-S_1kl_1					
Поздне- вендский	$V_2k\check{c}$	600–1700	Предгорного про- гиба	Молассоид- ная	Мезенский предгорный палеобассейн
Ранне- вендский	V_1iv	470–900		Флишоидная	Коллизия Русской и Пе- чорской плит. Орогенез Тимана
	$V_1\check{c}r$	570–1500	Эмерсивная	Терригенная с тиллитами	
	$V_1u\check{c}_2$	250–390	Регрессивная	Флишоидная	
	$V_1u\check{c}_1$	250–420	Трансгрессивная		
Перерыв					Субдукция Печорской плиты
Поздне- рифей- ский	RF_3nz_3	380	Эмерсивная	Карбо- стромовая	
	RF_3nz_2	240	Регрессивная		
	RF_3nz_1	700	Инундационная		
	RF_3dm	300			
	RF_3rs_5	400	Трансгрессивная	Фалаховая	Спрединг Печорского палеоокена
	RF_3rs_4	100			
	RF_3rs_3	60			
	RF_3rs_2	270			
Средне- рифей- ский	$RF_{2(?)}$ – RF_3rs_1	вид. 120	Регрессивная	Терригенная	Заложение Тиманской подвижной системы

Для ЗУЗС стадийность развития отмечается как проблема, поскольку различия и границы стадий с трудом определяются по объективным природным причинам: «сквозным» распространением на разных стадиях терригенных и карбонатных формаций, а также долеритовой формации, при общем незначительном объеме магматитики (Кондиан, 2011). Другая проблема является методологической и связана со сменой геологических парадигм (Хаин, Рябухин, 1997), о чем уже говорилось в разделе 1.1. На геологической карте (рис. 1.2.1) мы показали главные тектонические структуры Южного Притиманья, в ядрах которых обнажаются древние верхнепротерозойские комплексы пород.

В последнее время уделяется достаточно много внимания изучению суперконтинента Родиния (Богданова и др., 2009), который, как считается, образовался к началу позднего рифея (RF_3). По В.Е. Хаину (2003), это – Пангея II. Становление суперконтинента Родиния-Пангея II заняло около 400 млн лет (от 1,3 до 0,9 млрд лет назад). Распад суперконтинента связывается (Богданова, 2014) с мантийным суперплюмом (830–650 млн лет назад). Геологическая история Восточно-Европейской эпикарельской и Печорской эпибайкальской плит, в их сопряжении с Тиманским и Уральским подвижными системами в позднем докембрии, непосредственно связана с процессами становления и распада суперконтинента Родиния. Важность геологического рубежа (1 млрд лет тому назад, начало позднерифейской эры RF_3) особо подчеркивает В.Е. Хаин (2003), поскольку именно с этого времени механизм тектоники плит стал подобен современному.

О.А. Кондиан (2011) предложил стадийность их развития для всего региона Урала. По схеме О.А. Кондиана, Русская плита (BE_1) и Тиманская подвижная система (T_1) после начала деструкции суперконтинента Родиния в среднем рифее вместе начинают свое развитие.

Распад суперконтинентов имеет сходный механизм и заключается в образовании новых подвижных поясов, или мобильных зон, с океаническим базитовым типом земной коры, которые после коллизии причленяются к окра-

ине расположенного рядом континента. В результате гранитизации эти подвижные пояса приобретают сиалический слой и все черты континентальной земной коры двуслойного строения, однако более молодого возраста, чем кратон, который окаймлял прежде этот подвижный пояс. Процесс деструкции суперконтинента начинается по ослабленным зонам архейско-нижнепротерозойских зеленокаменных поясов. По этим зонам древнего заложения в периоды континентальной тектоно-магматической активизации закладываются разрывные нарушения, переходящие в авлакогены и рифты, сначала внутриконтинентальные, а затем, если активизация продолжается, – в межконтинентальные (Хаин, Ломизе, 1995; Милановский, 1999). Последние дают начало развитию нового океана с образованием срединно-океанического хребта и двух главных типов окраин континентов: активной и пассивной.

Таким образом, на первой стадии важно определить эпоху рифтогенеза на континенте, образование срединно-океанического хребта в подвижной зоне, затем – тип континентальной окраины смежных континентов, а также изменение во времени этих окраин. Задача эта непростая, но решаемая. Еще Ю.Д. Смирнов (1964) обратил внимание на значительное количество измененных вулканогенных пород, гранитоидов и сиенитов, характерных для внутренних зон геосинклиналей, в складчатых сооружениях тиманского тектоно-магматического цикла от внутренних областей Печорской плиты до Мугоджар. В.Н. Пучков (2010) в таких же пределах выделил структурный этаж тиманид.

По предлагаемой О.А. Кондияной схеме (2011), еще в среднем рифее (RF_2), произошло заложение ранних байкалит Тиманской подвижной системы. Одновременно, и в тесной связи с этим событием, в результате распада суперконтинента Родиния обособились Тазовско-Баренцевоморская и Восточно-Европейская ее части. Между ними с северо-запада на юго-восток, согласно простиранию тиманид, раскрылся Печоро-Баренцевоморский (Печорский) палеоокеан, развившийся из внутриконтинентального рифта в меж-

континентальный. Причем, со стороны Русской плиты в результате постепенного опускания перикратонной части материка образовалась пассивная окраина (шельф, континентальный склон, подножие), а со стороны Тазовско-Баренцевоморской – активная (Оловянишников, 1997а). Всё время существования Печорского палеоокеана Тиманская окраина Русской плиты оставалась пассивной (Тимонин, 1997). Строго говоря, время заложения Тиманской пассивной окраины неизвестно; возможно, как отмечает В.Н. Пучков (2010), в результате дальнейших исследований произойдет удревание этого времени до нижнего рифея (RF_1).

Вторая, или средняя, стадия формирования Тиманского подвижного пояса, соответствует всему верхнему рифею – RF_3 . Необходимо подчеркнуть, что Русская плита в эту эру все еще находится на первой стадии своего развития. Отсюда следует важный вывод о том, что развитие подвижных поясов происходит несравненно быстрее, чем процесс формирования платформ, а также о том, что океаны меняют свою конфигурацию и местоположение также несравненно более мобильно. Таким образом, термин, обозначающий подвижные пояса как мобильные, представляется очень удачным и полностью оправдывает свое название.

На основе стратиграфической колонки (рис. 1.3.1) автором составлена ритмограмма, характеризующая смену циклов осадконакопления, указывающих на тектоническую обстановку платформенной или океанической групп (рис. 1.3.2). На исследуемой нами территории Южного Притиманья достоверных отложений начала первой стадии развития Русской плиты, относящихся к среднему рифею (RF_2), до сих пор не зафиксировано. Однако, в основании рифейского разреза Полудово-Колчимского антиклинория обращает на себя внимание первая пачка рассольнинской свиты (RF_3rs_1), положение которой больше соответствует завершению среднерифейского цикла осадконакопления перед началом верхнерифейского. На ритмограмме (рис. 1.3.2) нижняя часть первой пачки рассольнинской свиты отвечает карбонатному пику, а верхняя – терригенному грубообломочному. Терригенная толща рас-

сольнинской свиты, представленная в основании второй толщи (RF_3rs_2) грубообломочными породами, сменяющимися вверх по разрезу аркозовыми песчаниками, открывает начало трансгрессивного цикла отложений верхнего рифея. Аркозовые песчаники рассольнинской (RF_3rs) свиты сопоставляются с отложениями зильмердакской свиты Южного Урала, где они были выделены Б.М. Келлером (1973) в фалаховую формацию. Терригенные отложения вверх по разрезу постепенно сменяются карбонатными (вторая часть пятой пачки рассольнинской свиты RF_3rs_5), представленными серыми глинистыми известняками с прослоями туфов и туфобрекчий щелочных базальтоидов дресвянского комплекса ($T\beta RF_3dr$), отнесенных А.М. Зильберманом (Зильберман, Ибламинов, Лебедев, 2000; Ибламинов, Лебедев, 2001) к базальт-долеритовой (трапповой) формации (рис. 1.3.3). Наличие щелочных магматитов имеет важное значение в рифейском разрезе Южного Притиманья и является прямым свидетельством тектоно-магматической активизации региона.

В.Г. Оловянишников (Оловянишников и др., 1996) связывает формирование Полюдовского перикратонного прогиба на континентальной окраине Русской плиты с детачментом, глубинной поверхностью срыва, погруженной в сторону Тиманской подвижной системы при раскрытии Печорского палеоокеана. Оперяющие детачмент листрические сбросы являлись активными тектоническими элементами при погружении Тиманской окраины Русской плиты и одновременно естественными ограничителями сбросовых структур, заложенных при континентальном рифтогенезе. Эти древние рифейского заложения дизъюнктивные нарушения определили особенность тектонического строения Южного Притиманья в последующие геологические эпохи.

Необходимо также отметить мнение В.Н. Пучкова (2010), считающего зону Полюдовского прогиба Притиманской перикратонной впадиной по схеме структурного районирования Волго-Уральской области по рифейскому структурному этажу, по которой внутриконтинентальные авлакогены открываются в еще более глубокие перикратонные впадины. При этом разрезы

авлакогенов и перикратонных впадин близки по строению и хорошо коррелируются.

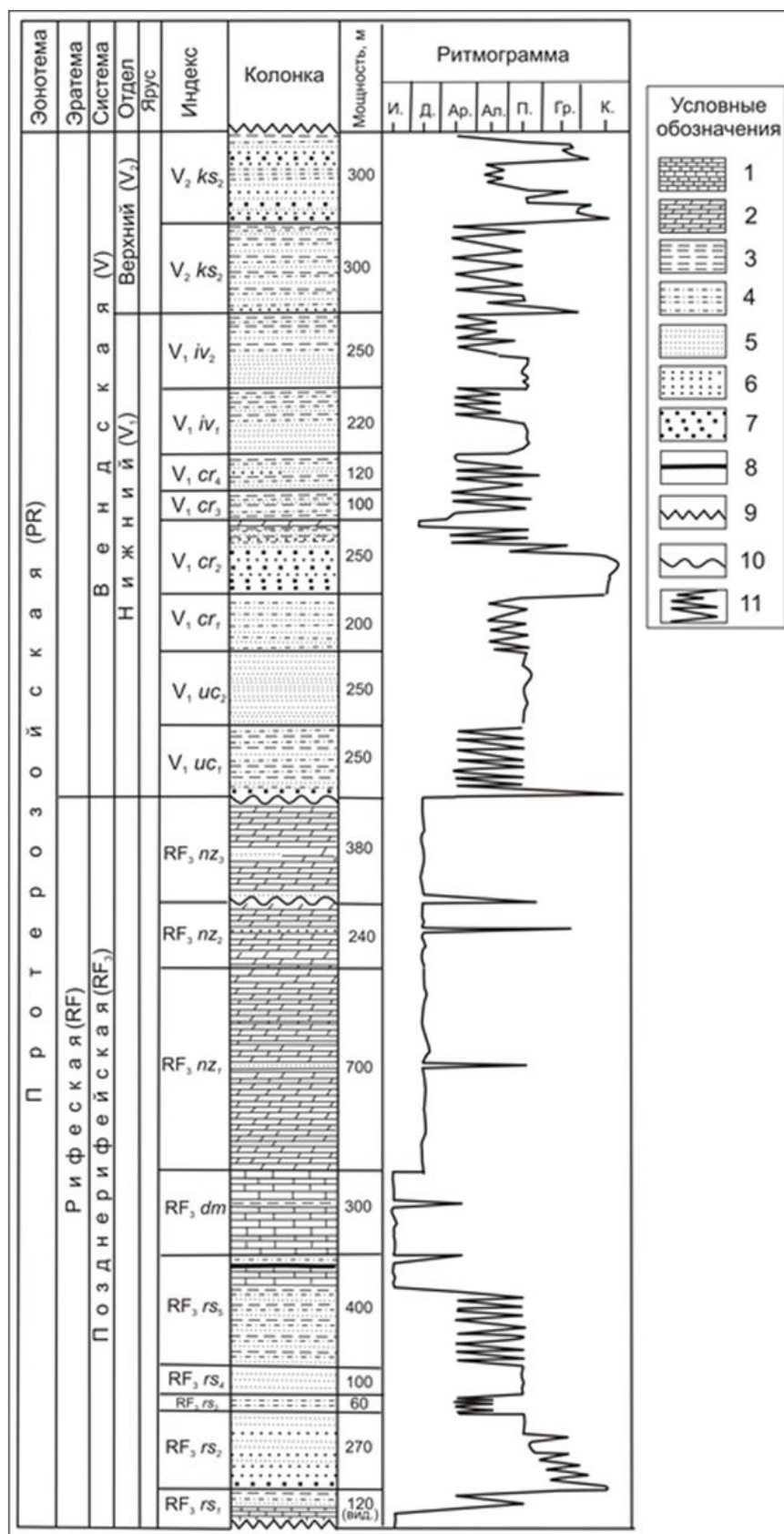


Рис. 1.3.2. Ритмограмма разреза позднепротерозойских отложений Южного Притиманья. Масштаб построения: верт. 1:100.

Условные обозначения: 1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – аргиллиты; 4 – алевролиты; 5 – песчаники; 6 – гравелиты; 7 – конгломераты; 8 – древнянский комплекс щелочных базальтоидов трапповой формации (TβRF₃dr); 9 – угловое несогласие; 10 – стратиграфическое несогласие с разрывом; 11 – кривая ритмограммы

Древнеуральская подвижная система меридионального простирания, по схеме О.А. Кондайна (2011), закладывается только в инзерское время (параллелизуемое в Полудовской зоне с деминским RF₃dm). По мере развития, она рассекает более

древнюю Тиманскую подвижную систему (тогда находившуюся уже на средней стадии развития) и накладывается на восточный угол Русской плиты. В результате сопряжения двух подвижных поясов Тиманская структура заняла секущее положение по отношению к Древнеуральской и образовала классический угол 120^0 , характерный для трехлучевых точек, с которых и начинается заложение рифта. По теории рифтогенеза, один из трех лучей рифта отмирает, а два продолжают развитие (Хаин, Божко, 1988). Тиманская подвижная система уже завершала свое развитие, в то время как Кваркушско-Каменногорский рифт только закладывался, согласно субмеридиональному простиранию Древних Уралид. Пиком платформенной рифейско-вендской тектоно-магматической активизации в Южном Притиманье нам представляется рассольнинско-демьинское время, который фиксируется отложениями верхней части пятой пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_5). Теоретически на северо-западной периферии платформы эта активность могла сопровождаться кимберлитовым магматизмом, связанным со становлением очагов кимберлитовых расплавов в процессе развития авлакогенеза (Зинчук и др., 2005). Следовательно, полагая позднерифейский возраст кимберлитового магматизма в регионе, можно предполагать денудирование кимберлитов с высвобождением алмазов уже в рассольнинское время (Смирнов, 1965), после чего они поступили в ископаемые россыпи, часть из которых, в свою очередь, были разрушены, а алмазы переотложены. Такой вывод следует из стадийного подхода к истории геологического развития изучаемой территории.

Отложения демьинской свиты RF_3dm (рис. 1.3.2), представленные пестроцветными вишнево-красными глинистыми строматолитовыми доломитами с прослоями розовато-коричневых аргиллитов, указывают на устойчивую мелководную обстановку и медленное, но непрерывное прогибание ложа палеобасейна. Приблизительно в то же время, когда формировались осадки демьинской свиты, в смежной океанической области Печорского подвижного пояса образуется палеоокеан с развитием океанической коры, что говорит о начале спрединга и возвращении инундационной обстановки.

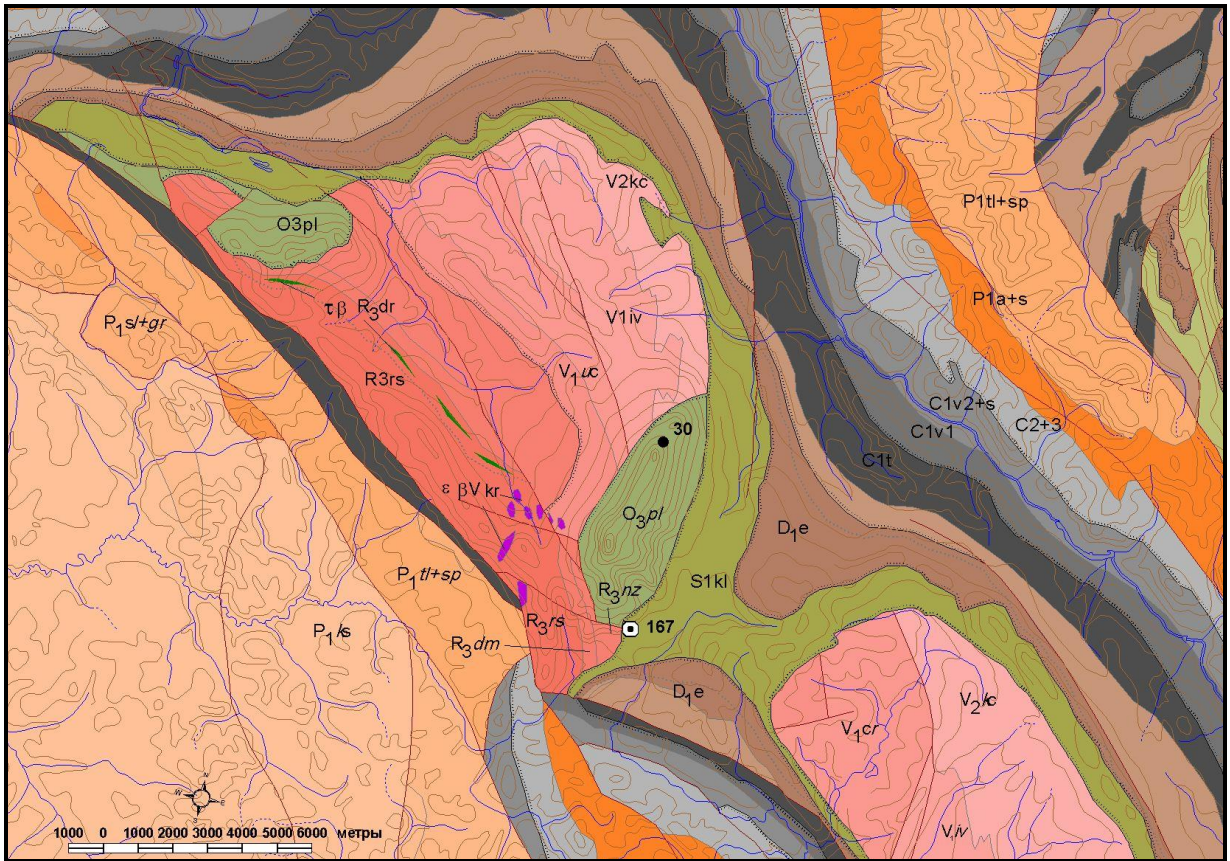


Рис. 1.3.3. Дресвянский комплекс туфов и туфобрекчий щелочных базальтоидов ($T\beta RF_3dr$) и красновишерский пикрит-эссекситовый комплекс ($\omega-\varepsilon V_2-C_{kr}$) на геологической карте. Геологическая основа: «Геологическая карта Урала» масштаба 1:200 000 (фрагмент), по: А.М. Зильберману и Г.О. Пунтусовой, 2002

Вслед за инundацией последовала регрессия, отраженная в карбонатном разрезе низьвенской свиты (RF_3nz) появлением терригенных прослоев, в том числе грубообломочных (рис. 1.3.2). Особенно выделяется контакт между второй и третьей толщами низьвенской свиты ($RF_3nz_2-RF_3nz_3$), вскрытый при бурении ЗИФ-650 (Серебренников, 1983ф), позволяющий предполагать стратиграфический перерыв между второй и третьей толщами низьвенской свиты, что отражено нами на ритмограмме. Мы классифицируем перерыв как внутриформационный. Третья пачка низьвенской свиты (RF_3nz_3), на наш взгляд, содержит множественные скрытые стратиграфические несогласия, размывы и внутриформационные перерывы. Они определяются по резкой смене карбонатного разреза терригенным и грубообломочным, а также волнистой поверхностью напластования. Все это говорит о постепенном обмене

лении эпиконтинентального бассейна, связанном с субдукцией в смежной Тиманской подвижной системе.

Регрессивная обстановка (RF_3nz_2) сменилась эмерсивной в конце низьвенского времени (RF_3nz_3). Общее поднятие территории привело к прекращению осадконакопления и образованию крупного перерыва в конце позднего рифея на Тиманской окраине Русской плиты. Одновременно, как уже было сказано выше, на Древнеуральской окраине Русской плиты закладывается Древнеуральская подвижная система и Кваркушко-Каменногорский рифт, отмеченный на Среднем Урале отложениями клыктанской свиты (RF_3kl). Таким образом, между рифейским и вендским циклами осадконакопления на территории Южного При тиманья фиксируется крупный перерыв. Кроме того, угловое несогласие между отложениями рифея (RF_3) и венда (V_1) в основании устьчурочинской свиты ($V_{1и\check{c}}$) говорит о перестройке структурного плана территории. Ю.Д. Смирнов (1977), как и В.Г. Оловянишников (1997), связывают это несогласие с орогенезом Тимана, вызванного коллизией Русской и Печорской плит.

В связи с тем, что изучаемый район, по нашим представлениям, находился на периферии основных событий, разворачивавшихся в Тиманской подвижной системе, от активной и пассивной окраин смежных с ней континентов, тектонические режимы обозначены нами как периспрединговый, перисубдукционный, периколлизионный. Возвращаясь к стадийности развития континентальных и океанических структур, необходимо отметить, что на территории Южного При тиманья Русская плита еще не закончила первую стадию, Тиманский подвижный пояс вступал в заключительную, третью, а Древнеуральский – находился на завершении второй стадии (Кондиайн, 2011). Полное завершение любого цикла зависит от стабилизации обстановки: континент – океан. И вполне ожидаемо, что стабилизация на границе с Тиманским подвижным поясом наступает раньше, чем на границе с Древнеуральским, поскольку первый более древнего заложения.

Разрез венда на территории Южного Притиманья, в отличие от Среднего Урала, является значительно сокращенным. На стратиграмме (рис. 1.3.2) отчетливо выделяются циклиты нижневендских отложений, которые мы отнесли в целом к трансгрессивному циклу. Трансгрессия моря в это время после достаточно длительного перерыва говорит о том, что обстановка в смежном регионе Тиманской подвижной системы существенно изменилась. В базальных слоях устьчурочинской свиты, видимой мощностью 0,9 м, отмечаются фангломераты с обломками карбонатов деминской свиты (RF_3dm) – это местный источник размыва; а также обломки гранитогнейсов, кварцитов, глинистых сланцев и измененных кислых эффузивов. Все это может говорить о формировании на ранневендском эмерсивном рубеже кор выветривания, обогащенных минералами позднерифейской эпохи тектонической активизации (Смирнов и др., 1977). Вопрос о возможности перехода таких минералов в более поздние осадочные слои остается открытым, но в данном случае необходимо подчеркнуть, что морская обстановка трансгрессивного цикла устьчурочинского времени ($V_{1u\check{c}_1}$) могла способствовать препарированию предвендских кор выветривания и разносу минеральных ассоциаций по периферии ранневендского Мезенского палеобассейна.

Это соображение нам представляется важным в связи с формированием гипотетических алмазных россыпей в рассольнинское время (RF_3rs), частичным их разрушением, последующим перераспределением и переотложением полезного компонента в новые осадочные слои. На это указывают минералы кор выветривания на ранневендском эмерсивном рубеже, обогащенных минералами позднерифейской эпохи; существование пляжных фаций в устьчурочинское время (Курбацкая и др., 2001); литологическое сходство пород второй пачки устьчурочинской ($V_{1u\check{c}}$) и рассольнинской (RF_3rs) свит.

Характерно также формирование двух полос (западной и восточной) алмазных россыпей по бортам Кваркушско-Каменногорской структуры, связываемое с рифей-вендским палеорифтом (Ибламинов, Лебедев, 1997). Кроме того, есть прямое свидетельство алмазной минерализации на границе венда и

ордовика в основании помянёновской свиты ордовика (глава 2 настоящей диссертации).

По В.Г. Оловянишникову (1997в), орогенный этап байкалид и поднятие Тимана приходятся на конец рифея – начало позднего венда (680–550 млн лет). Печорский палеоокеан постепенно закрывался. После субдукции наступило время коллизии. Коллизионные процессы привели к орогенезу и складкообразованию в условиях тангенциального сжатия, т.е. в условиях, мало благоприятных для проявления магматизма на территории Южного При timанья. Следовательно, обломки магматических горных пород или их минеральные ассоциации в породах венда являются продуктами размыва местных верхнерифейских осадочных толщ, кристаллического фундамента Русской плиты и кор выветривания. Таковой особенностью отличается вторая пачка чурочинской свиты ($V_1\check{c}r_2$).

Вторая пачка чурочинской свиты всегда привлекала внимание исследователей широким развитием в разрезе экзотически выглядящих тиллитовидных конгломератов, фиксирующих максимальный подъем территории и эмерсивную стадию. Отметим еще одну ее характерную особенность, а именно: по всей толще, от подошвы до кровли, в ней встречаются обломки магматических пород, аналогичные таковым в красновишерском пикрит-эссекситовом комплексе ($\omega\text{-}\epsilon\nu V_2\text{--}C_{kr}$). Положение комплекса контролируется зоной разломов северо-западного простирания, совпадающего с тиманскими структурами (Смирнов, Лукьянова, 1977). Магматиты красновишерского комплекса прорывают осадочные породы рассольнинской свиты (RF_3rs) и не имеют верхнего стратиграфического ограничения для определения относительного возраста. Изотопный возраст (480, 468, 438 млн лет), соответствующий ордовику – нижнему силуру, признается невалидным (Зильберман, Морозов, Корелин, 2002ф). В любом случае, нахождение обломков магматических пород красновишерского комплекса во второй пачке чурочинской свиты ($V_1\check{c}r_2$), свидетельствует о размыве магматики и разносе обломков по периферии именно в это время ($V_1\check{c}r_2$), а не в какое бы то ни было другое. То-

гда, относительный возраст красновишерского пикрит-эссекситового комплекса – не моложе нижнего венда (V_1), что противоречит условно принятому в настоящее время возрасту красновишерского комплекса ($\omega\text{-}\varepsilon V_2\text{--}\epsilon_{kr}$). Или необходимо признать несколько фаз внедрения дайковых роев, завершающих этап рифей-вендской тектоно-магматической активизации Русской платформы. Таким образом, вопрос остается открытым до получения современных датировок изотопного возраста пород красновишерского комплекса.

На ритмограмме (рис. 1.3.2) отложения второй пачки чурочинской свиты ($V_1\check{r}_2$) отличаются широким пиком, сопоставимым только с пиком второй пачки рассольнинской свиты верхнего рифея (RF_3rs_2). Весьма примечательно, что завершают разрез второй пачки чурочинской свиты пачка доломитов, фиксирующих кратковременную трансгрессию моря и достаточно мелководный осадочный бассейн. Эти два события, приведшие к образованию тиллитовидных конгломератов и доломитов второй пачки чурочной свиты, завершают период тектонического оживления в нижнем венде.

На третьей стадии развития Тиманская подвижная система в составе Печорской плиты причленилась к Русской по тиманскому шву в результате коллизии. На ритмограмме (рис. 1.3.2) этому этапу соответствует фрагмент кривой от третьей пачки чурочной свиты ($V_1\check{r}_3$) до второй пачки кочешорской свиты ($V_2k\check{c}_2$), характеризующий ритмично слоистую серо- и зеленоцветную мелкозернистую толщу (песчаники, алевролиты, аргиллиты) мелководного осадконакопления. В.Г. Оловянишников (1998) отмечает стратиграфическое несогласие с размывом на границе нижнего и верхнего венда в пределах Притиманского перикратона.

В начале поздней стадии развития Тиманской подвижной системы (V_1) образовалась горная система, которую называют доуралидами, или тиманидами. В эпоху позднего венда снос обломочного материала осуществлялся с востока на запад, на Русскую плиту, где образовывались предгорные впадины, заполнявшиеся молассой. Необходимо отметить, что для территории

Южного Притиманья в позднем венде (V_2) это означает источник сноса с Тимана как преобладающий.

В позднем венде территория северо-востока и востока Европейской платформы испытала аккрецию, коллизию и орогенез (Пучков, 2010). Коллизия Русской и Печорской плит привела к компенсированному погружению северо-восточной части Русской плиты на фоне растущего орогена Тимана. Здесь образовывались мелкозернистые осадки в дистальных обстановках Мезенского предгорного палеобассейна (Гражданкин и др., 2010). Между тем, в Южном Притиманье всеми исследователями отмечаются более грубые осадки, особенно во второй толще кочешорской свиты ($V_2k\check{c}_2$). На ритмограмме (рис. 1.3.2) эта особенность подчеркивается отчетливыми правыми пиками отложений свиты.

В составленной нами схеме геологического развития изучаемой территории в позднем протерозое показаны основные геологические события на территории Южного Притиманья, находящейся на Тиманской окраине Русской плиты, смежной с Тиманским подвижным поясом на протяжении позднего протерозоя. Стадии соответствуют циклам геологического развития.

В таблице 1.3.3 наглядно представлена динамика геологических событий на тиманской окраине Русской плиты. Эпикарельская русская плита на протяжении всего позднего протерозоя развивается как пассивная континентальная окраина, в то время как регион Печорской плиты развивается в режиме палеоокеана. После трансформации внутриконтинентального рифта в межконтинентальный (RF_2) Тиманский подвижный пояс проходит все три стадии развития (стадии Уилсона): спрединг, субдукцию и коллизию (RF_3-V), после чего эпибайкальская Печорская плита присоединяется к эпикарельской Русской. Образуется Восточно-Европейская платформа, в состав которой входит и исследуемая территория.

В завершение раздела краткие итоги исследования. В отличие от предшественников (Смирнов, 1965; Курбацкая и др., 2000; Ибламинов, 2002) автор на территории Южного Притиманья в позднем протерозое и раннем па-

леозое видит только один этап тектоно-магматической платформенной активизации на границе среднего и верхнего рифея и связывает ее с распадом суперконтинента Родиния (Богданова и др., 2009). Именно тогда был возможен кимберлитовый магматизм (Зинчук и др., 2005).

Таблица 1.3.3

Стадийность геологического развития территории Южного Притиманья
в позднем протерозое и раннем палеозое

Стадия / Цикл	Русская эпикарельская плита	Печорская эпибайкальская плита	
	Тиманская окраина Русской плиты	Тиманская подвижная система	
Є–S ₁ kl ₁	Восточно-Европейская платформа. Плитный режим, эмерсивная стадия; эродирование складчатого сооружения Тимана		
V ₂	Континент Балтика. Мезенский предгорный палеобассейн. Заполнение Тиманского краевого прогиба флишоидно-молассоидными осадками. Эмерсивная стадия плитного режима		
V ₁	Заполнение Полюдовской эпиконтинентальной впадины флишоидными и тиллоидными осадками. Периколлизионный режим	Коллизия Русской и Печорской плит, орогенез Тимана	Печорский палеоокеан
RF ₃	Пассивная континентальная окраина, формирование Полюдовской эпиконтинентальной впадины. Периспредиговый режим, сменившийся перисубдукционным	Субдукция Печорской плиты	
		Межконтинентальный рифт. Спрединг Печорского палеоокеана	
RF ₂	Суперконтинет Родиния. Плитный режим, грабеновая обстановка	Внутриконтинентальный рифт	

Практический вывод из этой части нашего исследования состоит в том, что уже в начале верхнерифейского цикла осадконакопления алмазы из первоисточников могли попадать в промежуточные коллекторы рассольнинской свиты (RF_3rs), а затем в начале вендского цикла – перейти в осадки устьчурчинской свиты (V_1uc), образовавшейся за счет размыва пород рассольнинской свиты.

Таким образом, на основе стадийного анализа нами выстроена схема геологического развития Южного Притиманья, уточнены палеотектонические режимы и обстановки позднего протерозоя и раннего палеозоя для исследуемой территории. Исходя из всего вышесказанного и с учетом акцен-

тов, сделанных в нашем исследовании, можно сделать вывод, что развитие территории на протяжении позднего протерозоя – раннего палеозоя происходило в дистальных условиях Печорского палеоокеана. Смена палеотектонических режимов и обстановок привело к установлению плитного режима и к началу эолового литогенеза.

1.4. Раннепалеозойская эмерсивная стадия и её эпизоды

В теоретическом плане изучение эмерсивных рубежей связано с изучением перерывов, несогласий разного ранга, выделением отложений континентальных фаций или переходных от континентальных к морским. Особенное значение, на наш взгляд, приобретают признаки и факты экзогенных процессов, связанных с эрозией, ветровой, водной или химической, и континентальные отложения, возникшие в результате этих процессов: эоловые, аллювиальные, коры выветривания и другие. Важно, чтоб эти признаки и отложения носили индикаторный характер, прямо указывали на фациальные обстановки и способствовали наиболее полным палеогеографическим реконструкциям. Таким образом, континентальные отложения являются индикаторными для установления эмерсивной стадии геологического развития исследуемой территории.

Геологическая история выражена в веществе (горных породах и отложениях) и в перерывах – в материальных пустотах геологического времени. Общим фактором, связывающим материально осязаемое (горная порода) и то, что не имеет материальности (перерывы), является время. Следовательно, говоря о перерывах, мы в первую очередь имеем в виду время, которое этот перерыв обозначает. Во-вторых, зная о неразрывности континуума пространство-время, мы имеем в виду пространство, на которое распространяется перерыв, с полным осознанием того, что пространство существует за счет материальных объектов, его наполняющих. В-третьих, используя принцип аналогии (актуализма) на основании корректных косвенных и прямых данных, мы наполняем это пространство той фактурой, которая известна в настоящее

время, то есть создаем модель действительности прошлого, настоящего или будущего.

Такой путь исследования можно назвать тройственным путем, и он является общим для геологии. Но в случае изучения перерывов он имеет свои особенности. Эмерсивные рубежи как континуум пространства и времени представляются парадоксом. Непрерывность, неразрывность природных геологических процессов здесь кажется нарушенной, материальных свидетельств о них почти не сохраняется, палеогеографические обстановки устанавливаются зачастую косвенным образом. Характерно, что эмерсивные рубежи – это именно перерывы, можно сказать, пробелы в геологической летописи, которая ведется по страницам отложений горных пород, имеющих материальное выражение. Тем не менее, эмерсивные рубежи – это факт геологии как науки. Они устанавливаются по несогласиям, приуроченным к плоскости перерыва и фиксирующим переломные фазы тектонического развития, фазы перестройки структурного плана, совпадающими с общими поднятиями (Хайн, 1973), что означает исключительную важность изучения эмерсивных рубежей. Тектонический фактор в этом изучении становится определяющим. Перерывы в осадконакоплении не означают перерыва в геологическом времени. Крупные эмерсивные рубежи, как следует из определения эмерсивной стадии (Бубнов, 1960), связаны с господством континентального режима, как на отдельных континентах, так и на континентах, объединенных в Пангеи.

Следует отметить, что перерыв, вызванный возникновением суперконтинента, является самым крупным таксоном в классификации эмерсивных рубежей. Одним из таких крупнейших в истории Земли эмерсивных рубежей является позднепротерозойско-раннепалеозойский, когда произошли события, разделившие целые эры. Для «уральской» окраины континента Балтия после распада суперконтинента Родиния и коллизии с Тимано-Печорским подвижным поясом этот эмерсивный рубеж длительностью около 140 млн лет, по признанию В.Н. Пучкова (2010), является наиболее «темным» вопро-

сом. Тем ценнее те немногие свидетельства, которые бросают свет на темные периоды геологической истории.

В данной работе мы пользуемся термином эмерсивный рубеж, в частности, силурийский эмерсивный рубеж, который восходит к модели Н.Н. Бубнова и к его положению об эмерсивной фазе древнепалеозойского тектонического цикла (Бубнов, 1960). Этот термин, на наш взгляд, удачно определяет границы эмерсивной тектонической фазы в ее начале и в ее конце. Пограничное состояние перехода к господству континентального тектонического режима, а затем его неизбежной смены в результате трансгрессии, подчеркнуто в этом термине по аналогии с термином минералогический рубеж (Осовецкий, 2004). Нам представляется плодотворной возможность увязать эти два понятия, или, говоря другими словами, тектонику и литологию. При отсутствии в раннем палеозое наземной флоры и фауны литологические и минералогические свидетельства, даже при всей их ограниченности и редкости, могут являться важнейшим источником геологической информации об уже упомянутых «темных» эпохах развития древних континентов, как мы уже пытались показать это в статье о стадийности геологического развития территории Южного При тиманья (Пактовский, 2019).

Древнепалеозойский тектонический цикл Н.Н. Бубнова в настоящее время принято называть каледонским (раннепалеозойским) тектоническим этапом с соответствующими фазами складчатости (салаирской, таконской и позднекаледонской), приходящимися на границы кембрия и ордовика, ордовика и силура, силура и девона, но сути дела это не меняет. Более того, в современных геотектонических моделях и построениях (Хаин, 1995; Ибламинов, 2001) принято выделять четыре стадии (трансгрессивную, инундационную, регрессивную и эмерсивную), а не шесть, как это делал сам автор, не без изящества противопоставляя в циклограмме развития Земли каждой фазе цикла ее полную противоположность (табл. 1.4.1).

Так, 1-й трансгрессии в спирали циклического развития противопоставляется фаза дифференциации («инверсии», по В.В. Белоусову (1954)); 2-й

(основной) трансгрессии – регрессия; инундации – эмерсия. На наш взгляд, авторская модель является более гибким инструментом в исследованиях территорий со сложным геологическим строением, таких как Южное Приитимье.

Таблица 1.4.1

Древнепалеозойский цикл (по В.Н. Бубнову, 1960; с примечаниями автора)

Фазы цикла	Время	Тектонические движения
1-я трансгрессия	Кембрий	
2-я трансгрессия	Нижний ордовик	
Инундация	Верхний ордовик	
Дифференциация	Готландий*	
Регрессия	Даунтон**	Каледонское горообразование
Эмерсия	Нижний девон	

Примечания. * Готландий – синоним силурийской системы (Геологический словарь, 1973)

** Даунтон – даунтонский ярус, верхний ярус силура (Геологический словарь, 1973), в настоящее время – отдел (пржидольский) – S₄(Корень, 2006)

Особое внимание необходимо уделить границам эмерсивных стадий, когда при господстве континентального режима преобладают процессы эрозии, а не последовательного осадконакопления. Эти границы могут быть выражены в двух аспектах: временном и литологическом. Нижняя литологическая граница часто определяется по размыву субстрата пород и характеризуется несогласиями, стратиграфическими, географическими, региональными и более частными, в зависимости от уровня события. Верхняя литологическая граница может быть определена по началу трансгрессивного цикла осадконакопления и уже упомянутым несогласиям. Причем, несогласия зачастую могут быть скрыты, особенно на ограниченной площади изучения при литологической однородности пород, терригенных или карбонатных. Таких скрытых перерывов особенно много в немых разрезах рифейских и раннепалеозойских пород, на что обращали внимание многие исследователи и с чем они неизбежно сталкиваются при изучении древних отложений. Все эти объективные трудности приводят к инвариантности мнений, точек зрения и к возникновению новых проблем. Тем не менее, верхняя граница эмерсивной стадии в литологическом отношении выглядит предпочтительней.

Если вспомнить о временных границах эмерсивной стадии, то нижняя временная граница – граница начала эмерсии – при наличии размыва подстилающих пород может быть определена очень условно. Уровень эрозионного среза древних пород является не решенной проблемой. Однако, верхняя временная граница, также, конечно, с некоторой долей условности, выглядит более определенной, просто потому, что базальные грубообломочные толщи трансгрессивных циклов являют собой резкий контраст в геологических разрезах, означая завершение эмерсивной стадии континента и начало тектонических событий в смежной области океанической (Ибламинов и др., 2018). В любом случае эмерсивная стадия представляет собой некий временной диапазон, соответствующий уровню природных геологических систем (табл. 1.3.2), от планетарного до фациального.

На каждом из уровней эмерсивный рубеж может соответствовать уровню цикличности, на котором он проявляется наиболее отчетливо. При этом каждому из них будет соответствовать несогласие, наиболее проявившееся в данном регионе – региональное, угловое или стратиграфическое с размывом (Хаин, 1973).

Прямого соответствия несогласия и уровня мегасистемы может и не быть, но очевидно, что чем крупнее цикл, тем несогласие масштабнее и контрастнее. Таким образом, эмерсивные рубежи являются естественными границами геологических эпох (табл. 1.4.3).

В таком случае верхняя граница эмерсивной стадии, литологическая и временная, является индикаторной, и по этой причине является наиболее важной. Учитывая то, что одновременно верхняя граница эмерсивной стадии фиксирует завершение последней, именно эту границу мы определяем как эмерсивный рубеж. Событием, завершающим раннепалеозойскую эмерсию на территории Южного Притиманья, является силурийская трансгрессия. Поэтому завершение раннепалеозойской эмерсивной стадии мы называем силурийским эмерсивным рубежом.

Геологических свидетельств длительного континентального перерыва на рубеже неопротерозоя и палеозоя, о котором пойдет речь ниже, в Южном Притиманье сохранилось немного. Этому обстоятельству способствовал целый ряд природных причин: сухой и холодный климат позднего ордовика – раннего силура, пенепленизированный, плоский и пустынный рельеф, лишенный растительности, отсутствие постоянно текущих рек, преобладание ветровой, а не водной эрозии.

Таблица 1.4.2

Уровни природных геологических систем раннепалеозойской эмерсивной стадии Южного Притиманья (по Ибламинову и др., 2018)

Уровни мегасистем	Серия тектонических обстановок	Тектонический режим	Тектоническая обстановка	Геологическая формация	Субформация / фация
Планетарный	Платформенная				
Региональный		Плитный. Периколлизионный			
Локальный			Эмерсивная	Континентальная	
Местный (сублокальный)					Терригенная и кор выветривания
Местный (фациальный)					1. Аллювиальная. 2. Эоловая 3. Кор выветривания

Всё это не способствовало образованию химических кор выветривания, которые могли бы охарактеризовать породы субстрата, рельеф и климат этой эпохи более детально.

Кроме того, герцинская коллизия, приведшая в тектоническое соприкосновение разновременные и разнокомпетентные породы региона по большей части уничтожила пластичные толщи, по которым происходило скольжение чешуй надвиговых пластин относительно друг друга и их взбросовые срывы (Хаин, 1973).

Таблица 1.4.3

Цикличность геологических систем раннепалеозойской эмерсивной стадии
Южного Притиманья (по Хаину, 2006; Ибламинову и др., 2018)

Уровни мегасистем	Уровень цикличности	Продолжительность, млн лет	Геохронологический таксон
Региональный	Мегацикл (суперконтинентальный цикл, цикл Уилсона)	500-600	Эон
Локальный	Тектонический этап (цикл Бертра-на)	150-200	Эра
Местный (субло-кальный)	Тектоническая фаза (цикл Штилле)	40-45	Период
Местный (фациаль-ный)	Цикличность ярусов стратиграфической шкалы фанерозоя	3-5	Век

На рисунке 1.4 показаны перерывы, тектонические обстановки и тектонические режимы на территории Южного Притиманья. Раннепалеозойскую эмерсивную стадию каледонского цикла как достаточно крупный таксон в геологической истории региона удобно разделить на подстадии, соответствующие геологическим периодам и фазам складчатости. Новые данные, полученные в последнее время, позволяют наполнить геологическим содержанием эти подстадии по эпизодам в каждой из них (табл. 1.4.4), о чем пойдет речь ниже.

Термин «эпизод» в данном случае обозначает известное нам событие в некотором временном интервале, которому соответствуют материальные свидетельства его геологической реальности.

В теоретическом плане термин «эпизод» в известной мере можно противопоставить термину «последовательность», как континентальное дискретное осадкообразование можно противопоставить осадочной последовательности морского бассейна. Последняя, как правило, характеризуется достаточно плавными переходами от слоя к слою, от толщи к толще. Эти переходы свидетельствуют о непрерывном течении геологического времени, выраженном в летописи горных пород. Эмерсивная стадия любого тектонического цикла свидетельствует, прежде всего, о перерывах и несогласиях, отражаю-

щих прерывистость осадконакопления, и соответствует континентальным фациям.

Таблица 1.4.4

Эпизоды раннепалеозойской эмерсивной стадии Южного Притиманья

Стадия	Подстадия (эмерсивный рубеж)	Эпизод	Объект исследования	Фаза складчатости
Эмерсивная	Силурийская (силурийский)	Лландовери	<i>Колчимская свита, нижняя подсвита</i> S_1kl_1	
	Ордовикская	Ордовикский	<i>Полюдовская свита*</i> O_3pl ϵ_2-O_{1t} $\epsilon?pd$	Таконская
	Кембрийская	Кембрийский (?)	<i>Помянённая свита**</i> O_3pl_1 ϵ_1pm ϵ_2-O_{1t} $\epsilon?pd$	Салаирская

Примечания к табл. 1.3.4. Объектами исследования являются, естественно, горные породы свит. **Полюдовская свита* не имеет фаунистического обоснования возраста. В хронологическом порядке по разным авторам приведены три варианта возраста: 1) O_3pl – верхний ордовик, по: Боровко, 1962; Боровко и др., 1964; Ишков, 1966; Ишков и др., 1967; 2) ϵ_2-O_{1t} – средний кембрий – тремадок, по: Тимонин, 1998; 3) $\epsilon?pd$ – полюдовская свита, включая помянённую свиту, – кембрийский отложения, сопоставимые по возрасту с седиольской свитой (ϵ_2-O_{1t}), по: Водолазская и др., 2005. Вариант обозначения ордовикского возраста полюдовской свиты со знаком вопроса $O_3(?)pl$, пожалуй, вполне корректный (Серебренников и др., 1983), не получил распространения.

***Помянённая свита* также не имеет фаунистического обоснования возраста. В хронологическом порядке по разным авторам приведены четыре варианта возраста: 1) O_3pl_1 – нижняя подсвита полюдовской свиты, по: Ишков и др., 1967; 2) ϵ_1pm – нижний кембрий, по: Бурневская, 1967; третий (ϵ_2-O_{1t}) и четвертый ($\epsilon?pd$) варианты указаны выше. Такой разноречивостью в мнениях, даже в индексации полюдовской и помянённой свит, свидетельствует, на наш взгляд, о недостаточной их изученности.

Эту дискретность и призван подчеркнуть термин «эпизод». Каждый эпизод основан на факте существования геологического события – конкретного объекта изучения, как это показано в таблице 1.4.1. По мере увеличения объектов изучения предполагается уточнение их места в эпизоде эмерсивной стадии тектонического цикла. Таким образом, мы говорим о методологической матрице, которую мы применяем для изучения раннепалеозойской эмерсивной стадии в геологической истории Южного Притиманья.

Таксонометрический уровень подстадии подразумевает известный нам в настоящее время эпизод эмерсии и выступает таким образом в качестве проявления эмерсивного рубежа на уровне данной подстадии. Поэтому в соответствии с общей направленностью нашей работы мы пользуемся терминами кембрийский эмерсивный рубеж, ордовикский эмерсивный рубеж и силурийский эмерсивный рубеж, подразумевая под ними отдельные эпизоды единого раннепалеозойского эмерсивного рубежа, подчеркнутые в своем завершении фазами складчатости единого каледонского цикла.

Необходимо добавить, что в непрерывном геологическом времени раннепалеозойская эмерсивная стадия входит в мегацикл (цикл Уилсона), включающий несколько тектонических этапов (циклов Бертрана) с рядом тектонических фаз (циклов Штилле). С этой точки зрения тектоническая модель В.Н. Бубнова согласуется с цикличностью и стадийностью геологических процессов концепции тектоники плит, как это отмечал В.Е. Хаин (2003). Перерывы, эмерсивные рубежи, палеотектонические обстановки и палеотектонические режимы на территории Южного Притиманья в позднем протерозое – раннем палеозое показаны на рисунке 1.4.

В прикладном аспекте изучения эмерсивных рубежей важно выделить практическую часть, связанную, прежде всего, с поиском и прогнозом полезных ископаемых, образовавшихся или могущих образоваться в континентальных обстановках. Другими словами, в исследуемом нами районе мы связываем перерывы с алмазной минерализацией, что доказывается на конкретных примерах алмазности на силурийском эмерсивном рубеже.

Эмерсивная стадия характеризуется появлением разреза континентальных отложений и перерывами. Верхнюю границу раннепалеозойской эмерсивной стадии мы называем силурийским эмерсивным рубежом. Нижняя и верхняя границы эмерсивной стадии в Южной Притиманье изучаются в нашем исследовании. Таким образом, силурийский эмерсивный рубеж – это геологическое событие, завершающее крупный перерыв раннепалеозойской эмерсивной стадии на территории Южного Притиманья.

Зон	Эра	Период	Эпоха, индекс	Геологическая шкала, млн. лет	Тектонический режим	Тектоническая обстановка	Стратиграфические местные подразделения и перерывы	Мощность свит, м	Формации и фациальные комплексы				
Фанерозойский РН	Палеозойская РЗ	Девонский D	D ₁	393	Плитный эпитиманский	Эмерсивная	Таватинская	40-70	Терригенная и кор выветривания				
			Силурийский S	$\mathcal{O}_4$			419	Язывинская	250	Эоловый, аллювиальный, кор выветривания			
		$\mathcal{O}_3$		443,5			Колчимская				280		
		$\mathcal{O}_2$										Полудовская	510
		$\mathcal{O}_1$											
		Ордовикский O	$\mathcal{O}_3$	485,5									
			$\mathcal{O}_2$										
			$\mathcal{O}_1$										
		Кембрийский K	$\mathcal{K}_3$										
			$\mathcal{K}_2$										
			$\mathcal{K}_1$										
Позднепротерозойский РН ₂ Рифейский RF	Позднерифейская RF ₃	Вендский V	Поздняя V ₂	535	Периколлиззионный тиманский	Краевого прогиба	Кочешорская	630-1600	Молассоидная				
			Ранняя V ₁	555-570			Ильямовская	550-900	Флишюидная				
				600	Перисубдукционный тиманский		Чурочинская	730-1900	Терригенная с тиллитами				
							Устьчурочинская	500-810	Флишюидная				
									680	Перисубдукционный тиманский		Низьвенская	950-1320
		Периспрединговый тиманский		Дёминская	300								
						Рассольнинская							
		RF ₂				1030	Платформенной активизации	Грабеновая	?	Вид. 120	Терригенно-карбонатная		

Рис. 1.4. Перерывы, палеотектонические обстановки и палеотектонические режимы на территории Южного Притиманья в позднем протерозое – раннем палеозое

Исходя из этого определения, мы выделяем три эпизода раннепалеозойской эмерсивной стадии, соответствующие геологическим объектам исследования: кембрийский эпизод ($\mathcal{K}^{?pd}$), ордовикский ($\mathcal{O}_3pl$) и силурийский (S_1kl_1). Соответственно, три следующие главы диссертации – 2, 3 и 4 – посвящены этим трем эпизодам. На рисунке 1.4.2 на генерализированной геологической карте указаны основные россыпи Красновишерского промышленно алмазного района, а также линии геологических разрезов, которые характери-

зуют разные эпизоды раннепалеозойской эмерсивной стадии и описываются автором в тексте (главы 2, 3 и 4).

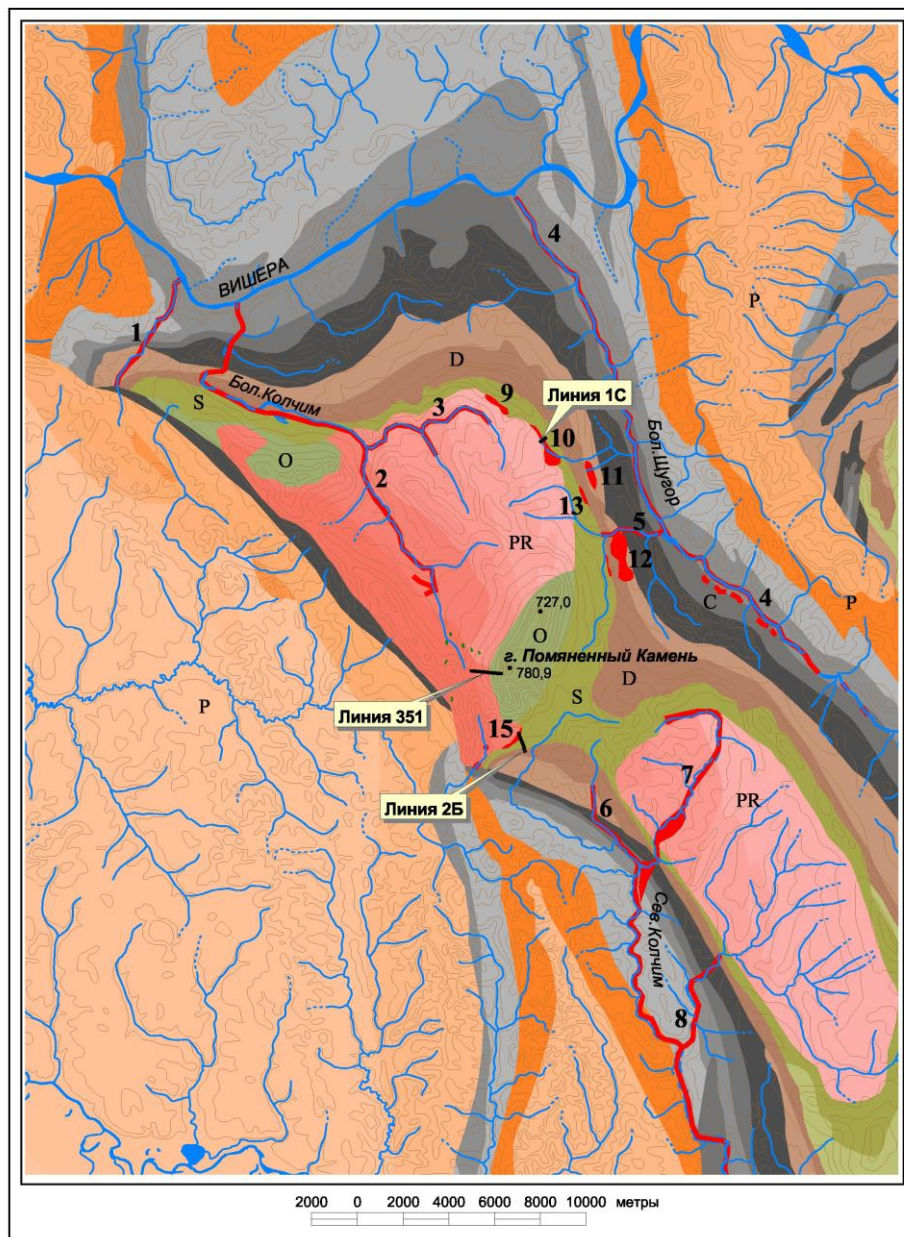


Рис. 1.4.2. Промышленные россыпи Красновишерского района (по А.Г. Попову, 2021, с дополнениями автора). Современные: 1. Сторожевая; 2. Большеколчимская; 3. Чурочная; 4. Большешугорская; 5. Волынская; 6. Светлый; 7. Илья-Вожская; 8. Полуденноколчимская. Ископаемые и остаточные россыпи промежуточных коллекторов: 9. Северная Рассольная; 10. Южная Рассольная; 11. Вогулка; 12. Волынка; 13. Ишковский карьер; 14. Сухая Волынка; 15. Буркочим. На выносах обозначены разрезы нижнего палеозоя, описанные автором в главах 2, 3 и 4.

ГЛАВА 2. ПОМЯНЁННОВСКАЯ СВИТА В ОСНОВАНИИ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ КАК ПРОМЕЖУТОЧНЫЙ КОЛЛЕКТОР. ПРОБЛЕМА АЛМАЗОНОСНОСТИ ПОМЯНЁННОВСКОЙ СВИТЫ

Помянённовская свита залегает в основании ордовикских отложений палеозойского разреза стратиграфически выше верхнепротерозойских отложений (рис. 3.2). Определений изотопного возраста свиты не существует. Учитывая весьма сокращенный разрез верхнего венда на изучаемой территории по сравнению со смежным регионом Среднего Урала, можно предполагать, широкий диапазон времени образования отложений свиты. В частности, В.А. Пучков (2010) отмечает, что граница между вендом и палеозоем вплоть до среднего кембрия на уральской окраине континента Балтика весьма не отчетлива. Возможно, по этой причине достоверных кембрийских отложений в Южном Притиманье, как и в целом на Урале, не обнаружено. Проблема наличия или отсутствия кембрийских отложений на Западном Урале в целом, и в Южном Притиманье в частности, в настоящее время остается дискуссионной. Существует несколько противоположных точек зрения, основывающихся на одних и тех же фактах. Рассмотрим их более подробно.

1. Первая, и наиболее широко распространенная, точка зрения состоит в том, что кембрийских отложений на Урале не существует.

2. Вторая точка зрения состоит в том, что все «досилурийские» отложения региона, включая Южное Притиманье, относятся к нерасчлененному верхнему протерозою—кембрию. Второй точки зрения придерживался И.Д. Соболев и часть уральских геологов, что нашло отражение на геологической карте Урала, составленной под его руководством (Соболев, 1969).

3. Третья, и наиболее эксклюзивная, точка зрения состоит в том, что нижняя часть досилурийских, предположительно, верхнеордовикских, отложений может быть отнесена к нижнему кембрию (Є_1). Так считала В.А. Бурневская, давшая этим «подполюдовским отложениям» название помянённовской свиты (Бурневская, 1967). А.Д. Ишков, являвшийся ответственным исполнителем отчета по ГДП-50 (Ишков и др., 1967ф), сохранил название сви-

ты, данное В.А. Бурневской в тексте итогового отчета, но включил помянёновскую свиту в состав верхнеордовикских отложений в качестве первой, или нижней, толщи (O_3pl_1).

Иными словами, помянёновская свита, по А.Д. Ишкову, – это нижняя подсвита (O_3pl_1) полюдовской свиты (O_3pl). На наш взгляд, это наиболее взвешенное на данный момент решение.

Отложения помяненновской свиты в виде узкой полосы закартированы В.А. Бурневской (Ишков и др., 1961ф) на западном склоне г. Помяненный Камень одной шурфовочной линией; далее по простиранию пород на северо-восток свита картировалась по делювиальным высыпкам «пород схожего облика», весьма характерным. Мощность нижней подполюдовской (помяненновской) свиты – 100 м. Между красноцветной, нижней (O_3pl_1), и белоцветной, верхней (O_3pl_3), толщами предполагалось скрытое несогласие (Бурневская, 1967). При этом верхнюю толщу полюдовских отложений исследователь относил к нижнему ордовику по аналогии с тельпосской (ныне – хапхарской $O_{1-2}hp$) свитой западного склона Северного Урала.

Помяненновская свита (ϵ_1pt), по В.А. Бурневской (1967), представлена толщей преимущественно красноцветных песчаников и конгломератов, залегающей с угловым несогласием на песчано-сланцевом комплексе рифея и венда. Из структурно-вещественных особенностей пород, отличающих их от собственно пород полюдовской свиты, отмечаются следующие: 1) значительное содержание серицита в цементе, обилие зерен белого каолиноподобного минерала (по всей вероятности, полевого шпата) и прослоев и примазок каолиноподобных глин и красно-коричневых аргиллитов; 2) почти полное отсутствие галек жильного кварца и совершенно особая их форма, характерная для прибрежно-морской зоны; 3) рыхлый цемент, разрушенный еще до того, как толща была перекрыта отложениями полюдовской свиты.

В делювиальных высыпках на западном склоне г. Помяненный Камень и даже в аллювии верховьев р. Бол. Колчим обломки конгломератов помянёновской свиты, действительно, легко узнаваемы по характерному вишнево-

красному цвету, хорошо окатанной гальке каркаса и значительном содержании серицита в матриксе. Чешуки серицита размером до миллиметра и более хорошо различимы визуально, как и пелитизированные зерна полевых шпатов, к сожалению, не сохраняющиеся при изготовлении шлифов. Для территории Южного Притиманья присутствие полевых шпатов обычно в терригенных породах рифея и венда, но, и это важно отметить, совершенно экзотично в отложениях ордовика (O_3pl_3) и основания силура (S_1kl_1), мономиктовых и существенно кварцевых.

В шлифах (рис. 2.1) матрикс конгломерата помянённой свиты представлен полимиктовым песчаником. Структура породы псаммитовая разномиктовая с размерами зерен 0,1–0,8 мм, преобладают зерна 0,2–0,4 мм, неправильной, субизометричной, удлиненной формы, окатанные, полуокатанные, неокатанные (угловатые). Сортировка плохая. Текстура беспорядочная. Обломочный материал представлен зернами кварца (45%), мусковитом (до 1%), обломками пород различного генезиса (до 55%): кварцитов, кремневых пород и пород кремнисто-слюдистого состава. Кварц характеризуется неправильной, удлиненной формой с равномерным угасанием со следами регенерации в виде каемок (0,02 мм), иногда зёрна по периферии растворены, отчего приобретают неровные края. Лейсты мусковита размером 0,1–0,4 мм. В породе преобладает цементация вдавливания, бесцементное контактное соединение зерен кварца и обломков, которое характеризуется конформной структурой (Япаскерт, 2008). Из акцессорных минералов – единичное зерно циркона размером 0,03 мм. Из аутигенных минералов наблюдаются единичные чешуйки гидрослюды размером менее 0,2 мм. Постседиментационные преобразования представлены структурой вдавливания и образованием конформных структур за счет регенерации кварца и уплотнения обломков; укрупнением чешуек бывшего гидрослюдистого цемента.

Галечный материал в конгломератах представлен кварцевым мелкозернистым песчаником: кварц 94%; обломки пород различного генезиса 6%:

кварцитов (5%), глинистых пород (1%), обломки пород кремнисто-слюдистого состава единичны.

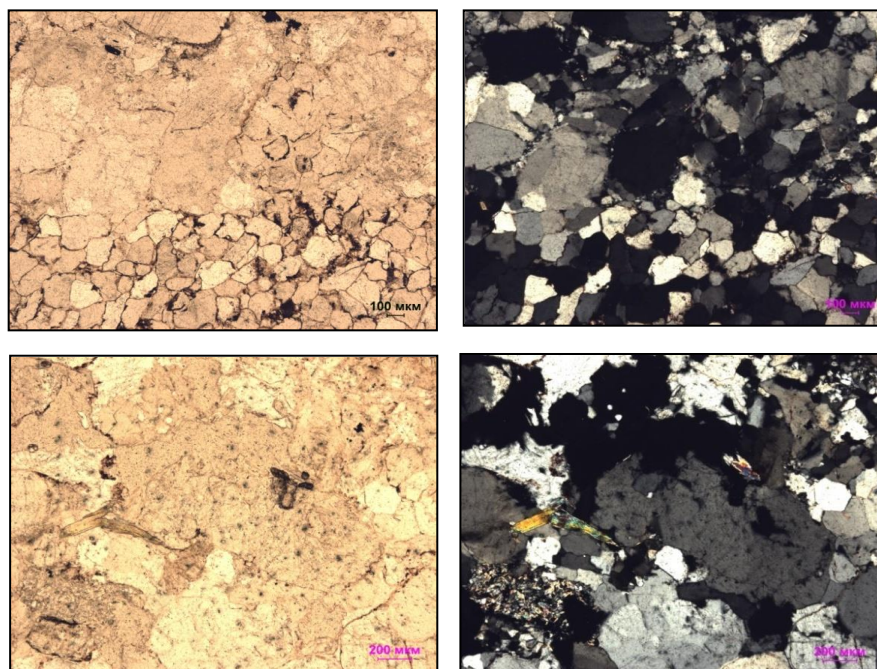


Рис. 2.1. Микрофотографии шлифов образца конгломерата помянённой свиты (Є³рп). Микрофотографии выполнены петрографом Е.М. Томилиной



Рис. 2.2. Положение конфигуративных точек составов галечного материала (проба 1) и матрикса конгломератов (проба 2 и 3) помяненновской свиты на классификационной диаграмме В.Н. Шванов (1987)

На классификационной диаграмме В.Н. Шванова (1987) конфигуративные точки составов гальки и матрикса конгломерата не совпадают (рис. 2.2), что говорит об их разном генезисе. Галечный материал мог быть захвачен при эрозии более древних пород.

Особенный интерес представляет минеральный состав матрикса конгломератов основания полюдовской (помянённой) свиты. Наиболее точным методом определения минерального состава пород является рентгеноструктурный анализ, проведенный с помощью порошкового дифрактометра D2 Phazer (производство фирмы «Bruker», ФРГ) в «Центре коллективного пользования ПГНИУ». Данные рентгеноструктурного анализа таковы, мас. %: кварц 89,76%; калиевые полевые шпаты 3,5%; плагиоклазы 1,75%; слюда 1,55%; хлорит 2,13%; гематит 1,31%; сумма 100%. По этим данным матрикс пород также относится к грауваккам, как и по результатам микроскопического исследования в шлифах (рис. 2.2). Необходимо отметить, что таковой минеральный состав представляется значительно более богатым и усложненным по сравнению с минеральным составом вышележащих кварцевых конгломератов полюдовской свиты (O_3pl_3), которые по данным (Боровко, 1962; Боровко и др., 1964) являются кварцевыми с небольшой долей (до 5%) обломков кварцитов. С точки зрения литологической зрелости пород отложения помянённой свиты являются незрелыми (Фролов, 1993), в отличие, например, от отложений полюдовской свиты.

На этом основании можно сказать, что породы основания полюдовской свиты (O_3pl_1), то есть – помянённой ($C?pt$), в понимании В.А. Бурневской (1967), действительно, отличаются от пород верхнеполюдовской свиты (O_3pl_3) и по литологическим признакам могут быть выделены в отдельный таксон местной стратиграфии. Однако возрастное положение отложений помянённой свиты остается таким же неясным, как и пород полюдовской свиты.

Минеральный состав тяжелой фракции пород помяненновской свиты изучался в двух гранулометрических классах: 0,5-0,25 мм и 0,25-0,1 мм (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Минеральный состав тяжелой фракции матрикса протолочной пробы
конгломератов помяненновской свиты

№ п/п	Минерал/разность	0,25-0,1	0,5-0,25
1	Турмалин	9,1	-
2	Лейкоксен	18,2	-
4	Циркон метамиктный	36,4	-
5	Рутил красный	27,3	-
Сумма аллотигенных		100,0	0
Доля аллотигенных		2,3	0
6	Гематит	96,9	2,3
7	Сростки кварца и гематита	1,3	94,4
8	Слюды (мусковит)	1,7	0,6
9	Мусковит в сростках с гематитом	-	2,3
10	Гидрогётит		0,4
Сумма аутигенных		100,0	100,0
Доля аутигенных		97,7	100,0
Всего		100,0	100,0

Количественный минералогический анализ показал, что среди аллотигенных минералов тяжелой фракции проб встречаются исключительно устойчивые: циркон, рутил, турмалин; отмечается также лейкоксен как продукт изменения титанистых минералов (Осовецкий, 2004). Однако представительное количество минералов в тяжелой фракции отсутствует, что характерно для докембрийских пород региона, в отличие, например, от ордовикских (табл. 3.2). В средне- и крупнопесчаном классах преобладают сростки и обломки пород. Среди аутигенных минералов превалирует гематит (97%), а не гидрогётит (табл. 3.3), что подчеркивает генетическую связь отложений помяненновской свиты с докембрийским субстратом.

Химический состав матрикса конгломерата помяненновской свиты получен по данным рентгенофлуоресцентного анализа, выполненного наволно-

дисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного типа действия S8 Tiger (фирма “Bruker”, ФРГ), аналитик К.П. Казымов. В таблице 2.2 мы сопоставили наши данные, характеризующие химический состав образцов пород помянённой и полюдовской свит.

Таблица 2.2

Химический состав* пород помянённой и полюдовской свит
по данным рентгенофлуоресцентного анализа, мас. %

Проба	Помянённая свита, матрикс конгломератов	Полюдовская свита, г. Помянённый Камень, матрикс конгломератов	Полюдовская свита, гора Камень Полянка, кварцевый песчаник	Полюдовская свита, дезинтегрированный кварцевый песчаник, гора Камень Полянка
SiO ₂	91,08	95,75	95,93	95,31
Al ₂ O ₃	5,55	3,64	3,52	3,68
CaO	0,17	0,13	0,13	0,11
Fe ₂ O ₃	1,34	0,15	0,12	0,18
TiO ₂	0,2	0,06	0,04	0,12
SO ₂	0,02	0,02	0,02	0,02
Na ₂ O	0,21	0,18	0,18	0,18
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00
ППП	0,74	0,00	0,00	0,35
Сумма	99,31	99,94	99,94	99,96
**ГМ	0,078	0,040	0,038	0,042
ФМ	0,015	0,002	0,001	0,002
АМ	0,06	0,04	0,04	0,04
ТМ	0,036	0,017	0,011	0,033
ЖМ	0,2330	0,0409	0,0343	0,0461
НКМ	0,04	0,05	0,05	0,05
ЩМ	0,00	0,00	0,00	0,00

* Автором использована методика определения литохимических модулей по: Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис, 2000.

**ГМ – петрохимические модули, сиаллитовый стандарт (Юдович, Кетрис, 2000). ГМ – гидролизатный модуль; ФМ – фемический; АМ – алюмокремниевый; ТМ – титановый; ЖМ – железистый; НКМ – нормированной щелочности; ЩМ – щелочной.

По нашим данным и данным предшественников в химическом составе пород отмечается важное различие, а именно большее содержание глинозема (Al₂O₃) в породах помянённой свиты, что связано с большим содержанием калиевых полевых шпатов и плагиоклазов в породах помянённой свиты.

ты, что подтверждается также данными рентгеноструктурного анализа, приведенными выше.

По величине гидролизатного модуля ($ГМ=0,0778$) породы относятся к классу суперсилитов; титанового модуля ($ТМ=0,0361$) – к классу нормотитанистых силитов; железистого модуля ($ЖМ=0,2330$) к классу норможелезистых силитов. В то время как породы полудовской свиты ($ГМ=0,040$) относятся к классу гиперсилитов; классу гипотитанистых силитов ($ТМ=0,017$) и к классу гипожелезистых силитов ($ЖМ=0,0409$). Таким образом, полимиктовые отложения помянённой свиты характеризуются литохимически «незрелым» материалом, чем отличаются от кварцевых пород полудовской свиты.

Главный вывод проведенных литологических исследований состоит в том, что породы помянённой свиты по ряду признаков действительно отличаются от пород полудовской свиты и, соответственно, представляют собой самостоятельный таксон в стратиграфии местного уровня.

Локальность распространения пород помянённой свиты также является проблемой. По данным геологов-съемщиков, на восточном склоне г. Помянённый Камень мощность верхней толщи ордовикских отложений (O_3l_3) значительно сокращена (Серебренников и др., 1983ф). Более того, в южных разрезах ордовикские слои полностью выклиниваются, включая и верхнюю белоцветную толщу (Колобянин, 1993ф). Такое структурное положение ордовикских пород, на наш взгляд, может свидетельствовать об их сгуживании во фронте надвига при давлении со стороны Урала в эпоху герцинской коллизии и будинировании ордовикских слоев с разрывом их сплошности. На мелкомасштабных разрезах Урала изолированные друг от друга будины показать невозможно, тем более невозможно проследить их на глубине для доказательства прямой связи ордовикских конгломератов Южного Притиманья и западного склона Урала, тем не менее, структурно такая связь напрашивается и отмечена (Попов, 2017).

Таким образом, выделение по литологическим признакам красноцветной помянённой толщи в отдельную свиту (или подсвиту), на наш взгляд, вполне оправданно и корректно. Однако решить вопрос об ее геологическом возрасте по аналогии с седиольской свитой Ижма-Омринского комплекса Печорской плиты (Бурневская, 1967; Тимонин, 1998; Водолазская и др., 2005) проблематично и весьма затруднительно. Конечно, возрастная аналогия седиольской свиты (средний кембрий – тремадок $\text{Є}_2\text{--O}_{1t}$), может быть, не далека от истины, но никаких достоверных данных о возрасте помянённой свиты до сих пор не появилось.

Мы придерживаемся по этому вопросу «уральской» аналогии. И вот почему. По нашему мнению, раннепалеозойская геологическая история Южного Притиманья, в отличие от позднепротерозойской, больше связана с событиями, предшествующими началу развития «Уральской» окраины объединенного континента Русской и Печорской плит (ВЕР), хотя реакция на них в регион приходила с запозданием. По литологическому описанию отложения первой подсвиты полюдовской свиты можно сопоставить с отложениями таборной свиты ($\text{Є}_3\text{--O}_{1tb}$), выделенной на Северном Урале в Бельско-Елецкой структурно-фациальной зоне (Водолазская и др., 2005). Таборная свита также имеет крайне ограниченное распространение, является терригенной и красноцветной. Она представлена розовыми, малиновыми, вишневыми разнотекстурными кварцитопесчаниками с горизонтом валунно-галечных полимиктовых конгломератов в основании. Фациально более продвинутая в зону мелкого шельфа обстановка способствовала захоронению фауны плохой сохранности. Возраст таборной свиты условно принят как переходный от кембрия к ордовику.

В.А. Бурневская считала отложения помянённой свиты прибрежно-морскими на основании характерной формы и размера галек в составе базальных конгломератов. К сожалению, морфологического исследования галечного материала проведено ею не было. Действительно, часть галек красноцветных конгломератов подполюдовских отложений, по нашим наблюде-

ниям, имеют уплощенный облик, характерный для прибрежно-морских галек. Однако валунные конгломераты, по нашему мнению, имеют речной аллювиальный генезис, несмотря на крупный размер (10–15 см) и хорошую окатанность части грубообломочного материала. Необходимо заметить, что морфометрическое изучение представительной выборки грубообломочного материала конгломератов подполюдовских отложений, как это сделано нами для третьей толщи полюдовской свиты (Пактовский, Илалтдинов, 2020) – дело будущего. В настоящее время просто нет достаточного количества самого этого материала.

Вполне возможно, как это часто бывает в базальных толщах изучаемого района, сами гальки позаимствованы из нижележащих пород, например, рассольнинской (RF_3rs) и устьчурочинской ($V_{1u\check{c}}$) свит, прибрежно-морской характер отложений которых не вызывает сомнения (подглава 1.3). Кроме того, индикаторный красный цвет пород помянённой свиты также характерен для рассольнинской и устьчурочинской свит. Таким образом, намечается некоторая преемственность в образовании сходных пород ряда свит: рассольнинской (RF_3rs) – устьчурочинской ($V_{1u\check{c}}$) – помянённой (O_3pl_1). Тогда, породы помянённой свиты ближе к докембрийским породам, чем к палеозойским. И это косвенно указывает на заимствование последней не только литологического материала докембрийских пород, но и их минеральной ассоциации.

В самом факте образования отложений помянённой свиты нельзя не отметить проявившееся влияние событий на восточной окраине континента, приведших к ордовикской трансгрессии, вызванной спредингом в смежной океанической области (Клюжина, 1985; Ибламинов, Лебедев, 1999). Это влияние вряд ли было достаточно сильным на территории Южного Притиманья (Ибламинов, Суслов, 2015), о чем можно судить по тому факту, что по всей восточной периферии континента Балтика ордовикские слои носят отчетливый трансгрессивный характер и завершаются мощными карбонатными тол-

щами, каковых в изучаемом нами районе Южного Притиманья не наблюдается (Пактовский, 2018а).

Суммируя всё вышесказанное, мы приходим к выводу, что в настоящее время (и до получения новых данных) было бы корректно оставаться в рамках представлений коллег В.А. Бурневской, считавших помянённую свиту базальной толщей в составе полюдовской свиты верхнего ордовика (Боровко и др., 1964). Однако перевод ее в ранг подсвиты кажется нам необходимым, прежде всего, по литологическим признакам. Таковой она и обозначена в нашей стратиграфической колонке – O_3pl_1 – как нижняя подсвита полюдовской свиты верхнего ордовика (рис. 3.2 в главе 3). Такой вариант, в любом случае, ясно указывает на существующую и еще не решенную проблему в геологии Южного Притиманья. Вопрос о кембрийском (или раннеордовикском) эпизоде в геологической истории Южного Притиманья остается открытым.

Важнейшее значение помянённая свита приобретает как первый раннепалеозойский промежуточный коллектор на территории. Этот факт, на наш взгляд, имеет важнейшее научное и практическое значение.

При крупнообъемном опробовании линии шурфов Л-351, вскрывшей отложения помянённой свиты в основании разреза ордовикских отложений г. Помянённый Камень, был получен один мелкий алмаз (7,1 мг). И это – первый кристалл, зафиксированный в самых ранних по возрасту отложениях на территории (рис. 2.3 и 2.4).

Факт примечательный, но, как это часто бывает, не заслуживший должного внимания. Даже описания найденного кристалла в отчете В.А. Бурневской (1961ф), к сожалению, не приводится. Это, возможно, обусловлено с бытовавшей в то время секретностью всего, что связано с алмазной тематикой. В итоге в настоящее время мы получаем невосполнимую утрату ценной научной информации. Нам известно местоположение линии, количество шурфов на ней, средняя глубина проходки по дезинтегрированным отложениям помянённой свиты, общий объем опробования этих отложений и

масса добытого алмаза. Путем нехитрых арифметических операций при известном количестве шурфов (11), объеме опробования (110 м^3) и мощности расцементированных отложений (2–3 м) можно вычислить сечение пройденных шурфов (2 на 2 м, т.е. 4 м^2) и понять, что это были не обычные картировочные шурфы сечением $1,25 \text{ м}^2$, применяемые при геологической съемке.

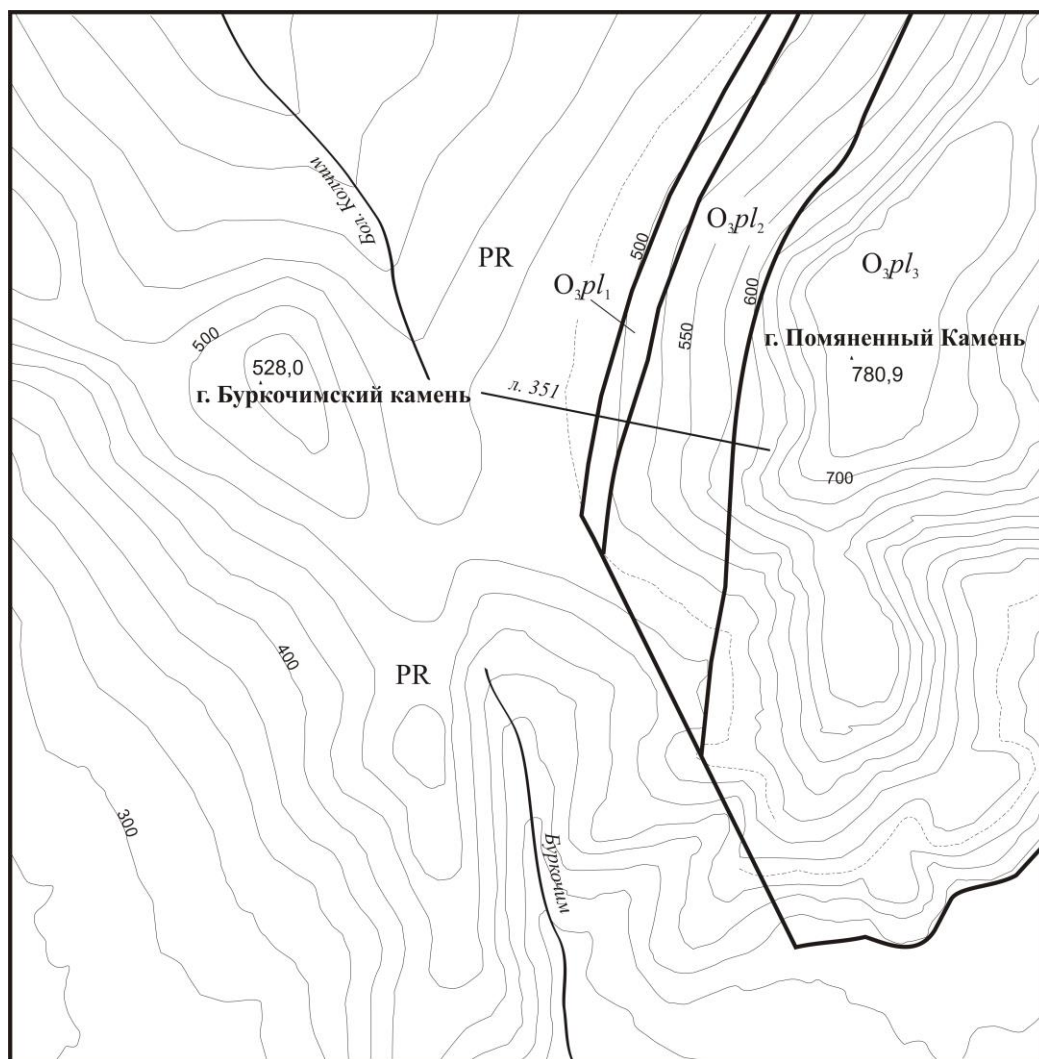


Рис. 2.3. Линия 351 на карте фактов геологоразведочных работ Полюдовской партии (по Ишкову и др., 1961ф). Компьютерная графика А.Г. Попов

Шурфы с увеличенным сечением применяются только для крупнообъемного опробования, о чем, впрочем, говорит и сам объем опробования. Правда, здесь при проходке шурфов применены не стандартные для шахтосурфов сечения 9 м^2 или $12,5 \text{ м}^2$, а эксклюзивные 4 м^2 , но это может быть объяснено сразу несколькими факторами: экономией времени и средств при проходке мелких шурфов без венцовой крепи, необходимостью опробовать

слой от подошвы до кровли на полную его мощность при выходе на поверхность, рыхлостью самих, существенно песчаных пород (неустойчивостью, обводненностью) и, наконец, возможно, как это часто бывает, элементарной спешкой, о чем говорит более половины оставленных на бортах выработок, невывезенных и необогащенных проб. Как бы там ни было, нам представляется, что проходка шурфов на линии 351 с увеличенным сечением изначально задумывалась с целью крупнообъемного опробования. И это важно. Значит, В.А. Бурневская как геолог изначально была уверена в алмазоносности открытых и описанных ею отложений. И проходку линии 351, заложенную в месте самого широкого выхода отложений помянёновской свиты, она задумывала с целью доказать свою точку зрения. Такая уверенность, на наш взгляд, делает честь ее профессиональной интуиции, основанной, несомненно, на глубоких геологических знаниях. Конечно, полученный результат с точки зрения промышленных кондиций оказался неудовлетворительным. Во-первых, содержание алмазов в опробованных отложениях $0,065 \text{ мг/м}^3$ – это даже не бортовое содержание (на гораздо менее продуктивных среднеуральских россыпях). Во-вторых, при внимательном взгляде на приведенный В.А. Бурневской разрез не может не возникнуть сомнения в том, что опробована именно помянёновская свита в коренном залегании, а не элювиально-делювиальные склоновые отложения или коры выветривания по породам верхнего протерозоя на том простом основании, что и те, и другие – рыхлые отложения.

Схематический разрез пройденных на Л-351 шурфов представляется в следующем виде, сверху вниз (рис. 2.4). Слой 1. dl. Делювиальные отложения: обломки и глыбы конгломератов и песчаников в глине. Мощность – до 1,5 м. Слой 2. el. Элювиальные отложения по «бескварцевым» конгломератам: хорошо окатанные, частично расцементированные валуны и галька красноцветных песчаников в песке, являющемся разрушенным матриком этих конгломератов. Мощность – до 2–3 м. Слой 3. O_3pl_1 . Скальные красно-

цветные конгломераты в коренном залегании. Мощность нижней подсвиты полюдовской (помяненновской) свиты – 100 м.

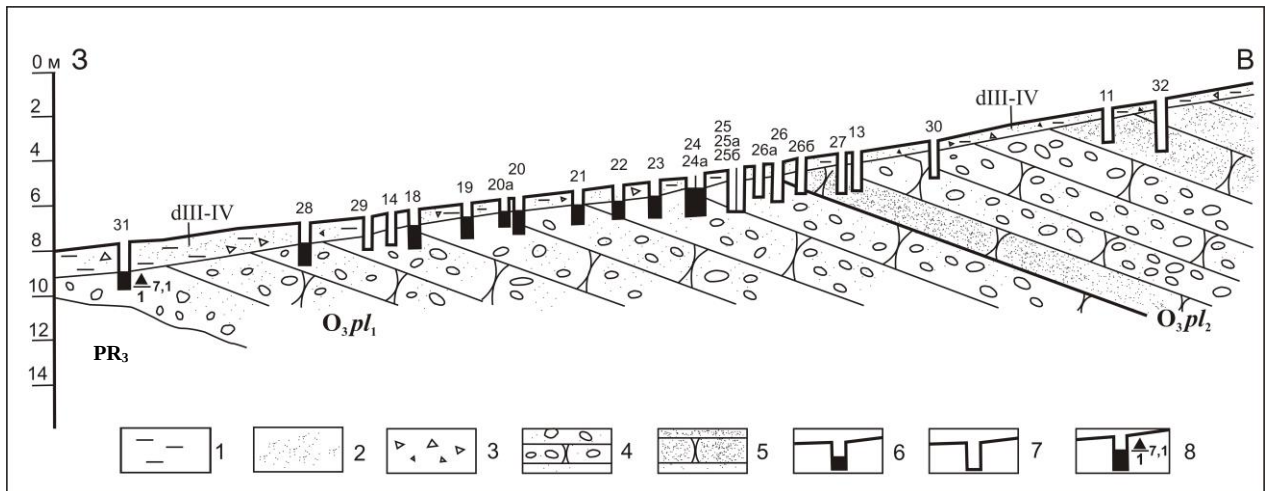


Рис. 2.4. Схема крупнообъемного опробования по линии 351, проведенного Полюдовской партией под руководством В.А. Бурневской в 1960 г. (по Ишкову и др., 1967ф). Компьютерная графика А.Г. Попов. Условные обозначения к рис. 2.3: 1. Делювиальные глины; 2. Песок в делювиальных отложениях; 3. Щебень в делювиальных отложениях; 4. Валунные «бескварцевые» конгломераты; 5. Песчаники кварцевые красноцветные; 6. Шурфы с обогащенными пробами; 7. Шурфы с пробами, оставленными на бортах выработок; 8. Находки алмазов: в знаменателе – количество, шт., цифра справа – масса, мг

Опробовались, что и понятно, рыхлые дезинтегрированные отложения (слой 2). Но тут и возникает вопрос, общий для всей уральской алмазной геологии: а почему, собственно, не опробованы литифицированные разности пород (слой 3), то есть собственно коренные породы? Для корректных выводов об алмазоносности элювия необходимо опробовать коренные породы. Ответить на этот вопрос можно по-разному, но в целом ответ сводится к тому, что при опробовании россыпей дробление скальных пород не предусмотрено в технологической схеме обогащения. При поисках россыпей важно содержание алмазов в рыхлой массе (Граханов и др., 2007), поэтому и расчеты ведутся в мг/м^3 , а не в г/т, как при поисках коренных источников (кимберлитов).

Однако наиболее интересным на линии 351 представляется шурф 31, крайний в западной части линии. Судя по геологическому разрезу, это – единственный шурф, пройденный не по элювиальным отложениям «бескварцевых» конгломератов (слой 2), но в зоне контакта подстилающих верхнери-

фейских и перекрывающих их ордовикских отложений, то есть в зоне развития возможных кор выветривания. Верхнерифейские отложения представлены песчаниками пятой пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_5) – это верхняя пачка самой древней свиты верхнего рифея в Южном Притиманье. И, таким образом, возможно, что единственный мелкий алмаз, добытый при опробовании, получен предположительно из кембрийских кор выветривания, развитых по терригенным верхнерифейским отложениям. Отсюда возникает са-краментальный вопрос о времени проявления кимберлитового магматизма на территории Южного Притиманья и о роли промежуточных коллекторов в геологической истории региона. Тот факт, что кимберлиты на Урале должны иметь докембрийский возраст у большинства геологов не вызывает сомнений на том простом основании, что спорадически алмазы встречаются в кластических терригенных толщах венда и ордовика. Другое дело вопрос о благоприятной для кимберлитового магматизма эпохе, который решается по-разному. А.М. Зильберман (1974) предполагал среднерифейский возраст кимберлитов; Ю.Д. Смирнов (1965) – несколько этапов внедрения. В последние годы на этот вопрос обращают внимание геологи Сибири (Афанасьев, 2015; Зинчук, 2018) и, естественно, для сравнения обращают свой взгляд на Урал и на опыт уральских геологов.

На наш взгляд, это важный и принципиальный с научной точки зрения вопрос, и хотелось бы его подчеркнуть особо. На этом примере при соответствующем методологическом подходе возможно было бы проследить унаследованность алмазосодержащих отложений (промежуточных коллекторов) в геологической истории с учетом перерывов и формирования кор выветривания и размыва последних. Такой подход мог бы быть продуктивен с точки зрения прогноза россыпной алмазоносности всего Пермского края.

Необходимо также учитывать, что при общем небольшом объеме опробования (110 м^3), проведенного под руководством В.А. Бурневской, получить один алмаз, пусть и мелкий, но в новом и неизвестном районе, не такой уж плохой результат, даже очень хороший результат. Тем не менее, ажиотажа

эта находка, по-видимому, не вызвала, поскольку в то время алмаз массой 1,7 мг (четвертого класса +2,0–1,0 мм) никак не решал проблему открытия промышленно значимых объектов. Но хотелось бы обратить внимание, что, по нашим расчетам, алмаз был получен из объема около 4,0 м³ из одного шурфа (ш-31). С точки зрения промышленно значимых содержаний это, конечно, тоже немного (0,4 мг/м³), но все-таки это не то исчезающее малое содержание, если считать валово на все 110 м³.

Кроме того, по опыту поисковых работ на Урале, одна горная линия и небольшой объем опробования еще решительно ничего не говорит о промышленной значимости объекта. А если исходить из опыта современного состояния дел в уральской алмазной геологии, то пропустить такой объект – непозволительная роскошь. Конечно, с точки зрения промышленного использования, он может оказаться нерентабельным (небольшой объем рыхлой горной массы, необходимость дробления скальных пород, невысокие содержания), но с научной точки зрения – это объект, требующий самого пристального внимания. Представляется большой удачей, что породы помяненновской свиты выведены в Южном При тиманье на поверхность, в отличие от седиольской свиты Ижма-Омринского комплекса Печорской плиты, где об алмазоносности этой свиты едва ли когда-нибудь станет известно.

При условии возвращения геологосъемочных или поисковых работ в Южное При тиманье промежуточный коллектор помяненновской свиты должен стать, на наш взгляд, одним из первых в череде ревизионных объектов с проблематичной алмазоносностью. Очевидно, что для изучения контактов нижней подсвиты ордовика (помяненновской свиты) и прослеживания вероятных кембрийских кор выветривания необходимы буровые работы. Пересечения отложений базальной части ордовикской свиты на полную мощность до сих пор не осуществлено.

Подводя некоторые итоги, можно сказать, что:

1) количественный минералогический анализ тяжелой фракции матрикса конгломератов помяненновской свиты показал их близость к нижележащим

породам докембрия; петрографический, рентгеноструктурный и литохимический методы – их отличие от вышележащих пород полюдовской свиты ордовика.

2) осадки помяненновской свиты формировались в промежутке геологического времени между поздним вендом и поздним ордовиком, при этом они унаследовали минеральную ассоциацию докембрийского субстрата;

3) в литологическом и литохимическом отношении отложения помянёновской свиты представлены «незрелым» полимиктовым материалом, что свидетельствует о достаточно слабой эрозии докембрийского субстрата и о малой возможности «высвобождения» из него полезного компонента (убогая алмазоносность).

4) В то же время алмазоносность помянёновской свиты свидетельствует о формировании первого промежуточного коллектора раннего палеозоя на территории алмазоносного района.

Исходя из всего вышесказанного, мы формулируем первое защищаемое положение.

Нижнепалеозойские базальные горизонты Южного Притиманья со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на эродированных докембрийских терригенных комплексах и представлены литологически незрелыми субаэральными отложениями помянёновской свиты, которая рассматривается как самый древний на территории промежуточный коллектор алмазов.

ГЛАВА 3. ОРДОВИКСКИЙ ЭПИЗОД (ПОЛЮДОВСКАЯ СВИТА). ОРДОВИКСКИЙ ПРОМЕЖУТОЧНЫЙ КОЛЛЕКТОР АЛМАЗОВ

По причинам, изложенным в предыдущей главе, мы сохраняем традиционное для пермских геологов разделение отложений ордовикской системы на три толщи (подсвиты) и отнесение их к верхнему ордовику, как это было сделано еще при геологосъемочных работах 1960-х гг. (Ишков и др., 1967ф). Никакого нового достоверного материала об изменении такого положения с тех пор не появилось, несмотря на то, что Н.Г. Боровко (Боровко и др., 1979) позднее изменила свое мнение и проводила полную аналогию между полюдовской свитой и нижней частью Ижма-Омринского комплекса, как это сделала ранее В.А. Бурневская (1967), хотя фаунистического подкрепления эти предположения не нашли ни тогда, ни после.

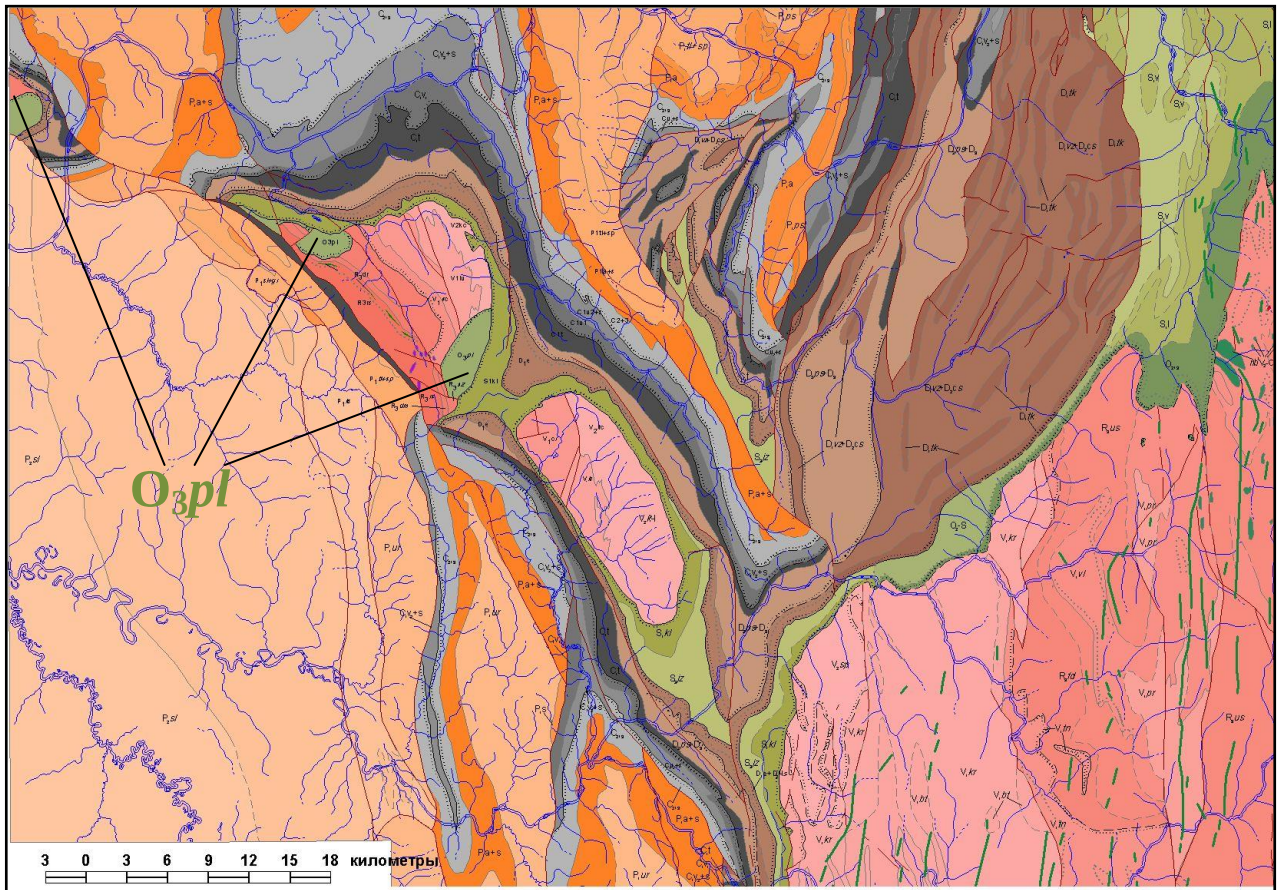


Рис. 3.1. Распространение отложений полюдовской свиты (O_{3pl}) в Южном Притиманье и на западном склоне Северного Урала Пермского края. «Геологическая карта Урала» масштаба 1:200 000 (фрагмент); по: А.М. Зильберману и Г.О. Пунтусовой, 2002; с добавлениями автора

С другой стороны, «уральская» аналогия между породами полюдовской свиты на Полюдовском поднятии и отложениями тельпосской (ныне хапхарской $O_{1-2}hp$ – Ю.П.) свиты в бассейне р. Улс, как отмечает Н.И. Тимонин (1998), до сих пор не установлена, хотя объекты разделены расстоянием всего в 25 км (рис. 3.1).

По нашему мнению, отложения полюдовской свиты (O_3pl) относятся к более поздним образованиям, чем отложения нижнее-среднеордовикской хапхарской свиты ($O_{1-2}hp$), закартированные в основании палеозойского разреза на хребте Кваркуш, входящего в структуру Кваркушко-Каменногорского антиклинория Центрально-Уральского поднятия (Пактовский, 2018). Во всяком случае, это относится к отложениям верхнеполюдовской подсвиты (O_3pl_3), если возраст помянённой свиты (O_3pl_1) окажется древнее верхнего ордовика.

Обобщенная стратиграфическая колонка полюдовских отложений, составленная по материалам В.А. Бурневской (1967), А.Д. Ишкова и др. (1967) в наиболее полном разрезе г. Помянённый Камень, приведена на рисунке 3.2.

В свою очередь, Н.Я. Анцыгин (1990) тоже отмечает «уральскую» параллель между отложениями полюдовской свиты и полуденского горизонта верхнего ордовика Улсовского разреза, корреляцию которых по палеомагнитным данным провели в 1986 г. В.Г. Наседкин и Н.Ф. Данукалов.

А.Г. Попов (как многие пермские геологи), исходя из тектонического строения Северного Урала, связывает отложения полюдовской (O_3pl) и хапхарской ($O_{1-2}hp$) свит (Попов, 2017). В.А. Езерский (2003ф) усматривает минералогическое единство вышеупомянутых свит. Одна из первых стратиграфическое сопоставление полюдовских отложений Колво-Вишерского края и тельпосской (ныне – хапхарской) свиты западного склона Северного Урала предложила В.А. Бурневская, выделив полюдовские отложения из базальной части силура и определив их возраст как верхний ордовик (Бурневская, 1967), в противовес авторитетному мнению А.Г. Чочиа (1955), считавшего

полюдовские отложения базальной частью трансгрессивного цикла силурий-ских пород.

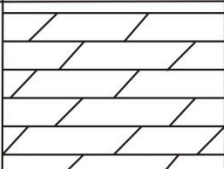
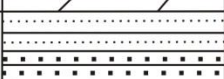
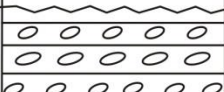
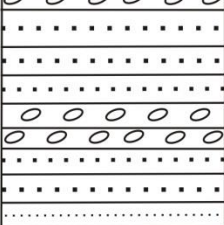
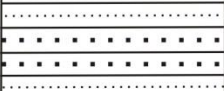
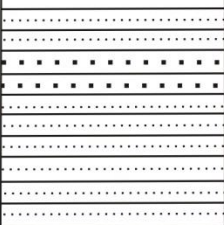
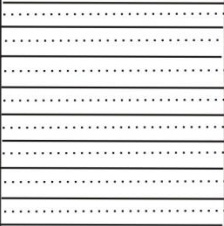
Система	Отдел	Индекс	Колонка	Мощность, м	Характеристика подразделений
Силурийская	Ландоверийский	$S_1 kl_2$		280	Верхнеколчимская подсвита. Доломиты серые, светло-серые, средне-мелко-тонко-скрытокристаллические, массивные. Брахиоподы <i>Pentamerus cf. oblongus</i> Sow., <i>Virgiana barrandei</i> (Bill.); кораллы <i>Favosites hisingeri</i> M. Edw. et Heime
		$S_1 kl_1$		0-33	Нижнеколчимская подсвита. Песчаники серые с зеленоватым оттенком, кварцевые, мелко- и среднезернистые. В подошве пачки – гравийно-галечные песчаники и конгломераты
Ордовикская	Верхний	$O_3 pl_3$		60	Верхнеполюдовская подсвита. Кварцевые конгломераты крупногалечные
				280	Переслаивание кварцевых конгломератов мелко- и среднегалечных и кварцевых преимущественно беловато-розовых песчаников
		$O_3 pl_2$		60	Переслаивание белых и розовых кварцевых песчаников
				160	Среднеполюдовская подсвита. Песчаники вишнево-красные кварцевые средне-крупнозернистые плохо сортированные, плитчатые и толстослоистые
		$O_3 pl_1$		100	Нижнеполюдовская (помяненновская) подсвита. Валунно-галечные конгломераты малиново-красные "бескварцевые", сгруженные

Рис. 3.2. Стратиграфия полюдовских отложений в разрезе г. Помянённый Камень (по В.А. Бурневской и А.Д. Ишкову, 1961ф, 1967ф), с дополнениями автора

Более подробное литологическое описание отложений, составленное по материалам геологосъемочных работ разных лет, приведено в таблице 3.1.

Таблица 3.1.

Литологическое описание полюдовских отложений Южного Притиманья (по: Чочиа, 1955; Ишков и др., 1967ф; Серебренников и др., 1983ф), с добавлениями автора

Свита	Индекс	Литологическое описание
Полюдовская	O_3pl_3	<i>Верхнеполюдовская подсвита.</i> Средне-мелкогалечные белоцветные кварцевые конгломераты с небольшим участием кварцевых гравелитов и песчаников. Слабая сортировка обломочного материала, широкое развитие косой слоистости речного типа с падением косых слойков на 3 и СЗ. Галечный материал состоит из белого и розового кварца (95%), кварцита и песчаников, распределенных в породе весьма не равномерно. В Колчимской антиклинали отложения залегают с размывом и резким угловым несогласием на породах RF_3rs , RF_3dm , RF_3nz . Мощность 120–300 м.
	O_3pl_2	<i>Среднеполюдовская подсвита.</i> Песчаники вишнево-красные, розовые кварцевые средне-крупнозернистые плохо сортированные, плитчатые и толсто-слоистые Цемент смешанный – порово-пленочный, кварцево-регенерационный, контактовый – кварцево-слюдистого состава. Падение – восточное, угол $17-20^\circ$, такое же, как у верхней толщи O_3pl_3 . Контакт между O_3pl_2 и O_3pl_3 согласный и постепенный. Только в разрезе Помянённого Камня. Мощность 160 м.
		Скрытый перерыв (?)
	O_3pl_1	<i>Нижнеполюдовская (помянёновская) подсвита.</i> Валунно-галечные конгломераты малиново-красные бескварцевые (без гальки жильного кварца – Ю.П., в отличие от конгломератов O_3pl_3) с линзовидными прослоями песчаников кварцевых грубозернистых. Конгломераты сгруженные, легко выветриваются. Обломочный материал хорошо окатан, состоит из кварцитопесчаников (80–83%) и кварцитов (15%), галек песчаника и кварца (1–2%). Цемент конгломератов (фракция менее 1,0 мм) составляет ок. 50% и представляет собой грубо-средне-неравномернозернистый кварцевый песчаник с цементом пор и выполнения; слабая сортировка и плохая окатанность зерен свидетельствует о быстром накоплении и захоронении осадка. В шлихах из цемента преобладают гематит и лимонит; из аллотигенных минералов присутствуют циркон, рутил, лейкоксен, турмалин; циркон густоокрашен, розовато-серый и грязно-серый; рутил слабоокатанный – короткостолбчатые обломки кристаллов, красно-коричневый до черного. Шлиховым минералам присуща слабая окатанность. По облику они отличаются от минералов подстилающих отложений. Источник обломочного материала – местный (рассольнинская свита) и частично принесенный с Западного склона Урала (метаморфизованные песчаники и кварциты). Залегают с размывом и резким угловым несогласием на отложениях верхнего протерозоя ($R_3 - V$). Только в разрезе Помянённого Камня. Мощность 90–100 м.

Ордовикские грубообломочные отложения полюдовской свиты (O_3pl) распространены локально в обрамлении Колчимской антиклинали Полюдово-Колчимского антиклинория и слагают крупные для региона возвышенности: гг. Полюд Камень, Камень Полянка, Помянённый Камень. На геологической карте, составленной под руководством А.Д. Ишкова (1967ф), закартировано пятно ордовикских отложений в средней части месторождения Южная Рассольная. Верхнеордовикский возраст отложений свиты всеми исследователями признается условным (не моложе силура), поскольку, несмотря на тщательные поиски, фауны не обнаружено, а изотопные исследования на современном уровне не проводились. По этой причине, как уже было сказано, мы предпочитаем оставить стратиграфию полюдовской свиты в исходном виде до решения проблемы возраста и для обозначения этой не решенной проблемы.

Общая мощность отложений в разрезе г. Помянённый Камень достигает 510 м (по В.А. Бурневской – 660 м, рис. 3.2). В разрезах гг. Камень Полянка и Камень Полюд, где встречаются отложения только верхней подсвиты, – 300 и 120 м, соответственно.

Верхнеполюдовская подсвита впервые описана Н.Г. Чочиа и Е.В. Владимирской в 1949 г. (Чочиа, 1955) как средне-мелкогалечные белоцветные кварцевые конгломераты с небольшим участием кварцевых гравелитов и песчаников. В дальнейшем было отмечено, что источником материала для образования пород верхнеполюдовской подсвиты могли служить отложения рассольнинской свиты, а источником кварцитов и кварцитопесчаников могли быть породы Кваркушской структуры (Боровко, 1962; Боровко и др., 1964). Цемент конгломератов верхнеполюдовской подсвиты – это песчаники, состоящие из кварца (90–95%), кварциты, кварцитопесчаники и редкие листочки мусковита – т.е. состав тот же, что у песчаников среднеполюдовской подсвиты O_3pl_2 ; скреплены зерна глинистым и кварцево-глинистым веществом. Выход тяжелой фракции низкий, что является обычным для древних свит региона (до 100 г/м^3), состоит из циркона (в среднем ок. 22 г/м^3), лейкоксена (5

г/м³), рутила (3,3 г/м³), ильменита. В редких знаках присутствуют анатаз, турмалин, хромит, эпидот, альмандин, магнетит. Состав шлиха за их счет более разнообразен, чем в нижележащих подсвитах. Минералы хорошо окатаны с полированной поверхностью и ярким блеском. Среди цирконов преобладают окрашенные лиловые и лилово-красные (как и в нижних); подобные цирконы известны в хобеинской свите на Северном Урале. Все эти данные говорят о том, что на первоначальном этапе изучения пород полюдовской свиты в Южном При тиманье само собой подразумевалось их генетическое родство со сходными образованиями в уральском регионе.

Проблема генезиса мелкогалечных конгломератов полюдовской свиты (O₃pl) в последнее время, образно говоря, находится на новом витке спирали. Существуют две основных точки зрения на этот вопрос, которые различаются по отношению к возрасту, генезису, питающей провинции и области седиментации осадка. Этой проблеме мы посвятили отдельную статью в соавторстве с И.Я. Илалтдиновым (Пактовский, Илалтдинов, 2020), где последний провел морфометрический анализ отобранных автором образцов галек из мелкогалечных конгломератов верхнеполюдовской подсвиты.

Первая точка зрения высказана еще Н.Г. Чочиа и К.И. Адриановой, в 1949 г., выделившими полюдовскую свиту как базальную толщу силурийской системы (Чочиа. 1955). Первооткрыватели считали, что образование галечников проходило в надводной или подводной частях крупных речных дельт, постепенно подтоплявшимися морем на основании отчетливой косой слоистости в отдельных прослоях пород. По работам, проведенным несколько позже, источник сноса кварцевого материала связывался с крупными поднятиями в центрально-уральской зоне, а направление сноса устанавливалось с юго-востока на северо-запад, то есть согласно простиранию пород полюдовской свиты и тиманскому направлению Полюдова кряжа в целом (Боровко, 1962). Аллювиальный генезис пород полюдовской свиты поддерживали А.Д. Ишков (1967ф), Г.Н. Келль (Боровко и др., 1964), Ю.Д. Смирнов (1977), а также многие пермские геологи-съемщики.

Вторая точка зрения высказана В.А. Бурневской (1967). Она впервые указала на ордовикский возраст пород полюдовской свиты. В базальной части полюдовской свиты она выделила «подполюдовскую» толщу «бескварцевых конгломератов» (т.е. не содержащую галек кварца) и назвала ее помяненновской свитой. Именно для помяненновской свиты она предполагала прибрежно-морской генезис и раннекембрийский (ϵ_1) возраст. При этом источником сноса становился, по-видимому, Тиман, поскольку она сопоставляла новооткрытую свиту с седиольской свитой Ижма-Омринского комплекса Печорской плиты, для которого спустя двадцать лет был установлен озерный и лагунно-континентальный генезис и кембрийско-ордовикский возраст.

Ижма-Омринская аналогия в дальнейшем была поддержана более поздними работами Н.Г. Боровко (Боровко и др., 1979), Н.И. Тимониным (1998) и авторами Объяснительной записки к геологической карте листа Р-40 (Водолазская и др., 2005). При этом – по аналогии – всей полюдовской свите был приписан кембрийский возраст ($\epsilon_{?pd}$), правда под знаком вопроса, а седиольской и нибельской свитам ижма-омринского комплекса оставлен доказанный более поздний возраст (ϵ_2-O_2sd+nb), что совершенно странно, поскольку сама В.А. Бурневская писала о раннекембрийском возрасте только помяненновской свиты, которую называла подполюдовской (Бурневская, 1967). Причем, она тоже использовала аналогию, только наоборот.

По нашим собственным наблюдениям пород полюдовской свиты (косая речная слоистость, полого-волнистые границы отдельных слоев, характерная для речного аллювия морфология галек, близкая к шаровой), нет оснований не согласиться с мнением об аллювиальном генезисе пород полюдовской свиты (рис. 3.3).

Однако представление о питающей провинции в районе Центрально-Уральского поднятия кажется нам ошибочным. С точки зрения стадийности развития территории Южного Притиманья (Пактовский, 2019), с точность до наоборот, питающей провинцией является аккреционно-складчатое сооруже-

ние Тимана, возникшее как результат коллизии Русской и Печорской плит в конце позднего протерозоя – начале палеозоя, а направление сноса могло быть субширотным, с запада на восток, согласно общему наклону Русской плиты на восток – юго-восток.



Рис. 3.3. Характерный фрагмент обнажения мелкогалечных конгломератов полюдовской свиты (O_3pl_3), г. Помянённый Камень (последовательное увеличение фрагмента слева направо)

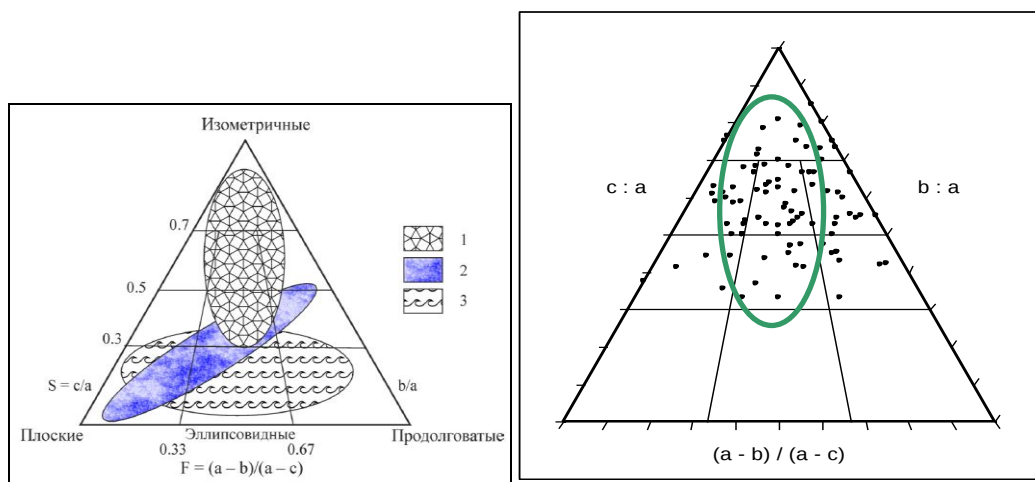
Характерно, что Е.В. Владимирская, одна из первых исследователей конгломератов полюдовской свиты, по знакам струй на поверхностях напластования пород и замерам направления простираения длинных осей галек для ряда слоев на г. Помяненный Камень пришла к выводу о широтном направлении ордовикских рек или потоков (Чочиа, 1955).

Таким образом, проблема генезиса мелкогалечных конгломератов полюдовской свиты (O_3pl_3) остается проблемой ордовикских отложений Южного При тиманья. Для подхода к решению этой проблемы мы предприняли собственное исследование с целью проверки результатов работы предшественников с помощью новой методики, определяющей генетическую принадлежность грубообломочных пород. Для этой цели на г. Помяненный Камень при проведении полевых работ 2019 г. на плоском уступе перед останцами северной вершины горы (абс. отм. 727,0 м) нами был отобран галечный материал мелкогалечных конгломератов для изучения морфологии и генезиса пород

полюдовской свиты (O_3pl). Из всего материала были отобраны только целые гальки мелкогалечной размерности (2–3 см) в количестве 96 штук (рис. 3.4).



Рис. 3.4. Гальки из мелкогалечных отложений полюдовской свиты (O_3pl_3), г. Помянённый Камень



а)

б)

Рис. 3.5. а) SF-диаграмма. Области генетических типов отложений: 1 – аллювиальные и моренные, 2 – гляциофлювиальные и пролювиальные, 3 – прибрежно-морские/литоральные (по: Graham, D.J., Midley, N.G., 2000; А.И. Ялышевой, 2013); б) SF-диаграмма галек из мелкогалечных конгломератов полюдовской свиты (O_3pl_3), г. Помяненный Камень с выделенным полем аллювиальных отложений (Пактовский, Илалтдинов, 2019)

Для оценки морфологии галек в современной седиментологии наиболее востребованными являются коэффициенты формы обломков F и их изометричности S , рассчитываемые с помощью программного пакета «Graham and

Midley's spread sheet metod» на основании измерения трех главных осей, описывающих форму гальки – наибольшей (ось а), средней (ось b) и наименьшей (ось с) (Graham, Midley, 2000). Проведенный анализ показал аллювиальный генезис мелкогалечных конгломератов полюдовской свиты (рис. 3.5). Исследование современных отложений показывает, что гальки плоской формы характерны для отложений пляжной зоны морского бассейна, а продолговатой и эллипсовидной формы – для отложений, сформированных процессами выветривания (Ялышева, 2013). В изученной нами выборке галек из мелкогалечных конгломератов г. Помяненный Камень совершенно отсутствуют весьма плоские, весьма эллипсовидные и весьма продолговатые (рис. 3.6), что свидетельствует о невозможности их пребывания в прибрежно-морской зоне.

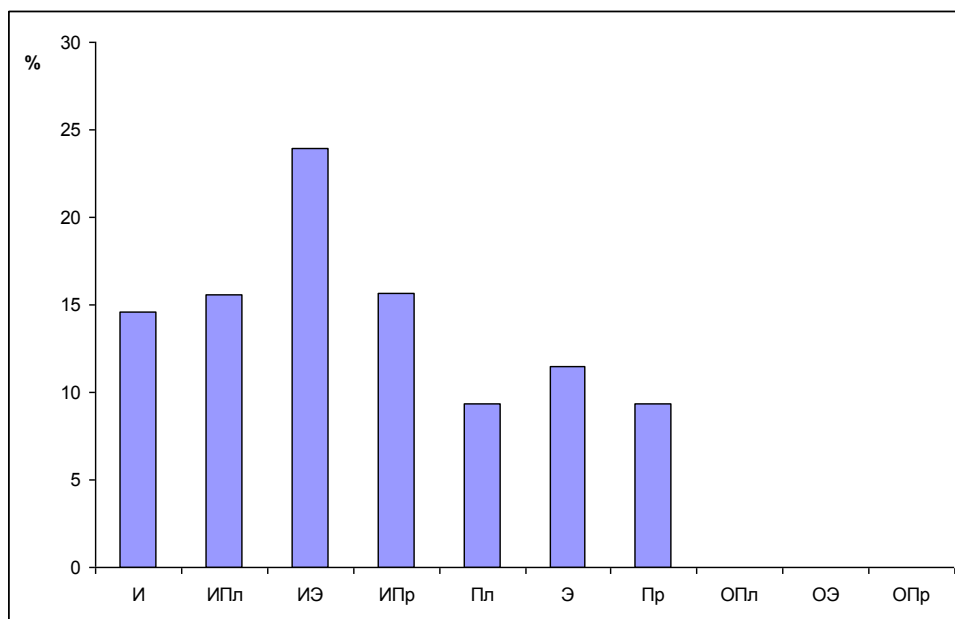


Рис. 3.6. Гистограмма коэффициентов формы по классам: И – изометричные, ИПл – изометрично-плоские, ИЭ – изометрично-эллипсовидные, ИПр – изометрично-продолговатые, Пл – плоские, Э – эллипсовидные, Пр – продолговатые, ОПл – очень/весьма плоские, ОЭ – очень/весьма эллипсовидные, ОПр – очень/весьма продолговатые. Мелкогалечные конгломераты полюдовской свиты (O_3pl_3), г. Помяненный Камень (Пактовский, Илалтдинов, 2019)

Другими словами, прибрежно-морской генезис мелкогалечных конгломератов полюдовской свиты (O_3pl_3) исключен.

Аллювиальный генезис конгломератов полудовской свиты был очевиден всем исследователям, начиная с Е.В. Владимирской, первой занявшейся их специальным изучением. Она отмечала следующие их характерные особенности: слабая сортировка галечного материала при колебании размера галек в одном слое от 0,5 до 8 см и наибольшем количестве галек диаметром 2–3 см; лучшая окатанность крупных галек при средней их окатанности; морфология галек, как правило, яйцевидная, округлая; распределение галечного материала в каркасе конгломератов незакономерное и весьма разнообразное. Характерен также их светло-серый до белого цвет, почти чистый кварцевый состав с небольшим выходом тяжелой фракции и бедным минеральным составом (Чочиа, 1955).

Наши собственные исследования минерального состава мелкогалечных конгломератов полудовской свиты в целом подтверждают характеристику, данную предшественниками: относительно бедный минеральный состав с преобладанием исключительно устойчивых к выветриванию аллотигенных минералов в минеральной ассоциации (циркон, рутил, турмалин, лейкоксен), низкий выход тяжелой фракции, хорошая окатанность зерен минералов (Чочиа, 1955; Боровко и др., 1964; Осовецкий, 2004). Но выяснились также и некоторые особенности, которые отмечены нами впервые и о которых пойдет речь ниже.

Геологическая позиция г. Помянённый Камень оригинальна тем, что конгломераты ордовика (O_3pl) непрерывной полосой отложений северо-восточного простирания с резким угловым и стратиграфическим несогласием ложатся сразу на несколько стратиграфических уровней верхнего рифея (RF_3) и венда (V). Южное и восточное ограничение Помянённого Камня – тектоническое, связанное с чешуйчатым надвиганием герценид Урала, вытянутых меридионально, на периферию Восточно-Европейской платформы. При этом простирание тектонических структур Южного Притиманья – северо-западное, согласное с общим простиранием байкалид Тимана. Такое по-

ложение на стыке трех крупных структур отражается в напряженной тектонике региона.

Наше исследование было проведено с целью возможности применения минералогического метода при картировании тектонических нарушений и связанной с ними минерализацией, а также сравнение минеральных ассоциаций тяжелой фракции пород помянёновской и полудовской свит. Успешное применение минералогического метода связано с использованием барита как индикаторного минерала зон разломов при геологосъемочных работах предшественников (Ишков и др., 1967ф; Серебренников и др., 1983ф). Однако сведений об игольчатом рутиле у них нет. В обширном минеральном кадастре Полудово-Колчимского поднятия упоминание об игольчатом рутиле также отсутствует (Чайковский, 2001).

В 2019 году близ северной вершины г. Помянённый Камень нами была отобрана литологическая проба, предположительно, в зоне тектонического разлома. На влияние тектоники здесь указывает выровненная площадка, образующая понижение в куэстовом рельефе между двумя останцами с отчетливой слоистостью и трещинами отдельности верхней подсвиты ордовика ($O_3 pl_3$). Каменный материал на самой площадке частично дезинтегрирован и выделяется более интенсивным красным цветом по сравнению с белозветными и розовато-светло-серыми мелкогалечными конгломератами окружения. Северная граница предполагаемой зоны разлома достаточно резко ограничена небольшим останцом, а южная – закрыта крупным курумом, образованным непосредственно перед останцом северной вершины (рис. 3.7). Общая ширина этой зоны может достигать 200 м, простирание западное, поперечное простиранию Помянённого Камня.

В материал пробы вошли обломки и гальки частично дезинтегрированных мелкогалечных конгломератов. В лаборатории кафедры минералогии и петрографии ПГНИУ гальки были освобождены от материала матрикса с помощью ручного дробления с сохранением галек для морфологического изу-

чения. Пробоподготовка проведена по типовой методике обработки литологических проб (Осовецкий, 2004).

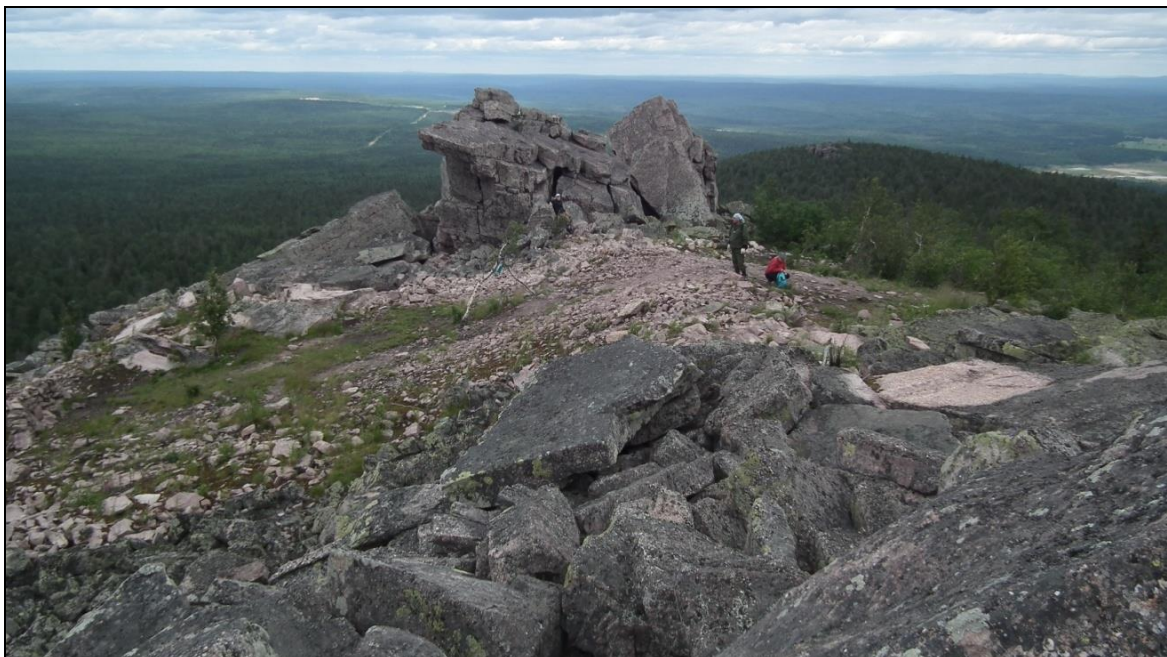


Рис. 3.7. Место отбора литологической пробы в зоне предполагаемого разлома на г. Помянённый Камень (фото А.Н. Коноплева, 2015 г.)

Результаты количественного минералогического анализа тяжелой фракции пробы приводятся в таблице 3.2.

Таблица 3.2

Минеральный состав аллотигенной части тяжелой фракции пробы из отложений полудовской свиты (O_3pl_3), %

№ п/п	Минерал / разность	Гранулометрические классы, мм		
		0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05
1	Турмалин	2	1,8	1,1
2	Лейкоксен	84	74,2	40,2
3	Циркон	8	10,1	39,1
4	Анатаз	2	6,9	16,3
5	Рутил красный и оранжевый	2	4,6	1,1
6	Брукит	2	-	-
7	Ставролит	-	2,3	-
8	Хромшпинелид	-	-	2,2
Сумма		100	100	100

По опыту предыдущих работ, отраженном в применяемой нами методике (Осовецкий, 1976; Наумова, 2000), представительным для количественно-

го минералогического анализа оказался класс 0,25–0,1 мм. Минеральная ассоциация тяжелой фракции класса характеризуется двумя исключительно устойчивыми минералами – лейкоксеном (продуктом изменения титановых минералов) и цирконом. Их них лейкоксен, типоморфный минерал кор выветривания (Зинчук и др., 1983), может указывать на гипергенное изменение породы. Характерно, что и в других гранулометрических классах (0,5–0,25 и 0,1–0,05 мм) лейкоксен преобладает. Все зерна аллотигенных минералов хорошо окатаны и по размеру тяготеют к нижнему пределу мелкопесчаного гранулометрического класса. Интересно появление метаморфогенного ставролита в мелкопесчаном классе пробы (табл. 3.2).

При сравнении минерального состава тяжелой фракции матрикса конгломератов помянённой (табл. 2.1) и полудовской (табл. 3.2) свит в гранулометрическом классе 0,25–0,1 мм обнаруживается существенное различие. Минеральная ассоциация тяжелой фракции матрикса конгломератов полудовской свиты – циркон (10,1)–лейкоксеновая (74,2), в то время как в тяжелой фракции матрикса конгломератов помянённой свиты минеральную ассоциацию определить затруднительно. Затруднение связано с небольшим количеством аллотигенных минералов, недостаточным для количественного минералогического анализа, – обстоятельство, к слову сказать, характерное для докембрийских толщ исследуемой территории. Также характерно то, что метамиктный циркон в ордовикских конгломератах, если и встречается, то очень редко, и нам, по крайней мере, не встречался.

Аутигенная часть тяжелой фракции представлена небольшим набором минералов и их разновидностей: гидрогетитом, гематитом и баритом. Сюда же мы отнесли игольчатый рутил по причинам, о которых будет сказано ниже. Среди аутигенных минералов в мелкопесчаном классе преобладает гидрогетит (49,6%; табл. 3.3). Он также преобладает в средnepесчаном и в грубоалевритовом классах.

Напротив, в аутигенной части тяжелой фракции матрикса конгломератов помянённой свиты преобладает гематит (96,9%; табл. 2.1), который,

как правило, преобладает в тяжелой фракции докембрийских толщ на исследуемой территории. Всё это лишний раз убеждает нас в том, что отложения помянёновской свиты ближе к незрелым в литологическом отношении молассоидным породам докембрия, чем к породам нижнего палеозоя, прошедшим длительный путь литологического «созревания» в условиях континентального режима.

Заметим, что гидрогетит считается одним из главных минералов, указывающих на степень гипергенного изменения породы, прежде всего на степень изменения цемента, приводящего к расцементации и в дальнейшем к дезинтеграции породы. С этой точки зрения интересно, что преобладающее количество гидрогетита в аутигенной части тяжелой фракции пробы во всех трех изученных классах коррелирует с преобладанием лейкоксена – в аллотигенной их части (табл. 3.2; 3.3). И то, и другое, на наш взгляд, указывает на определенные изменения, которые претерпела исходная порода. Характер этих изменений и предстояло выяснить в дальнейшем нашем исследовании. Так, содержание барита, немногим уступающее содержанию гидрогетита, причем во всех трех гранулометрических классах пробы, может быть связано, как уже сказано выше, с тектоническим фактором.

Третьим минералом аутигенной части тяжелой фракции, заслуживающим внимания, является игольчатый рутил. Морфологически он принципиально отличается от хорошо окатанного аллотигенного рутила.

Таблица 3.3

Минеральный состав аутигенной части тяжелой фракции пробы, %

№ п/п	Минерал / разность	Гранулометрические классы, мм		
		0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05
1	Гидрогетит	55,7	49,6	54,2
2	Псевдоморфозы гидрогетита по пириту (гексаэдры)	1,1	-	0,8
3	Гематит	6,9	0,8	7,5
4	Железная слюдка	-	1,1	3,3
5	Барит	31,0	41,9	31,7
6	Рутил игольчатый	5,2	6,5	2,5
Сумма		100	100	100

Встреченные нами разности игольчатого рутила сведены в таблицу 3.4. Приведенное в данной таблице количество зерен минерала, пожалуй, даже показательнее процентного их содержания. Общее количество игольчатого рутила невелико (табл. 3.3), но оно сразу бросается в глаза. Характерно, что и в данном случае наибольшее количество зерен минералов сосредоточено в мелкопесчаном классе. Под бинокулярным микроскопом, прежде всего, привлекают внимание необычные форма и цвет минерала. Кроме того, минерал непрозрачен.

Таблица 3.4

Разности игольчатого рутила тяжелой фракции пробы, шт. и %

№ п/п	Разности игольчатого рутила	Гранулометрические классы, мм					
		0,5–0,25		0,25–0,1		0,1–0,05	
1	Длинностолбчатый	6	66,7	5	21,7	1	33,3
2	Игольчатый, волосовидный и сноповидный	1	11,1	8	34,8	2	66,7
3	Изогнутый	-	-	7	30,4	-	-
4	Вростки игольчатого в длинностолбчатый	-	-	3	13,0	-	-
5	Длинностолбчатый и игольчатый в сростках с кварцем	2	22,2	-	-	-	-
Сумма		9	100,0	23	100,0	3	100,0

Хорошо известны три основных цвета рутила: черный, красный, оранжевый (Бетехтин, 1950). Цвет игольчатого рутила в тяжелой фракции пробы – светло-серый, белёсый, или, если сказать иначе, – это эффект осветления цвета минерала. Учитывая, что цвет рутила зависит от примесей, можно предполагать незначительное их содержание. Микронзондовый анализ, выполненный на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMH (Tescan) системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Oxford Instruments INCA Energy 250/X-max 20 (аналитик О.В. Коротченкова), подтвердил это предположение (табл. 3.5).

Как видно из таблицы 3.5, химический состав рутила прост, лишен достаточно частых примесей магния, марганца, кальция, а примесь железа яв-

ляется минимальной. Это может свидетельствовать о высокой чистоте минералообразующих растворов (Кривовичев, 1981).

Таблица 3.5

Химический состав игольчатого рутила, мас. %

Элемент	1	2
O	40,87	42,27
Ti	58,49	57,47
Fe	0,36	0,25
Сумма	99,72	99,99

Считается, что в отсутствие примесей из минералов оксида титана растет только рутил, при этом отложение рутила происходит при более высоких температурах, чем брукита и анатаза, которые возникают только при наличии стабилизирующих примесей на последних стадиях процесса кристаллизации (Кораго, 1984).

В литературе существует классификация рутила различного облика, изученного под растровым электронным микроскопом (Козлов и др., 1986). Авторами классификации выделяются длинностолбчатый, игольчатый и волосовидный рутил. Эти различия преобладают также и в нашей пробе, что может свидетельствовать о реальности классификации. В эту же группу различий вошли зерна, собранные как бы в пучки или в снопы, рассыпающиеся и сминающиеся при легком давлении. Понятно, что подобные зерна минералов не могут быть подвержены ни малейшему переносу или сохранению при литификации осадка, что подтверждает их аутигенное происхождение. Сюда же мы отнесли вроски игольчатого рутила в длинностолбчатый, наподобие арматуры, торчащей из бетонной балки с тетрагональным сечением, – наглядный пример регенерации рутила (рис. 3.8). Сходный эффект описан А.А. Кораго (1984) на месторождении Челн-Из, где иглы рутила «торчат» из кристаллов кварца. При этом многие иглы изогнуты.

Когда речь идет о достаточно больших объемах вещества, о месторождении, изученном и описанном А.А. Кораго, источником титана являются вмещающие породы, преимущественно метаморфические сланцы с поро-

образующим хлоритом и метасоматиты по ним в последовательности минералообразования: хлорит – серицит – рутил – ильменит – апатит – монацит, ксенотим, кальцит – горный хрусталь. Для мобилизации титана в минералообразующих растворах для регенерации рутила в классе песчаной размерности может быть вполне достаточно вещества цемента вмещающих пород.

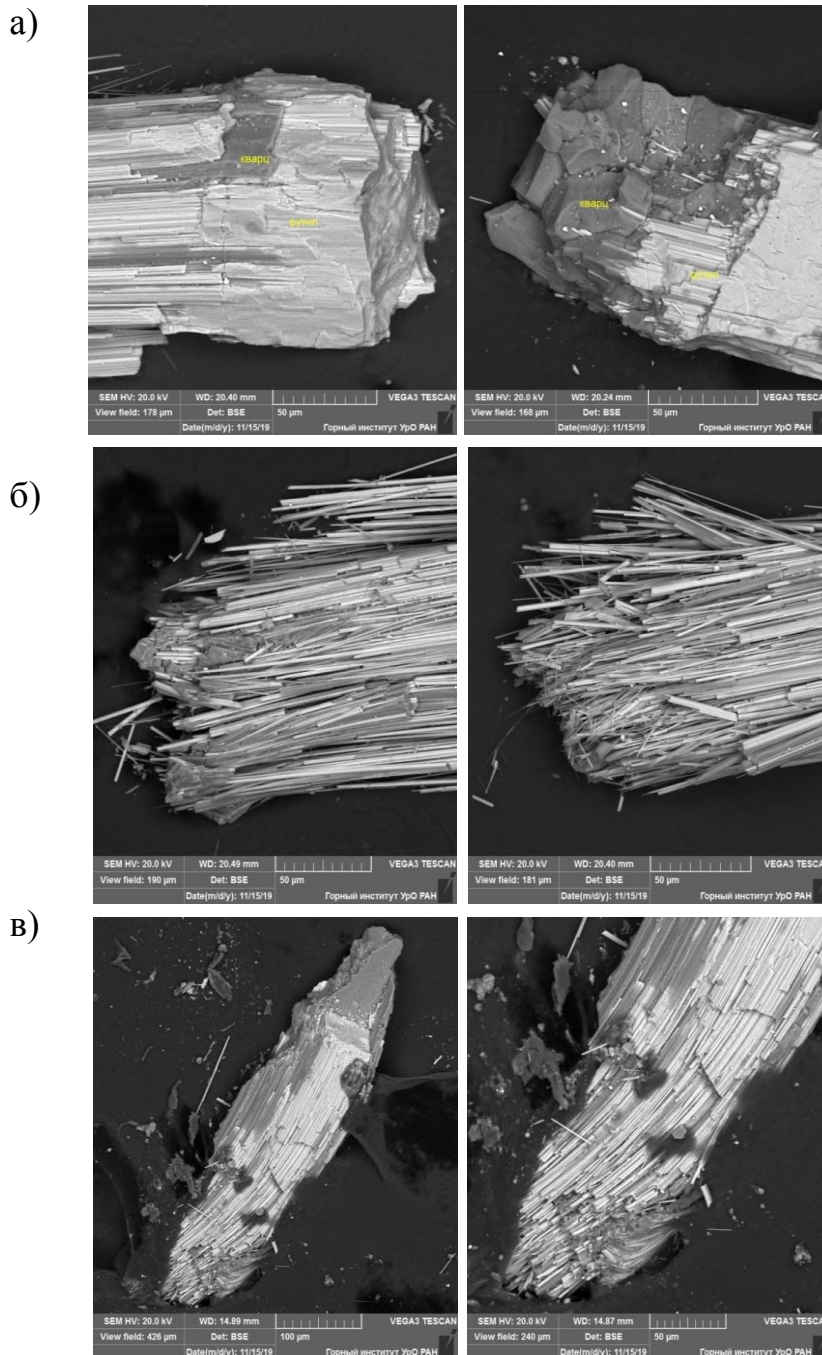


Рис. 3.8. Микрофотографии игольчатого рутила: игольчатый регенерированный рутил (а); сноповидный рутил (б); изогнутый рутил (в). Фотографии выполнены О.В. Коротченковой

В составе тяжелой фракции нашей пробы также встречены стростки рутила и кварца, рутила и барита, что в целом говорит о несравненно меньшей минерализации растворов, чем в условиях, когда в роли вмещающих выступают породы зеленосланцевой фации.

Отдельно следует рассмотреть вопрос об изогнутом игольчатом рутиле. В нашем случае иглы рутила изогнуты с одного конца, как носки лыж (рис. 3.6в). Такие зерна встречаются только в классе 0,25–0,1 мм (табл. 3.4).

Пластический изгиб хрупкого при обычных условиях призматического кристалла невозможен в процессе его свободного роста. Такая деформация предполагает внешнее воздействие, на что обратил внимание Г.Н. Вертушков (1949). Он связал возникновение пластических деформаций рутила с ориентированным давлением на него (не ниже 10000 атмосфер) и предложил рассматривать пластически изогнутые кристаллы рутила как приблизительные геологические «динамометры».

Позднее М.А. Плескова (1989) отмечала, что изменение морфологии кристаллов рутила можно использовать при расчленении метаморфических толщ, поскольку основные концентрации рутила связаны с метаморфическими процессами. Процессы динамометаморфизма в Южном При тиманье определяются тектоникой, поэтому изогнутые зерна рутила могут указывать на зоны разломов, по которым происходят смещения блоков горных пород. В свою очередь, А.А. Кораго (1984) связывает образование игольчатого рутила (и кварца-волосатика) в большей степени с метасоматозом и с влиянием минералообразующих растворов на регенерацию рутила и кварца на границе разнокомпетентных пород. В любом случае, и в нашем тоже, тектоника и метасоматоз не исключают друг друга. Кроме того, можно предположить регенерацию рутила путем гидролиза титансодержащих минералов из вмещающих пород, как это показано А.А. Кораго (1984). Московская минералогическая школа подчеркивает генезис «волосатиков» в условиях метаморфизма при образовании жил альпийского типа (Бетехтин, 2006).

Для Южного Притиманья интересно отметить регенерацию игольчатого рутила в толщах, проницаемых для минералообразующих растворов за счет межслойной их инфильтрации, а изогнутый рутил – рассмотреть как типоморфный минерал (наряду с баритом) для определения зон тектонических нарушений в комплексе геологоразведочных работ.

Итак, в нашем исследовании ордовикского эпизода раннепалеозойского континентального перерыва на территории Южного Притиманья мы уделили главное внимание проблемам возраста полюдовских отложений ордовика, их генезису и специфике наложенной минерализации. Конечно, это далеко не все существующие проблемы ордовикского эпизода эмерсивной стадии региона. Можно упомянуть вопрос об условиях образования полюдовских отложений, который состоит в том, чтобы найти объяснение дискретности их распространения как по площади, так и по мощности. Другой, мало освещенный вопрос касается особенностей палеогеографии региона в это время. Например, положения и изменения береговой линии, рельефа континентальной суши, климатической зональности и изменения климата, в частности, чередования холодных сухих эпох и оледенения и относительно теплых и влажных. Так, в разрезе на восточном склоне г. Помяненный Камень в единственной точке на карте описаны прослои песчанистых известняков, свидетельствующих о наступлении моря в данном районе. Но для осмысления всех этих деталей геологической истории пока слишком мало данных и фактов. Тем не менее, мы уверены, что продолжение геологосъемочных и поисковых работ увеличит количество объектов исследования по каждому эпизоду и подстадии раннепалеозойского эмерсивного рубежа.

Одна из главных проблем изучения ордовикских отложений Южного Притиманья – это их стратиграфическая неопределенность, связанная, прежде всего, с отсутствием фаунистического и изотопного обоснования их возраста. Проблема эта не решена до сих пор. Генезис ордовикских отложений также требует дальнейшего научного изучения. Например, в отчете по ГДП-50 (Серебренников и др., 1983ф) есть данные о наличии карбонатной пачки в

составе верхней толщи ордовикских отложений (O_3pl_3). Так, скважина 24, пробуренная на восточном склоне г. Помянённый Камень, в интервале 137,5–139,5 м вскрыла прослой песчаного известняка (кварцевого песка около 50%) с редким мелким гравием белого кварца. Это – пока единственный случай, зафиксировавший наличие карбонатного материала в составе терригенных отложений ордовика Южного Притиманья. Таким образом, вопрос о кратковременном возвращении морской обстановки на часть территории Южного Притиманья и, возможно, неоднократном, остается открытым. С точки зрения общеуральской геологии следует отметить, что завершение ордовикского разреза в западно-уральской мегазоне представлено толщами карбонатных пород (Кондаин, 1962; Ключина, 1985), так что появление последних и в разрезе Южного Притиманья можно считать косвенным подтверждением их верхнеордовикского возраста.

Второй вопрос, который возникает при изучении полюдовских отложений, – это наличие кварцитовидных сливных кварцевых конгломератов и песчаников. В разрезе скважины 24 они появляются сразу под слоем песчаников с пачкой известняков в интервале 141,5–163,7 м. Здесь же зафиксирована зона интенсивной трещиноватости пород. Появление пород, переходных от осадочных к метаморфическим (кварцитовидные конгломераты, кварцитопесчаники), и зоны дробления пород, на наш взгляд, свидетельствуют о проявлении напряженных тектонических процессов, связанных в регионе с надвиговой тектоникой уральской фазы складчатости.

В целом, отложения выше и ниже слоя песчаников с прослоем известняков по разрезу скважины 24, очевидно, разделяются на две толщи: 1) нижнюю, осадочную, терригенную, частично метаморфизованную; и 2) верхнюю, осадочную, терригенную. Границей между ними служит маломощная терригенно-карбонатная пачка, которую по литологическому признаку можно выделить в отдельную толщу. Образование ее можно связать с эвстатическими колебаниями уровня моря и спредингом в смежном раскрывающемся Уральском палеоокеане. Кроме того, на этой границе возможно формирова-

ние обломочных кор выветривания, о чем говорит тонкий (0,1 м) глинистый прослой в основании верхней толщи.

Таким образом, перед нами знакомое трехчленное деление полюдовской свиты, однако, как мы видим, оно принципиально отличается от того, о котором говорилось ранее и к которому все привыкли. На наш взгляд, это еще одна геологическая проблема, связанная, как и все подобные проблемы, со слабой изученностью объекта исследования.

Структурное положение полюдовской свиты также изначально привлекала к себе всеобщее внимание. Так, в южной части г. Помяненный Камень, по результатам поискового бурения (Колобянин, 1992ф), выяснилось, что породы полюдовской свиты при достаточно пологом падении на восток-северовосток резко сокращаются в мощности, а затем полностью выклиниваются. Другими словами, ордовикские отложения в Южном Притиманье представляют собой «бескорневую» структуру, или, что точнее, фрагмент чешуйчатого уральского надвига в его фронтальной части. Но нужно также учитывать, что полный разрез полюдовских отложений в составе всех трех подсвит (включая «подполюдовские» отложения помянёновской свиты) не вскрыт бурением, что значительно ограничивает наше знание о них.

Практическое значение полюдовских отложений с начала их изучения ограничивалось, по сути, их отношением к алмазности региона. Грубо-обломочные породы, достаточно мощные и широко выходящие на поверхность, представлялись весьма перспективными вторичными коллекторами алмазов, но эти надежды не оправдались. Единственное масштабное крупно-объемное опробование пород полюдовской свиты было осуществлено под руководством А.Д. Ишкова в 1960-е годы. При общем объеме опробования 1 500 м³ было получено два мелких зерна алмаза (Ишков, 1966). Такие результаты были расценены как отрицательные. Опробовались природно дезинтегрированные разности мелкогалечных конгломератов в карьере на северном склоне г. Камень Полянка и элювиальные, тоже дезинтегрированные, отложения полюдовской свиты в правом борту р. Рассольная. Конечно, объ-

ем опробования можно считать вполне представительным, но все-таки вопрос с алмазонасностью поллюдовской свиты нельзя считать до конца решенным, особенно с учетом внутрiformационных перерывов в породах свиты и с возможным формированием кор выветривания на этих границах.

Также весьма перспективными могут оказаться и представлять промышленный интерес межформационные брекчии, описанные нами в педименте южной вершины г. Помяненный Камень (Пактовский, Уткина, 2019).

При проведении поисковых работ ЗАО "Уралалмаз" на южном окончании г. Помяненный Камень, во фронте Колчимского надвига, ряд скважин в северной части линии 2Б (рис.1.4.2) вскрыл контакт пород поллюдовской свиты верхнего ордовика и низьвенской свиты верхнего рифея (табл. 3.6).

Таблица 3.6

Полевое описание разреза скв. 166

Интервал, м	Описание пород
0,0–2,0	Суглинок, глина коричневые, без каменного материала.
2,0–6,0	Гравийно-мелкогалечный материал в глинистом матриксе красно-коричневом, песчано-алевритистом, ожелезненном; с глыбками конгломератов <i>Ozpl</i> ; текстура породы массивная. Соотношение зернистого материала и глины примерно поровну.
6,0–11,0	Желтоцветная глинизированная брекчия: в инт. 6,0–9,0 м красновато-желтого цвета с дресвой, гравием, галькой желтовато-белого, белого кварца (до 7 см); матрикс породы алевро-песчано-глинистый (глинистая составляющая 50–60%), текстура массивная; ожелезнение тонкодисперсным лимонитом и гематитом. В инт. 9,0–11,0 м – та же по составу порода ярко-желтого цвета.
11,0–13,6	Элювий по доломитам – глина сероватая с дресвой, мелким щебнем доломитов и галечкой белого кварца.
13,6–14,0	Доломит розовато-серый в виде крепкого столбика зерна, брекчированный, перекристаллизованный, мелкокристаллический до афанитового, трещиноватый, трещины залечены белым кальцитом. В верхней части зерна – контакт с конгломератами ордовика, контакт наклонный, неровный, 40° к оси зерна.

В разрезе отчетливо выделяются красноцветный (2,0–6,0 м) и желтоцветный (6,0–11,0 м) горизонты рыхлых пород. Эти же два горизонта, уже увеличенной мощности, отмечаются, в строении Буркочимской депрессии, прилегающей к педименту г. Помяненный Камень. Северный борт депрессии

отделяется от него круто падающей стенкой, возможно, тектонического происхождения. Крутой склон способствовал перемещению продуктов выветривания со склона горы в ложе депрессии и образованию сначала желтоцветного горизонта, а затем красноцветного. При крупнообъемном опробовании алмазы найдены и в нижней желтоцветной толще, и в верхней, красноцветной, но два самых крупных кристалла (123,9 и 202,9 мг) – именно в нижней (табл. 3.7).

Желтоцветные брекчии, шлейфом спускаясь по склону на расстояние около 150 м, выполняют отрицательные формы палеорельефа в доломитах низьвенской свиты и далее на юг не прослеживаются. В то время как красноцветный горизонт составляет всю верхнюю часть депрессии (рис. 3.9).

Таблица 3.7

Алмазы поисковых работ на Буркочимской депрессии в 2009 г.

Объект	№ п/п	№ пробы	Класс крупности	Морфология	Масса кристалла, мг
Буркочимская депрессия	1	П-14-3	-2+1	Осколок додекаэдроида	6,70
	2	П-14-2	-2+1	Додекаэдроид	6,5
	3	П-15-2	-2+1	Обломок додекаэдроида	13,70
	4	П-15-4	-4+2	Двойник додекаэдроидов	123,90
	5	П-15-4	-2+1	Обломок додекаэдроида	15,60
	6	С-23-2	-8+4	Додекаэдроид	202,9
	7	С-20-В	-4+2	Додекаэдроид	73,7
Итого	7				443,00

Обломочный материал верхнего горизонта, прежде всего галька кварца и глыбы кварцевых конгломератов, судя по всему, – полюдовский. Однако обращает на себя внимание, что в нижнем горизонте обломки полюдовских конгломератов отсутствуют. Тогда можно предположить еще один, дополнительный источник питания в образовании желтоцветных брекчий. На это указывает тот факт, что в данном случае на контакте верхнего рифея и ордовика из разреза полностью выпадают вендские отложения, широко распростра-

ненные в западном и северном обрамлении г. Помяненный Камень. Кроме того, в образце керна кровля низьвенской свиты имеет неровную как бы размытую поверхность с обломками разноокатанных доломитов, а в зоне контакта наблюдается смешение карбонатного и терригенного материала (рис. 3.10), причем эта порода литифицирована.

При макроскопическом описании в приконтактной зоне отмечалось брекчирование доломита и залеченные кальцитом трещины, а со стороны конгломератов частично ориентированные вдоль плоскости надвига мелкие гальки и песчано-гравийное вещество матрикса. Матрикс окрашен в розово-красные тона за счет гематитизации, обычной для древних пород района.

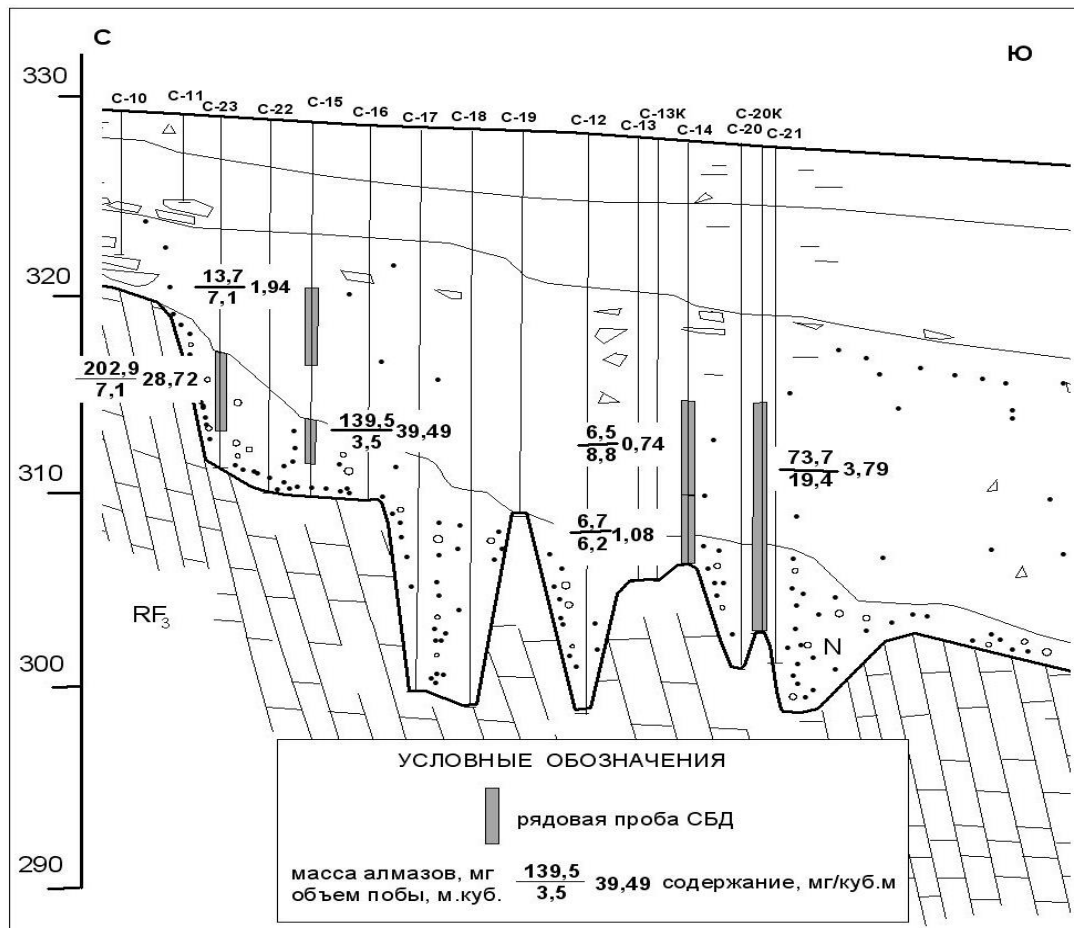


Рис. 3.9. Геологический разрез северной части Буркочимской депрессии (по: Пактовский, Попов, 2018)

По заключению петрографа М.Н. Уткиной (Пактовский, Уткина, 2020), в шлифе, сделанном перпендикулярно к оси керна, через наклонную плос-

кость контакта, порода представляет собой доломит вторичный средне-тонкозернистый, песчаный, кварцевый, разномзернистый, с примесью гравия средней и мелкой размерности, плотный. Текстура конгломератовидная, пятнистая. Структура средне-тонкозернистая, псаммитовая, разномзернистая. Породу представляет собой в основном различной формы участки (в шлифе размером до 6,52×9,20 мм) тонкозернистого агрегата доломита, пространство между которыми выполнено изометричными, полигональными, редко ромбоэдрическими зёрнами того же минерала средней и мелкой размерности.

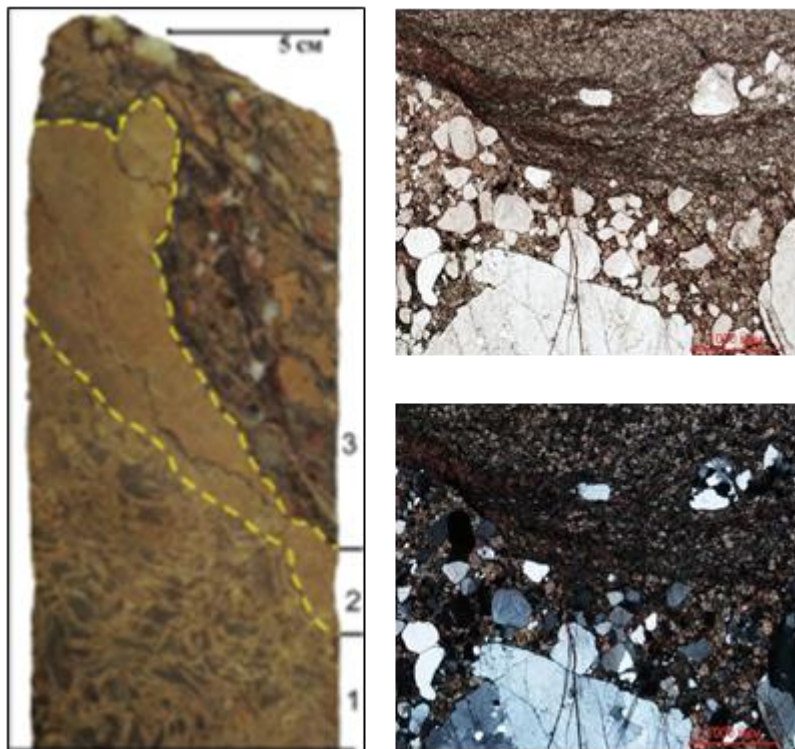


Рис. 3.10. Образец керна с забоя скв. 166 и микрофотографии шлифов образца. Слева – продольный разрез керна (длина 175 мм, диаметр 74 мм). Прорисовка слоев Д.Е. Трапезникова. Справа – шлиф по контакту слоев керна: доломит вторичный средне-тонкозернистый песчаный кварцевый разномзернистый с примесью гравия средней и мелкой размерности; вверху – без анализатора, внизу – с анализатором (Пактовский, Уткина, 2020)

Наблюдается терригенная составляющая (до 30%), неравномерно распределенная, не сортированная, представленная полуокатанными и реже окатанными часто трещиноватыми зёрнами кварца, реже кварцитов и микрокварцитов размером в шлифе от 0,03 до 3,80×5,68 мм, преобладает размерность от 0,12 до 0,60 мм. Содержание гравия средней и мелкой размерности до 5%. В

породе видны разнонаправленные трещины длинные мощностью до 0,32 мм слабоволнистые, волнистые, участками ветвистые, иногда прерывистые, выполненные агрегатом вторичного кальцита. Большая часть трещин в терригенной составляющей также залечены агрегатом вторичного кальцита. Рудный минерал (гематит, 5%) – редкие неравномерно рассеянные включения удлиненной и изометричной форм размером до 0,40×0,96 мм, окисленные до красновато-коричневых, коричневатого-красных гидроокислов железа. Гидроокислы железа неравномерно (участками) пигментируют породу.

Однако шлиф не дает полной информации о морфологии контакта между карбонатной и терригенной породой в образце, на продольном разрезе которого (рис. 3.10) хорошо просматривается зональность контакта, состоящего как бы из трех слоев. Снизу вверх: 1) слой брекчированного серого доломита; 2) слой однородного тонкозернистого коричневатого-серого доломита; 3) слой мелкогалечного конгломерата с угловатыми обломками коричневатого-серого доломита. Граница между слоями 1 и 2 – достаточно четкая, полого восходящая под углом 25–30°. Граница между слоями 2 и 3 – более крутая и восходит сначала от 30–60° до субвертикальной, и даже с небольшим отрицательным углом в апикальной части слоя 2. Мощность слоя 2 при этом также резко изменяется: от 2–3 см при более пологом положении границ и до 4–5 см – при более крутом. Характерно, что в слое 1 происходит только брекчирование исходной породы, в слое 2 – как бы тонкое перетирание доломита, а в слое 3 – смешение карбонатного и терригенного материала.

Для дальнейшего рассуждения необходимо разделить этапы литификации пород низьвенской и ордовикской свит, о чем говорит и тот факт, что породы низьвенской свиты дополнительно были разбиты многочисленными трещинами. Что же произошло между двумя этими этапами? Как мы уже знаем из генезиса конгломератов полюдовской свиты, в этот промежуток времени образовывались аллювиальные отложения полюдовской свиты и эродировались верхнепротерозойские толщи, выведенные на поверхность. Всё это происходило в раннепалеозойскую эмерсивную стадию разви-

тия региона в континентальных условиях. При нынешнем состоянии изученности вопроса можно сделать только предположение, что именно тогда из докембрийских толщ венда и верхнего рифея в ордовикский промежуточный коллектор попали алмазы. И впоследствии в мезо-кайнозойскую эмерсивную стадию продукты разрушения ордовикского коллектора попали в современные депрессии и при благоприятных условиях сохранились и привели к концентрации полезного компонента.

По геологическим данным, очевидно, что образование склоновых брекчий (Наливкин, 1956) происходило после литификации полюдовских отложений и вывода их на поверхность в конце герцинского горообразования уральской фазы. Алмазоносность нижней части Буркочимской депрессии (рис. 3.9) позволяет связать ее с седиментационными брекчиями полюдовской свиты, что заставляет заново рассмотреть вопрос о промышленной значимости ордовикского промежуточного коллектора. Особенно важны в этом смысле пограничные с ордовикскими отложениями зоны депрессий и глубокие их горизонты, где аккумулируется полезный компонент.

По многочисленным полевым наблюдениям, глубокие горизонты депрессий часто имеют отличный от верхних горизонтов цвет и литологический состав отложений. Тектонический фактор может затруднить поисковую схему опробования, особенно в сложной мозаике разбитых тектоническими нарушениями разновозрастных блоков, как это имеет место на южном замыкании г. Помяненный Камень в зоне Колчимского надвига. С другой стороны, выведенный на поверхность в уральскую фазу складчатости материал остаточных (предтедьпосских – Шуб, 1981) кор выветривания может войти в новый цикл геологического развития. Тогда особенности формирования раннепалеозойских промежуточных коллекторов оказываются связанными с геологией россыпей аридного пояса (Шило, 2002), как наиболее близкого по условиям к исследуемой эпохе; преемственностью в образовании россыпей (Сигов, 1965) и поисками новых типов россыпей алмазов в Южном Прикамье и на Урале.

К сожалению, как это уже неоднократно бывало, поисково-разведочные работы на перспективном участке завершены не были. Тем не менее, прогнозные ресурсы категории P_1 были оценены (Попов, Пактовский, 2013ф), и таким образом, они могут послужить основанием для дальнейшего продолжения цикла геологоразведочных работ (Попов и др., 2018).

Можно также добавить, что крупнообъемное опробование на алмазы осуществлялось геологической службой ЗАО «Уралалмаз» в 2009 г. с применением скважин большого диаметра (СБД), эксклюзивной для уральской алмазной геологии в то время технологии (Попов и др., 2012; Пактовский, Попов, 2018). Причем, ранее на этом участке Красновишерского алмазоносного района алмазов получено не было, а ближайшие известные россыпи от него достаточно удалены.



Рис. 3.11. Останцы южной вершины г. Помянный Камень

И конечно, нельзя забывать об эстетическом воздействии отложений полюдовской свиты (рис. 3.11), слагающих главенствующие вершины территории, что отмечали многие исследователи региона. Из этих вершин г. Помянный Камень является охраняемой природной территорией, но и другие

(гг. Камень Полюд, Камень Полянка) представляют собой уникальные природные геологические и ландшафтные памятники (Тетерин, 2009).

Подытоживая наше изучение пород полюдовской свиты Южного Прикамья, хотелось бы еще раз остановиться на главных проблемах, выявившихся в результате нашего исследования.

1. Проблема возраста отложений полюдовской свиты, которую необходимо решать на современном уровне.

2. Проблема генезиса части отложений полюдовской свиты (кварцитовидные и проблематичные карбонатные породы), для решения которой необходимы новые данные.

3. Алмазоносность полюдовских отложений, установленная прямым опробованием (Ишков, 1966). Однако сопоставимых ревизионных работ с тех пор не проводилось.

4. Геоэкологический аспект природных охраняемых территорий, который возможно решить в комплексе всех вышеуказанных геологических проблем.

Тем не менее, необходимо отметить главное, а именно то, что выявленная прямым опробованием и установленная косвенно алмазоносность полюдовской свиты свидетельствует о существовании ордовикского промежуточного коллектора и о продолжении процесса формирования в Южном Прикамье россыпного алмазоносного района, начавшегося еще в помянённовское время.

ГЛАВА 4. СИЛУРИЙСКИЙ ЭПИЗОД (НИЖНЯЯ ПОДСВИТА КОЛЧИМ- СКОЙ СВИТЫ – S_1kl_1). СИЛУРИЙСКИЙ ПРОМЕЖУТОЧНЫЙ КОЛЛЕК- ТОР АЛМАЗОВ

Силурийский эмерсивный рубеж является завершающим эпизодом раннепалеозойской эмерсивной стадии на территории Южного Притиманья. Исходя из теоретической и практической значимости верхнего рубежа эмерсивной стадии, который проявляется наиболее отчетливо перед последующей трансгрессией, мы считаем его наиболее важным и значительным событием в раннепалеозойской истории Южного Притиманья.

4.1. Ветрограницы в основании силура

Силурийский эмерсивный рубеж проявился в смене континентальных фаций на прибрежно-морские и морские, что нашло свое отражение в литологии силурийских отложений. К теме нашей диссертации имеют отношение только отложения нижнего отдела силура – лландовери (S_1), к которому на территории Южного Притиманья относят колчимскую свиту (S_1kl). Колчимская свита впервые выделена Н.Г. Чочиа и К.И. Адриановой в 1949 г. (Чочиа, 1955) на правом берегу р. Бол. Колчим (верхняя карбонатная подсвита, по современному стратиграфическому делению). Породы свиты закартированы на крыльях Колчимской и Тулым-Парминской антиклиналей, а также фрагментарно в Верхнеухтымской антиклинали (Снитко, 2000). Терригенное основание свиты открывает трансгрессивный цикл. Строение колчимской свиты осложнено надвиговой тектоникой завершения герцинской складчатости. В Полюдово-Колчимской антиклинории колчимская свита залегает трансгрессивно с резким угловым и азимутальным несогласиями на породах верхнего протерозоя (R_3-V) и без видимого несогласия (только стратиграфический перерыв) на породах ордовикской свиты (O_3pl_3). По Ишкову с коллегами (1967ф), между полюдовской и колчимской свитой существует азиму-

тальное несогласие. Перекрывается колчимская свита – такатинской (D_1tk), а на юге Тулым-Парминской антиклинали – язвинской (S_2jaz) свитами.

Литологический состав колчимской свиты соответствует эпохе перехода, или эмерсивного рубежа, когда стадия эмерсии сменяется трансгрессией. В колчимской свите лландовери (S_1kl) выделяют нижнюю (терригенную) и верхнюю (карбонатную) части разреза без подразделения на подсвиты. С нашей точки зрения, разделение на две подсвиты, нижнюю (S_1kl_1) и верхнюю (S_1kl_2), по литологическому признаку необходимо, поскольку оно должно подчеркнуть кардинальное изменение всей обстановки в регионе. При крупномасштабной геологической съемке выделяют три пачки пород колчимской свиты (одна из них – средняя – переходная), что зависит от детальности исследования определенного района. Такую трехчленную структуру стратиграфии силурийских отложений лландовери на территории Южного Притиманья для полноты картины мы приводим в таблице 4.1.1. В дальнейшем мы сосредоточим наше внимание на нижней подсвите колчимской свиты (S_1kl_1), ввиду упомянутой выше ее значимости.

В середине прошлого века, характеризуя палеогеографию нижнего палеозоя, академик Д.В. Наливкин (1962) отмечал, что континентальных отложений в силуре нет или они еще не обнаружены. Экспедицией ВНИГРИ под руководством Н.Г. Чочиа на территории Южного Притиманья впервые были выделены аллювиальные отложения полюдовской свиты, отнесенные им к базальной толще силура (Чочиа, 1955). В.А. Бурневская (1967) перевела эти отложения в верхний ордовик (O_3pl).

Работами вишерских и пермских геологов под руководством А.Д. Ишкова (1960-е гг.) в Южном Притиманье в основании силура была выделена терригенная пачка колчимской свиты (S_1kl_1). Снос обломочного материала устанавливался с запада (Вербицкая, Плотникова, 1971; Милановский, 1996), то есть с обширной суши в пределах Русской платформы, Пермского Прикамья и Башкирии, где отложения силура не известны (Смирнов и др., 1977).

Силурийский период – время крупных геологических изменений в регионе. Начавшаяся трансгрессия моря засвидетельствовала завершение эмерсивной фазы континентального тектонического режима (Ибламинов, 2014).

Таблица 4.1.1

Литологическое описание силурийских отложений лландовери Южного Притиманья

(по: Ишков и др., 1967ф; Серебренников и др., 1983ф;), с добавлениями автора

Свита	Индекс	Литологическое описание
Колчимская	S_1kl_3	<i>Верхнеколчимская подсвита.</i> Доломиты серые, светло-серые, средне-мелко-тонко-скрытокристаллические, массивные, иногда толстослоистые с обильной фауной брахиопод и кораллов плохой сохранности. С редкими маломощными прослоями кварцевых известковистых песчаников и алевролитов, аналогичных базальным. Примесь терригенного материала нарастает в направлении на северо-запад, откуда поступал терригенный материал. Криноидеи <i>Clyptocrinys cf. elegans</i> (Velt.) обычны на р.р. Полуденный Колчим и В. Тулымка, но отсутствуют севернее, в районе р. Бол. Колчим, что говорит о нестабильном режиме бассейна в этом районе. Отмечается косая слоистость речного типа в прослоях известковистых кварцевых песчаников в нижней части карбонатной толщи на правом берегу р. Бол. Колчим, трактуемые как языки подводной части дельт рек. Наклон слоёв восточный 30^0 . В ТФ шлихов протопошек карбонатных пород колчимской свиты – циркон, рутил, лейкоксен; отмечается повышенное содержание алмадина, эпидота, ставролита, дистена, ильменита и магнетита; постоянно присутствуют хромшпинелиты, пироксены, амфиболы. Минералы хорошо окатаны, но амфиболы, как правило, представлены угловатыми обломками, зачастую в сростании с эпидотом. Мощность 80–230 м.
	S_1kl_2	<i>Терригенно-карбонатная пачка, переходная.</i> В кровле прослой карбонатных брекчий или брекчиевидных доломитов. Кварцевые песчаники на карбонатном цементе, песчаные доломиты и известняки, глинистые известняки и известковистые доломиты. Мощность 10–30 м.
	S_1kl_1	<i>Нижнеколчимская подсвита.</i> Песчаники светло-серые, серые с зеленоватым оттенком, кварцевые, мелко- и среднезернистые, реже разномзернистые и мелкогравийные. Цемент песчаников гидрослюдистый и регенерационный кварцевый, изредка карбонатный. В подошве пачки – гравийно-галечные песчаники и конгломераты, седиментационные брекчии. Более южные разрезы (р. Полуденный Колчим) – без базальных конгломератов, более глубоководные как в терригенной части, так и в карбонатной, что также говорит о направлении сноса – с СЗ). Песчаники, с учетом карбонатных прослоев, имеют большую мощность: до 33,0 м. Песчаники светло-серые, зеленовато-светло-серые мелко-среднезернистые кварцевые. ТФ шлихов из песчаников базальной пачки содержит циркон, рутил, лейкоксен. По сравнению с полудовской свитой возрастает содержание гранатов, эпидота, ставролита и дистена (составляющих до 20% ТФ), а также гематита. По типоморфизму рутил, циркон и лейкоксен сходны с полудовскими. Нижняя подсвита фаунистического обоснования возраста не имеет. Мощность 0–33 м.

В отложениях силура этому событию отвечает верхняя – карбонатная – пачка колчимской свиты лландовери (S_1kl_2). Нижняя – терригенная – пачка

колчимской свиты (S_1kl_1) представлена континентальными фациями временных и небольших водотоков (Молчанова, Езерский, 2002).

Необходимо подчеркнуть, что сведения о находках ветрогранников на территории Южного Притиманья до сих пор не известны как в геологической литературе, так и в производственных геологосъемочных отчетах. В нашем исследовании мы подробно рассмотрим эти интересные природные образования, прежде всего их морфологию, поскольку ветрогранники являются индикаторами определенных фаций – фаций пустынь с преобладанием ветровой эрозии и процесса корразии (Наливкин, 1956). В зарубежной литературе ветрогранники чаще всего называются вентифактами (ventifacts), хотя этот термин значительно шире и включает в себя, например, барханы и эоловые формы эрозии. В новом геологическом словаре (2010) для ветрогранников предлагается термин *windkanters*, одновременно термин *ventifact* считается синонимом термина ветрогранник. Находки ветрогранников расширяют и уточняют наше представление о том геологическом времени, которое В.Н. Пучков назвал одним из наиболее «темных» для глобальных палеореконструкций с участием континента Балтика после байкальской коллизии (Пучков, 2010).

Образцы ветрогранников в основании силура обнаружены нами в центральной части месторождения Южная Рассольная, где при его отработке экскаваторным способом были вывернуты из коренного залегания и перевернуты подошвой вверх несколько крупных глыб маркирующих песчаников колчимской свиты (S_1kl_1). Таким необычным образом неожиданно открылось, что вся подошва слоя песчаников усеяна остроугольными, щебнистой размерности обломками, отличающимися от вмещающих пород как по цвету, так и по структуре. Бросалась в глаза их геометрическая форма, прежде всего, пирамидальная, близкая к правильной или скошенной пирамиде, не свойственная природному щебню, сохраняющему, как правило, в трех направлениях отдельность исходных пород.

Маркирующий слой песчаников лежит в основании силурийских пород и отличается прочной литификацией. В.А. Езерский (2003ф) точно назвал маркирующий слой «плитой». И действительно, по этой «плите» спокойно могла перемещаться тяжелая гусеничная техника. Установленная мощность слоя литифицированных песчаников в основании силура, по результатам бурения, варьирует от 0,4 м в центральной части месторождения до 5,0 м – в западной. Ширина выхода не превышает первых десятков метров и срезается разломом северо-западного простирания. Элементы залегания терригенных отложений колчимской свиты: аз. пад. СВ 40^0 , угол $4-5^0$.

Слой песчаников является литологическим маркером благодаря своей латеральной выдержанности. Песчаники мелкозернистые кварцевые светло-серые с желтоватым и желтовато-зеленоватым оттенком, мелкослоистые, с мощностью слоев 0,15–0,2 м. С резким угловым и стратиграфическим несогласием отложения силура залегают на породах кочешорской свиты венда (V_2kc), представленных тонким переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников характерного вишневого цвета.

Особой насыщенностью обломками отличался тонкий (0,1 м) слой в основании крупных глыб. Этот слой представлен гравийными песчаниками светло-серыми с желтовато-зеленоватым оттенком, кварцевыми, крепкими. В кровле слоя контакт ровный и четкий, без видимых следов размыва и прерыва. Нижний контакт не совсем ясен. Судя по тому, что угловатые щебнистые обломки выступают на препарированной поверхности, эта часть слоя песчаников была дезинтегрирована и осыпалась при перемещении глыб. Из дезинтегрированного материала этого слоя нами взята малообъемная проба (100 л), после промывки которой в классе +4,0 мм были найдены многочисленные обломки кварцитовидных гравелитов и гравийных кварцитопесчаников светло-серых, частично раздробленных; на отдельных плитчатых обломках которых обнаружены зеркала скольжения с параллельно направленными бороздами по напластованию. В гравелитах кварцевые зерна имеют размер до 4 мм, в основном 1–2 мм; встречаются также редкие, близкие к изомет-

ричным гальки размером до 1 см серого, голубовато-серого и белого непрозрачного кварца. Из класса +4,0 мм также были излечены несколько угловатых щебнистых обломков ветрогранников, аналогичных таковым в вышележащем слое гравийных песчаников.

Таким образом, на основании литологической разности пород стало возможным реконструировать разрез в точке опробования (снизу вверх):

1) слой (зона тектонического дробления) светло-серых кварцитовидных гравелитов и гравийных кварцитопесчаников с редкими угловатыми ветрогранниками; мощность видимая 0,1–0,2 м. Отобрана малообъемная проба м/о 101, литологическая проба Лит. 101-1.

2) слой гравийных песчаников желтовато-серых, светло-серых с желтовато-зеленоватым оттенком с максимальным количеством ветрогранников; мощность видимая 0,1 м. Отобраны литологические пробы Лит. 43 и Лит. 69. Образцы ветрогранников на петрографический шлиф – Т1 и Т2.

3) слой мелкозернистых песчаников светло-серых с желтоватым оттенком с относительно небольшим количеством ветрогранников (маркирующий слой). Мощность 0,4 м. Обр. 70, плитчатый обломок песчаника (50x40 см) с крупным ветрогранником в породе, отобран для музейной коллекции. Далее на северо-запад по простиранию слоя отобраны с помощью молотка и зубила образцы 81, 82, 89 на глубину до 20 см для минералогического и химического анализов.

По результатам полевого наблюдения описанный выше разрез не укладывается в схему непрерывной осадочной последовательности трансгрессивного цикла. И вот почему. Если угловатые обломки – это ветрогранники, то это значит, что породы континентального субстрата длительное время подвергались выветриванию, прежде чем были перекрыты вышележащей толщей. Породы, послужившие материалом для ветрогранников, образовались раньше самих ветрогранников. Эти породы должны были не только литифицироваться и оказаться на земной поверхности, но и начать разрушаться. Следовательно, они образовались раньше ветрогранников. Наличие ветро-

гранников в низах толщи песчаников (слой 3) означает, что захоронение их произошло достаточно быстро, без значительного переноса и окатывания в речном потоке или в волноприбойной зоне. Отсюда следуют, что между слоями 1 и 2, 3 должен быть стратиграфический перерыв, отмеченный сменой фациальных условий. Индикаторными образованиями перерыва в осадконакоплении являются ветрогранники.

Учитывая, что изотопный возраст нижней подсвиты колчимской свиты определен, можно условно считать возраст слоя 1 досилурийским, о чем пойдет речь ниже. Тогда возраст самих ветрогранников может оказаться более древним, чем этих подсилурийских отложений. А возраст пород, послуживших материалом для ветрогранников, должен быть еще более древним. Перевести относительные величины возраста отложений описываемого разреза в абсолютные в настоящее время пока невозможно. Изотопный возраст полноводской свиты не определен и до сих пор вызывает дискуссию, начатую еще В.А. Бурневской (1967). Диапазон мнений колеблется от раннего кембрия до позднего ордовика (Пактовский, Илалтдинов 2020). Изотопный возраст кочешорской свиты (V_2kc), подстилающей в данной геологической ситуации отложения условного ордовика, определен К–Аг методом по глаукониту (569 млн лет) более полувека назад (Боровко, 1969). Единственная валидная датировка касается терригенной подсвиты колчимской свиты: 421 и 428 млн лет К–Аг и Rb–Sr методами по тонким глинистым фракциям (Езерский, 2000ф), но эти данные не опубликованы. Кроме того, в отложениях нижней подсвиты колчимской свиты лландовери до сих пор не обнаружена фауна, что и не удивительно, раз эти отложения являются континентальными.

Тем не менее, имея всего одну отправную точку, можно соотнести слои описываемого разреза следующим образом (снизу вверх):

- 1) слой 1 – отложения верхнего ордовика (O_3pl);
- 2) слой 2 – обломочная кора выветривания, развитая по отложениям слоя 1;

3) слой 3 – отложения нижней подсвиты колчимской свиты лландо-вери (S_1kl_1).

Мощность эродированных отложений ордовика может быть достаточно велика, учитывая, что в ближайшем окружении (г. Камень Полянка, г. Помянный Камень) мощность только верхней подсвиты полюдовской свиты (O_3pl_3) достигает 260–300 м. Этому обстоятельству способствует также большее эпигенетическое изменение пород ниже стратиграфического перерыва (Копелиович, 1965). Таким образом, мы приходим к выводу, что наиболее вероятным временем образования ветрогранников был рубеж ордовика и силура.

Описание ветрогранников проведено нами в соответствии с известной морфологической классификацией (Карлов, 1951), принятой и в дальнейших исследованиях этих образований (Айнемер, 1960). Среди найденных ветрогранников выявлены уплощенные одногранники, призматические двугранники, пирамидальные трех-четырёх- и многогранники, округленные ветрогранники с некоторыми их разновидностями по форме, то есть четыре группы ветрогранников из пяти, по Н.Н. Карлову, за исключением фигурных. Образование ветрогранников последней группы, как известно, связано с более мягкими карбонатными породами, в основном, известняками.

Без нарушения целостности удалось препарировать 40 штук ветрогранников; еще около 30 – в обломках вмещающих пород. Для изучения взяты только первые из них.

Морфологические разновидности ветрогранников, препарированных из гравийных песчаников слоя 2, представлены на фотографиях (рис. 4.1.1 и 4.1.2) и сведены в соответствующие таблицы (табл. 4.1.2 и 4.1.3).

Из представленных на рисунке 4.1.1 и в таблице 4.1.2 шестнадцати образцов ветрогранников, в соответствии с принятой классификацией (Карлов, 1951), к группе А уплощенные одногранники – отнесен 1 образец (№ 8); к группе Б призматические двугранники – 1 (№ 6); к группе В пирамидальные – 11, из них: к подгруппе I трехгранники – 5 (№№ 1, 3, 4, 9, 14), к

подгруппе II четырехгранники – 2 (№№ 5, 15), к подгруппе III многогранники – 4 (№№ 2, 10, 11, 16). К группе Г округлённые – отнесены 3 образца (№№ 7, 12, 13).



Рис. 4.1.1. Морфологические разновидности ветрогранников (16 образцов). Месторождение Южная Рассольная

Таблица 4.1.2

Морфологическая характеристика ветрогранников, изображенных на рисунке 4.1.1, в соответствии с классификацией Н.Н. Карлова (1951)

1-й ряд	1. Пирамидальный трехгранник изометричный (вершина отколота)	2. Пирамидальный многогранник (приплюснутый)	3. Пирамидальный трехгранник изометричный	4. Пирамидальный трехгранник клиновидный
2-й ряд	5. Четырехгранник ромбоидальный	6. Призматический двугранник неправильный	7. Округленный цилиндрический	8. Уплощенный одногранник
3-й ряд	9. Пирамидальный трехгранник неправильный	10. Пирамидальный многогранник (приплюснутый)	11. Пирамидальный многогранник (приплюснутый)	12. Округленный овальный (половина отколота)
4-й ряд	13. Округленный ветрогранник эллипсоидальный	14. Пирамидальный трехгранник неправильный	15. Четырехгранник неправильный	16. Многогранник неправильный

Округлённые ветрогранники, из встреченных нами, достаточно редки. Среди них обращает на себя внимание единичный образец цилиндрической формы с бороздками выдувания на поверхности (рис. 4.1.1; табл. 4.1.2: 2-й ряд, №7), или «сота́ми выветривания», по Н.Н. Карлову. Также единичны образцы со следами сглаживания и окатывания ребер щебня эоловых много-

гранников (№4 и №12), что может свидетельствовать о пребывании их в водном потоке после обработки ветром.

Причем, что характерно, вверх по разрезу терригенного основания колчимской свиты лландовери (S_1kl_1), количество и степень окатанности обломков увеличивается. Учитывая также, что хорошо окатанные гальки встречаются на том же стратиграфическом уровне, что и ветрогранники, наличие временных водных потоков, в каменистой пустыне, на наш взгляд, нельзя исключать. И, по-видимому, с влиянием океанического тектонического режима и с раскрытием Уральского палеоокеана на восточной периферии Восточно-Европейской платформы на протяжении лландовери можно теоретически связать общее смягчение и увлажнение климата окраины континента, а также увеличение количества осадков и мощности водных потоков. Во всяком случае, это предположение не противоречит общепринятому представлению о глобальной суровости климата верхнего ордовика и о постепенном его смягчении в начале силура. Как бы там ни было, песчаные отложения терригенной пачки колчимской свиты (S_1kl_1) «запечатали» пустынный ландшафт с ветрогранниками, а затем и сами эти отложения, частично размытые, были перекрыты карбонатами верхней пачки колчимской свиты лландовери (S_1kl_1), представленной, в основном, доломитами. Так, на фоне общей трансгрессии моря начинался новый тектонический цикл – герцинский, но это уже другой важный этап геологической истории Южного Притиманья, на этот раз тесно связанный с геологической историей Урала, а не Тимана.

Из представленных на рисунке 4.1.2 и в таблице 4.1.3 двадцати четырех образцов ветрогранников, в соответствии с принятой классификацией (Карлов, 1951), к группе А уплощенные одногранники – отнесены 6 образцов (№ 1, 2, 6, 17, 18, 24).



Рис. 4.1.2. Морфологические разновидности ветрогранников (24 образца). Месторождение Южная Рассольная

Таблица 4.1.3

Морфологическая характеристика ветрогранников, изображенных на рисунке 4.1.2, в соответствии с классификацией Н.Н. Карлова (1951)

1-й ряд	1. Уплог- щенный од- ногранник	2. Уплог- щенный од- ногранник	3. Пирами- дальный многогран- ник	4. Пирами- дальный многогран- ник	5. Призмати- ческий дву- гранник крышеобраз- ный	6. Уплог- щенный од- ногран-ник удлиненный
2-й ряд	7. Пирами- дальный трехгранник изометрич- ный	8. Округ- ленный эл- липсоидаль- ный	9. Много- гранник не- правильный	10. Много- гранник не- правильный	11. Пирами- дальный трехгранник изометрич- ный	12. Пирами- дальный трехгранник неправиль- ный
3-й ряд	13. Пирами- дальный трехгранник неправиль- ный	14. Пирами- дальный трехгранник неправиль- ный	15. Призма- тический двугранник неправиль- ный	16. Призма- тический двугранник неправиль- ный	17. Уплог- щенный од- ногранник изо- метричный	18. Уплог- щенный од- ногранник удлиненный
4-й ряд	19. Пирами- дальный трехгранник неправиль- ный	20. Призма- тический двугранник неправиль- ный	21. Призма- тический двугранник серповидный	22. Пирами- дальный трехгранник изометрич- ный	23. Много- гранник не- правильный	24. Уплог- щенный од- ногранник удлиненный

К группе Б призматические двугранники – отнесено 5 образцов (№ 5, 15, 16, 20, 21); к группе В пирамидальные – 12, из них: к подгруппе I трехгранники – 7 (№№ 7, 11, 12, 13, 14, 19); к подгруппе II четырехгранники – 0; к подгруппе III многогранники – 5 (№№ 3, 4, 9, 10, 23). К группе Г округленные ветрогранники – 1 (№ 8).

Пожалуй, наиболее информативным выводом из исследования морфологии ветрогранников является количественное соотношение форм обломков. Эти данные приведены в таблице 4.1.4.

Таблица 4.1.4

Морфологическая характеристика ветрогранников, в соответствии с классификацией Н.Н. Карлова (1951). Месторождения Южная Рассольная

Группа	Уплощенные одногранники	Призматические двугранники	Пирамидальные			Округленные	Итого
Подгруппа	-	-	Трехгранники	Четырехгранники	Многогранники	-	-
Кол-во, шт.	7	6	12	2	9	4	40
Кол-во, %	17,5	15	30	5	22,5	10	100
Кол-во, %	17,5	15	57,5			10	100

Из таблицы 4.1.4 следует, что среди перечисленных групп наиболее многочисленной является группа пирамидальных ветрогранников (57,5%), а среди подгрупп – пирамидальные трехгранники (30%). Подавляющее преобладание пирамидальных трехгранников с острым ребром, направленным в сторону господствующего ветра, может свидетельствовать об устойчивости воздушных потоков во время их образования и о преобладании ветровой эрозии в регионе, что типично для бесконечных ровных пространств каменистой пустыни, лишенной естественных барьеров в виде горных хребтов или растительности. Установлено, что пирамидальные трехгранники (драйкантеры) свидетельствуют об одном преобладающем направлении ветра; четырехгранники – о двух преобладающих направлениях ветра или о смене его направления. В любом случае, проводя аналогию с современными условиями

образования ветрогранников, нужно иметь в виду возможные особенности ветровой эрозии в давнем геологическом прошлом.

Следует добавить, что ни на одном из найденных нами ветрогранников не отмечалась лакировка их поверхности, которая на геологически современных образованиях такого рода появляется весьма часто, как отмечал еще академик П.А. Тутковский (1900). Лаковая пленка, в основном, черного цвета, обязана своим образованием гидроксидам железа и марганца (Мушкетов, 1926; Страхов, 1948, 2008). Этот вопрос специально исследовался в связи с влиянием перепадов температур в аридных областях и роли ночной и утренней росы в пустынях (Айнемер, 1960).

Однако пустынный лак вовсе не является необходимым признаком для ветрогранников. На поверхности наших образцов также часто наблюдаются пленки гидроксидов железа, желто- и ржаво-коричневые, темно-коричневые с радужной побегалостью, но отсутствует лакировка, которая в древних отложениях вряд ли сохраняется (Наливкин, 1956). Этот признак мы считаем косвенным свидетельством древности ветрогранников в основании силура.

Как известно, в раннем палеозое на континентальной суше ни флоры, ни фауны, которые влияют на геологические процессы, еще не появилось. Тиманский ороген, шовная зона позднепротерозойской коллизии Русской и Печорской плит, был существенно пенепленизирован уже к середине кембрия (Тимонин, 1998). Завершение эмерсивной фазы каледонского цикла на востоке Восточно-Европейской платформы ознаменовалось заложением и развитием Уральского палеоокеана. Таким образом, на силурийском эмерсивном рубеже исследуемая нами территория Южного Притиманья представляла собой обширное равнинное пространство на границе континента и океана.

Такое положение суши могло способствовать образованию сильных и постоянно дующих в одном направлении ветров, возможно, имеющих сезонную периодичность: из глубины континента в одно время года и со стороны океана – в другое. Интересно отметить, что сходные природные обстановки отмечаются до сих пор, например, на юго-западном побережье Африки в пу-

стыне Намиб и на побережье Антарктиды. Характерно описание побережья юго-западной Африки, затянутого сплошной соломенно-желтой дымкой, похожей с расстояния нескольких миль от берега на туман.

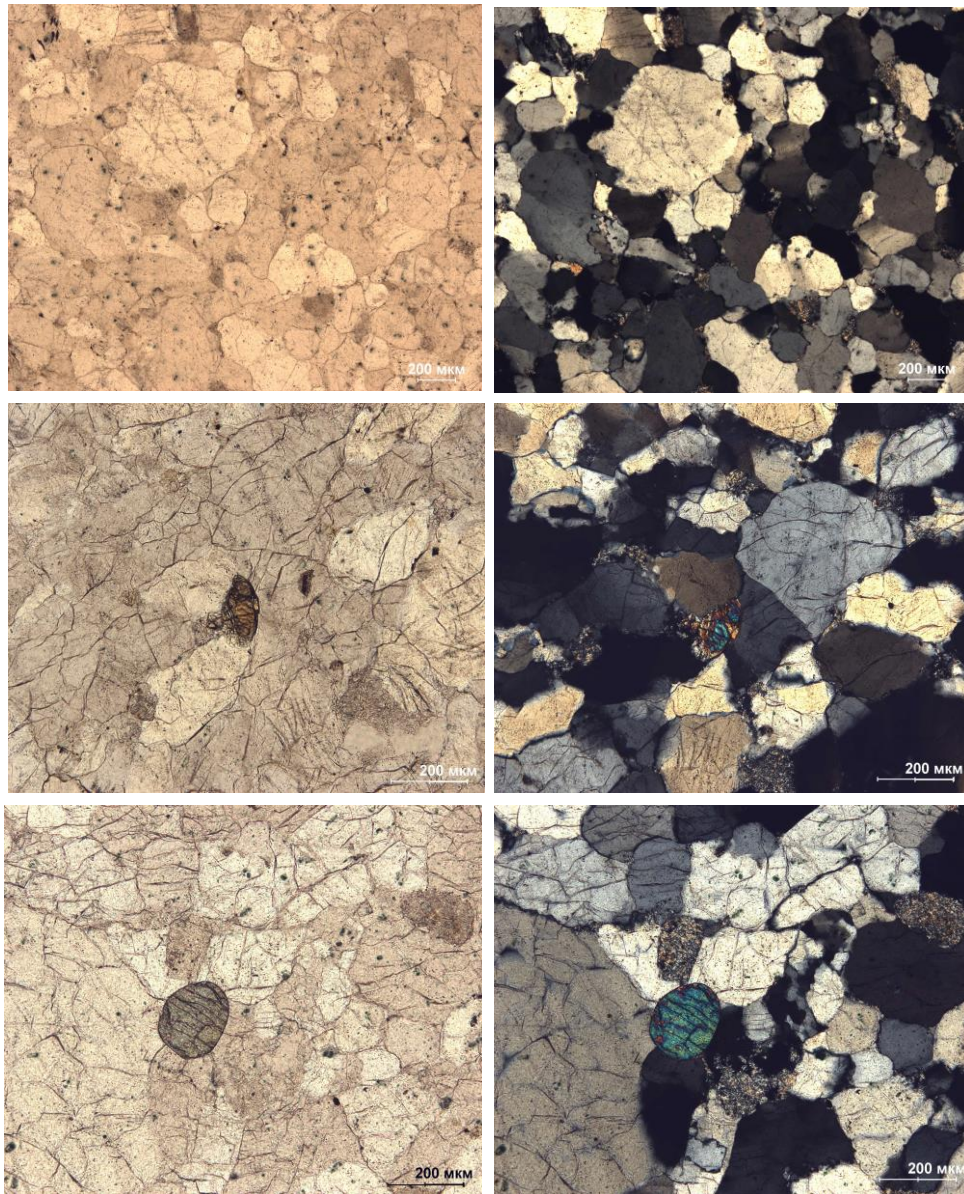


Рис. 4.1.3. Микрофотографии шлифов из ветрогранников с включением зерен пироксена в проходящем (слева) и поляризованном свете (справа). Конформная структура с цементацией вдавливания

В действительности «туман» состоит из мельчайших частиц песка, оседающих на лице и на руках. Песок поднимается и несется южным ветром, постоянно дующим из Антарктиды в течение всего года, особенно сильно в летние месяцы (Бойз, 1915ф). Горные породы непрерывно обтачиваются потоком острых песчинок, в результате чего в них образуются бороздки, иду-

щие в направлении ветра. Подобным образом формируются целые котловины выдувания, образующие своеобразный «корразионный ландшафт» провинции Нумаланд (Беетц, Кайзер, 1952ф).

Из двух характерных образцов ветрогранников в шлифовальной лаборатории кафедры минералогии и петрографии были сделаны шлифы (рис. 4.1.3), которые описаны петрографом Е.М. Томилиной с помощью многоцелевого микроскопа высшего класса Nikon Eklipsis 100 Pol в «Центре коллективного пользования ПГНИУ».

По петрографическому микроописанию, порода, образующая ветрогранники в основании силура на территории Южного Притиманья, является кварцитопесчаником с реликтами гидрослюдистого цемента. Преобладает бесцементное контактное соединение зерен кварца и обломков различных пород с конформной структурой. Из акцессорных минералов встречены единичные хорошо окатанные зерна пироксена. Из описания следует, что порода, послужившая материалом для образования ветрогранников, отличается прочностью, даже при почти полном отсутствии цемента, что связано, скорее всего, с изменениями осадочных пород на стадии метабазита, впоследствии, кроме того, осложненными надвиговой тектоникой.

Таблица 4.1.5

Минеральный состав тяжелой фракции аллотигенных минералов литологических проб (класс 0,25–0,1 мм), масс. %

№ п/п	Минерал	Слой 1. Лит. 101-1	Слой 2. Лит. 43	Слой 3. Лит. 89
1	Турмалин	20,4	14,8	16,7
2	Лейкоксен	32,7	39,5	18,5
3	Циркон	28,6	33,3	50
4	Анатаз	8,2	6,2	3,7
5	Рутил (черный)	4,1	3,7	1,8
6	Ильменит	-	-	3,7
7	Эпидот	2	1,2	-
8	Пироксен	4,1	-	-
9	Хлорит	-	-	5,6
10	Слюды (мусковит)	-	1,2	-
Сумма		100	100	100

Автором проведено также минералогическое исследование всех трех слоев изученного разреза, содержащего ветрогранники. Исследование показало различие минеральной ассоциации тяжелой фракции пород ордовика и силура (табл. 4.1.5).

По соотношению устойчивых и неустойчивых компонентов тяжелой фракции проб (Осовецкий, 2004) между слоями наблюдается минералогическая граница, которая, по нашему мнению, фиксирует завершение эмерсивной фазы на исследуемой территории. Применяемая автором методика обработки литологических проб предполагает ситовой рассев представительной навески на гранулометрические классы по десятичной шкале. Цель методики пробоподготовки состоит в гранулометрическом анализе изучаемых отложений и в установлении минеральной ассоциации тяжелой фракции проб.

Под бинокулярным микроскопом автором просмотрены все гранулометрические классы на предмет обнаружения в них аллотигенных минеральных компонентов. Из них для характеристики минеральной ассоциации тяжелой фракции проб автором выбран гранулометрический класс 0,25–0,1 мм, который по опыту предыдущих авторских работ, содержит представительное количество зёрен акцессорных аллотигенных минералов. Мелкопесчаный класс пробы разделен в бромформе для получения тяжелой фракции проб. Легкая фракция мелкопесчаного класса проб представлена, как это часто бывает в древних отложениях, исключительно кварцем. Выход тяжелой фракции проб – низкий: 0,89 кг/т; 0,70 кг/т (среднее по двум пробам); 1,49 кг/т (среднее по трем пробам) в слоях 1, 2 и 3, соответственно, что также характерно для нижнепалеозойских пород региона. Минеральная ассоциация тяжелой фракции проб характеризуется небольшим набором минералов, из которых в количестве, превышающем 10%, выделяется только комплекс исключительно устойчивых (турмалин, лейкоксен, циркон). Все зерна хорошо окатаны. Из неустойчивых минералов обращает на себя внимание присутствие пироксена в тяжелой фракции пород слоя 1, что коррелирует с наличием такового в шлифах ветрогранников из этого же слоя (рис. 4.1.3). По значению неустой-

чивых компонентов (пироксен, эпидот, с одной стороны, и хлорит, мусковит – с другой), можно предположить минералогический рубеж в данном разрезе на границе слоев 1 и 2. Причем, слой 2 является переходным на этом рубеже. Характерным также является соотношение циркона и лейкоксена, обратное в слоях 1 и 3 (табл. 4.1.5).

Исходя из определения минералогического рубежа как события, завершающего крупный тектоно-магматический цикл с коренной перестройкой структурного плана территории (Осовецкий, 2004), становится возможным сопоставить силурийский эмерсивный рубеж с завершением эмерсивной фазы каледонского цикла.

Проведенное петрографическое и минералогическое исследование образцов ветрогранников показало их отличие от вмещающих пород. Установлено их стратиграфическое положение в разрезе нижнепалеозойских отложений на контакте с породами венда. Из проведенного структурного анализа следует, что частично дезинтегрированные кварцитовидные породы в основании силура являются более древними образованиями, чем терригенная подсвета колчимской свиты лландовери (S_1kl_1).

Необходимо отметить, что кварцитовидные породы в низах силура неизвестны. Однако в отложениях верхнего ордовика (O_3pl_3) они описаны в составе верхней подсветы полюдовской свиты на восточном склоне г. Помянённый Камень (Серебренников и др., 1983ф), на что мы обратили особенное внимание в главе 3. Тогда, сами вентифакты могут являться продуктами пород (или обломочных кор выветривания) ордовикского периода, возникшими из еще более древних пород. Терригенные отложения в основании силура наследовали продукты обломочной коры выветривания предыдущих эпох, ордовика и венда. Между отложениями силура и ордовика, как и между отложениями ордовика и венда, существует стратиграфический перерыв, во время которого накапливались обломочные коры выветривания.

Определение химического состава двух образцов ветрогранников (T1 и T2) выполнено с применением рентгенофлюоресцентного анализа на спек-

трометре S8 Tiger, аналитик К.П. Казымов (табл. 4.1.6). Среди макрокомпонентов существенно преобладающим является кремнезем (95%). Следующим по распространенности является глинозем (3,75%). По величине гидролизатного модуля ($ГМ < 0,05$) кварцитопесчаники ветрогранников относятся к классу гиперсилитов, чем отличаются от суперсилитов вмещающих их пород (слой 2, $ГМ = 0,06–0,1$) и нормосилитов подстилающих палеозойский разрез пород венда ($V_2k\check{c}$, $ГМ = 0,1–0,2$).

Таблица 4.1.6

Химический состав* пород разреза по данным рентгенофлюоресцентного анализа, масс. %

Проба	$*V_2k\check{c}$	O_3pl	T1	T2	Слой 2
SiO ₂	81,67	95,75	95,00	95,62	89,12
Al ₂ O ₃	10,57	3,64	3,75	3,76	6,75
Fe ₂ O ₃	1,39	0,15	0,57	0,24	0,77
MgO	0,34	0,00	0,00	0,00	0,19
CaO	0,20	0,13	0,14	0,12	0,16
Na ₂ O	0,21	0,18	0,18	0,18	0,20
K ₂ O	2,77	0,00	0,00	0,00	1,36
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,003
SO ₂	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
TiO ₂	0,37	0,06	0,06	0,02	0,19
ППП	1,80	0,00	0,22	0,00	1,16
Сумма	99,34	99,94	99,95	99,96	99,92
ГМ	0,151	0,040	0,046	0,042	0,086
ФМ	0,021	0,002	0,006	0,002	0,011
АМ	0,13	0,04	0,04	0,04	0,08
ТМ	0,035	0,017	0,016	0,006	0,028
ЖМ	0,1270	0,0409	0,1487	0,0623	0,1113
НКМ	0,28	0,05	0,05	0,05	0,23
ЩМ	0,08	0,00	0,00	0,00	0,14

* Автором использована методика определения литохимических модулей по: Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис, 2000.

**ГМ – петрохимические модули, сиаллитовый стандарт (Юдович, Кетрис, 2000). ГМ – гидролизатный модуль; ФМ – фемический; АМ – алюмокремниевый; ТМ – титановый; ЖМ – железистый; НКМ – нормированной щелочности; ЩМ – щелочной.

$*V_2k\check{c}$ – алевролиты кочешорской свиты верхнего венда;

O_3pl – конгломераты полюдовской свиты, г. Помянённый Камень;

T1, T2 – ветрогранники из слоя 2 (O_3pl);

Слой 2 – вмещающие ветрогранники породы (обломочная кора выветривания с ветрогранниками развитая по отложениям верхнего ордовика O_3pl);

Из таблицы 4.1.6 следует, что материалом для ветрогранников послужили породы полюдовской свиты (O_3pl), также гиперсилиты.

Известно, что ветрогранники образуются в условиях как аридного, так и нивального климата (Марченко, 1983). Для определения такого различия дополнительно было проведено исследование пелитовой фракции пород основания силура методом рентгенофазового анализа. Из проведенных ранее исследований (Исаева и др., 2017) известно, что пелитовая фракция толщи дезинтегрированных пород силура состоит, в основном, из гидрослюды (51–64%) и гётита (14–28%), чувствительными индикаторами экзогенного выветривания. Глинистая фракция протопочки выветрелых гравийных кварцито-песчаников из слоя 1 изучена на рентгеновском дифрактометре D2 Phaser (излучение – $CuK\alpha$, $\lambda=1,54060 \text{ \AA}$) в виде порошковой пробы (аналитик Г.А. Исаева). По данным рентгенофазового анализа, глинистая фракция, в основном, состоит из кварца (68%) и гидрослюды (21%) с примесью калиевого полевого шпата (7%) и хлорита (4%). Преобладание гидрослюды среди глинистых минералов в пелитовой фракции отложений основания силура позволяет сделать вывод о климате эпохи как близкому к нивальному типу с преобладанием физического выветривания над химическим. Главным геологическим агентом экзогенного выветривания, в отсутствие высоких гор и растительности, скорее всего, являлся ветер.

Ландшафт эпох на границе ордовика и силура на исследуемой территории Южного При тиманья представляется как холодная каменистая пустыня вблизи границы континента и моря. Устойчиво дующие долгое время в одном направлении ветры способствовали образованию ветрогранников. Подобные каменистые и холодные пустыни известны не только в Юго-Западной Африке, но и в современной Антарктиде (Dutch, 2017). Продуктами ветровой эрозии являются обнаруженные нами в основании силура ветрогранники. Их образование происходило в условиях каменистой пустыни с временными потоками эпохи ордовика. Своей сохранностью ордовикские вентифакты обязаны силурийской трансгрессии, которая ознаменовала завершение длитель-

ной эмерсивной фазы развития региона и обозначила эмерсивный рубеж, который мы называли силурийским.

Вопрос о частичной дезинтеграции отложений на границе ордовика и силура (по сути, «подсилурийских») представляет интерес сразу с нескольких точек зрения. Во-первых, с точки зрения региональной тектоники как процесс, приведший в движение разнокомпетентные слои горных пород; во-вторых, с точки зрения литологии как процесс, приведший к расцементации литифицированных горных пород; и в-третьих, с точки зрения алмазной геологии в связи с высвобождением полезного компонента из литифицированных горных пород промежуточного коллектора (что несравненно облегчает добычу полезного ископаемого). Нами подмечен один общий момент в этом тройственном вопросе о частичной дезинтеграции «подсилурийских» отложений. Нам он представляется важным, поскольку и продуктивные толщи силурийского коллектора (рис. 4.4.1) также частично расцементированы.

При литологическом описании образцов кварцевых гравийных песчанников в малообъемной пробе 101, отобранных из слоя 1 (породы O_3pI_3 в зоне тектонического дробления) и слоя 2 (обломочная кора выветривания по слою 1) вышеописанного разреза мы обратили внимание на их структурно-текстурное и вещественное сходство, но различие по степени цементации-дезинтеграции. Выделив три наиболее характерных образца, мы составили их подробное макроописание с применением бинокулярного микроскопа (MeijiTechno EMT 2), поскольку при изготовлении шлифов данные образцы «смазываются» и рассыпаются. Под бинокулярным микроскопом в наиболее крепких и прочных образцах обнаруживается та же конформная структура с цементацией вдавливания, что отмечена при микроописании шлифов для ветрогранников (рис. 4.1.3). Однако сплошность цементации нарушается инкрустацией зерен кварца тончайшим порошкообразным белым веществом, которое начинает играть роль цемента, точнее «псевдоцемента», поскольку при увеличении количества этого вещества порода начинает терять литификацию. Последовательность в преобразовании «псевдоцемента» такова.

1. Ненарушенные, неизмененные участки породы отличаются чистым кварцевым составом и наибольшей прочностью, крепостью. На этих участках хорошо видны отдельные округлые и овальные кварцевые зерна, а между ними – белое полупрозрачное, по-видимому, силикатное вещество, выполняющее межзерновое пространство. Это вещество представлено не в виде отдельных зерен или кристаллов, а в виде сплошной массы.

2. На других участках породы, уже, по-видимому, подвергшихся изменению, полупрозрачное силикатное вещество становится мягким, податливым, теряет прочность и твердость. Это вещество приобретает белый непрозрачный порошкообразный агрегатный вид, образует скопления, выполняет образовавшиеся пустоты. И порода в свою очередь также теряет прочность, поскольку кварцевые зерна сцеплены исключительно этим непрочным цементом, что приводит к дезинтеграции всей толщи породы.

3. На участках породы, подвергшихся наибольшему изменению, хорошо видны отдельные, часто почти не соприкасающиеся зерна кварца, как бы обрастающие белым или желтовато- и зеленовато-белым порошкообразным веществом. Порода рассыпается в руках, кварцевые зерна выкрашиваются.

Дальнейшее изменение приводит к замещению порошкообразного силикатного вещества гидроксидами железа, изменению цвета породы и полной ее дезинтеграции.

С точки зрения литологии, дезинтеграция пород связана с процессом регенерации кварца. И последующим хрупким изломом регенерационных кайм, приводящему к разобщению зерен в отсутствии связующего цемента. О процессе регенерации кварца в песчаниках и гравелитах в основании силура говорит скопление зерен порошкообразного кварца пелитовой размерности в межзерновом пространстве и в мелких полостях изученных нами образцов.

Вопрос о минеральном составе порошкообразного вещества «псевдоцемента» оставался открытым до проведения рентгеноструктурного анализа (аналитик Е.М. Томилина). Рентгеноструктурный анализ, проведенный с помощью порошкового дифрактометра Bruker 2DFazer, показал следующий

минеральный состав этого вещества, %: кварц 68,18; калиевые полевые шпаты 6,42; слюда (гидрослюда) 21,25; хлорит 4,15. На дифрактограмме кварц характеризуется самым высоким пиком (рис. 4.1.4), амплитуда которого находится в прямой зависимости от содержания минерала.

Таким образом, степень дезинтеграции породы зависит исключительно от содержания пелитообразного кварца. Кроме того, в полостях и в трещинах самых слабо сцементированных образцов или их участков наблюдались мелкие щетки кварца и горного хрусталя с размером кристаллов 1–2 мм.

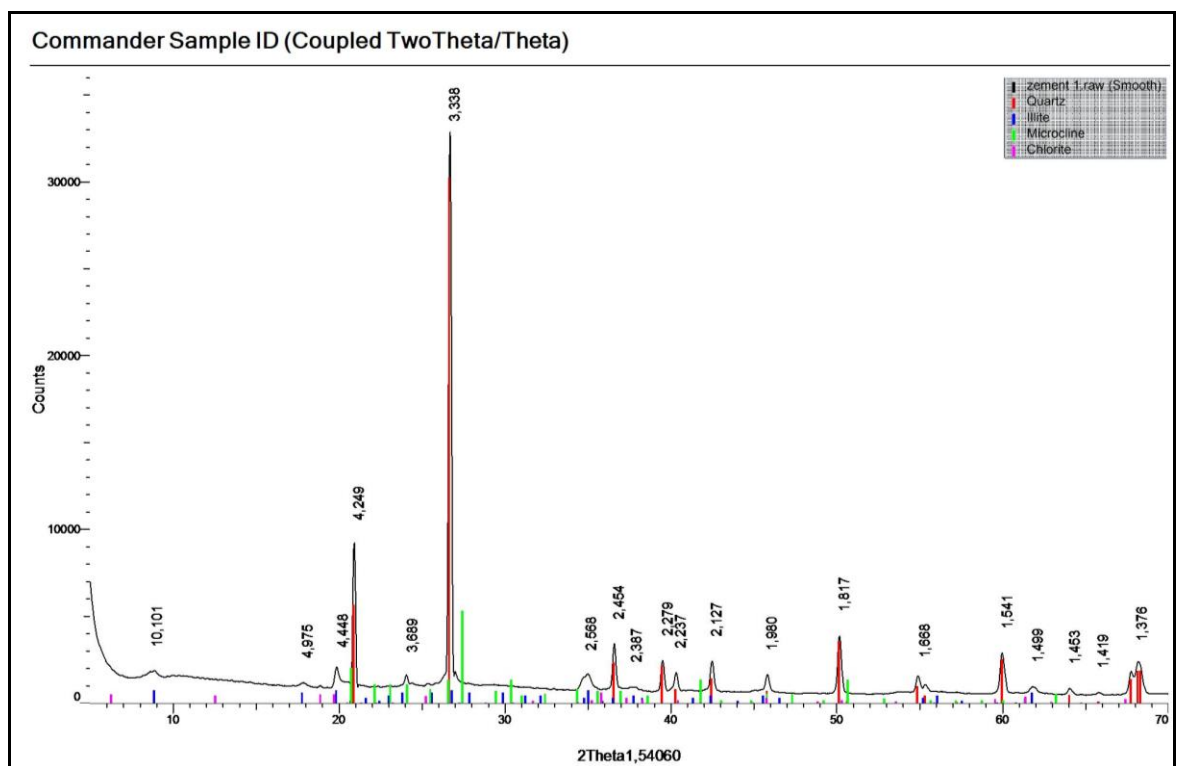


Рис. 4.1.4. Дифрактограмма, характеризующая минеральный состав «псевдоцемента» кварцитовидных гравиных песчаников в основании силура (месторождение Южная Рассольная)

Мы связываем этот, несомненно, постдиагенетический процесс, с проявлением герцинской тектонической активизацией уральской фазы складчатости, во время которой породы слоя 1 (O_3Pl_3) испытали наибольшее воздействие, в результате чего были частично дезинтегрированы. На тектонический характер этого воздействия указывают также многочисленные зеркала скольжения на контакте разновозрастных и разнокомпетентных пород. От-

дельные образцы в слое 1 ограничены с нескольких сторон зеркалами скольжения, что говорит о длительной истории формирования надвига. Обращает внимание, что в ситуации стресс-давления ветрогранники оказались относительно более устойчивы, чем вмещающие их породы, только некоторые из ветрогранников оказались как бы приплюснуты (рис. 4.1.1). Возможно, это косвенно свидетельствует о том, что породы, давшие начало ветрогранникам, были литифицированы раньше вмещающих их пород, то есть древнее их.

Подводя некоторые итоги, подчеркнем, что проведенное исследование впервые позволило выявить и изучить ветрогранники Южного Притиманья, их морфологию, петрографический и минеральный состав, а также дополнить сведения о палеогеографии раннего палеозоя на силурийском эмерсивном рубеже исследуемой территории. Аспекты и результаты наших исследований ветрогранников приведены в таблице 4.1.7.

Таблица 4.1.7

Аспекты и результаты исследования ветрогранников

№ п/п	Аспект исследования	Характеристика
1	Морфология	Выделены 4 группы ветрогранников с их разновидностями
2	Микроописание	Кварцитопесчаники с остатками гидрослюдистого цемента. Конформная структура с цементацией вдавливания
3	Литогеохимия ветрогранников	Гиперсилиты: гидролизатный модуль ГМ<0,05.
4	Описание разреза	В основании силура выделена обломочная кора выветривания по отложениям ордовика
5	Минералогическая характеристика разреза	Ассоциация устойчивых минералов
6	Палеогеография	Каменистая пустыня
7	История геологического развития	Верхний (силурийский) эмерсивный рубеж
8	Геология россыпей	Эоловый тип алмазных россыпей

Необходимо подчеркнуть, что новые факты позволили нам с большей подробностью рассмотреть силурийский эпизод геологической истории изучаемого района. Подобным образом будет возможна дальнейшая детализация наших знаний, заложенная в теоретической матрице, которую мы составили

для Южного Притиманья (подглава 1.4, табл. 1.4.4). Кроме того, накопление фактов и их теоретическое осмысление дает нам надежду на выход в практический аспект, о чем пойдет речь ниже. В таблице 4.1.7 мы условно обозначили этот аспект как «геология россыпей», связав, таким образом, воедино все аспекты нашего исследования.

По результатам исследования раннепалеозойского эмерсивного рубежа на территории Южного Притиманья мы выделили его эпизоды (кембрийский (?), ордовикский, силурийский) и уделили главное внимание особенностям стратиграфии, литологии, тектоники и палеогеографии каждого из эпизодов. Новым в нашем исследовании является методологический подход к изучению крупного континентального перерыва в геологической истории региона, который позволил прояснить важность верхней границы эмерсивной фазы на территории Южного Притиманья, которую мы называли силурийским эмерсивным рубежом.

По некоторым палеореконструкциям, тиманская окраина континента Балтика в середине кембрия лежала напротив кадомид Лаврентии, отделяясь от них узкой рифтовой зоной (Cocks, Torsvik, 2005; Пучков, 2010). Однако, большинство исследователей сходятся во мнении, что северо-восточная окраина континента Балтика уже в ордовике и раннем силуре была обращена в сторону раскрывающегося Уральского палеоокеана (Зоненшайн и др., 1990; Хаин, Сеславинский, 1991; Тимонин, 1998; Scotese, 2004). По-видимому, к этому же выводу позднее пришли и Р. Кокс и Т. Торсвик (Cocks, Torsvik, 2020).

В течение всего ордовика и раннего силура Уральский палеоокеан имел широтную ориентировку и был расположен в зоне экватора. На этапе пассивной окраины Бельско-Елецкая структурно-формационная зона Урала отвечала мелководному шельфу Восточно-Европейского континента (Тимонин, 1998). В то же время по данным (Чочиа, 1955; Боровко, 1962; Пактовский, Илалтдинов, 2020) ордовикские отложения Южного Притиманья являются континентальными аллювиальными образованиями (глава 3 нашей дис-

сертационной работы), как и ветрогранники в основании силура (Пактовский, 2020б), что свидетельствует о континентальном режиме на исследуемой территории.

Эмерсивная тектоническая обстановка на территории Южного Притиманья продолжалась около 100 млн лет. Ветрогранники являются индикаторными образованиями для определения континентальных фаций, климата и ландшафта исследуемой территории на протяжении эмерсивной фазы тектонического развития. Следствием длительного континентального перерыва явилось образование раннепалеозойских алмазоносных россыпей региона.

Наличие эмерсивного рубежа, с теоретической точки зрения, определяется наличием в разрезе трансгрессивного цикла отложений и означает стратиграфический перерыв в его основании (раздел 1.4). Любое теоретическое обобщение строиться на детальном изучении материальных объектов. Из целого ряда подобных объектов наилучшим является тот, который наиболее полно воплощает в себе все особенности других и поэтому служит базовым эталоном, или моделью для всех дальнейших исследований. При этом он должен обладать рядом признаков, которые выделяют его среди других объектов. Во-первых, хорошей прослеживаемостью разреза по латерали и вертикали, где важную роль играет вскрытость интересующих отложений на полную мощность. Во-вторых, обнаружение реперного слоя (слоёв) в разрезе, индикаторных пород и образований, а также минералов и их ассоциаций. В-третьих, что немаловажно, объект должен быть доступен для детального изучения по сумме природных и социальных причин, не препятствующих научному исследованию. Всем этим условиям удовлетворяет силурийский промежуточный коллектор на полигенном месторождении Южная Рассольная, в 30-ти км восточнее г. Красновишерска. В 2010 г. в составе геологической службы ЗАО «Уралалмаз» мы принимали участие в установлении промышленной алмазоносности этого объекта, расположенного в северо-западной части месторождения.

Ветрогранники являются также индикатором стратиграфического перерыва в геологическом разрезе. Перерыв связан с обломочной корой выветривания. Последняя важна с точки зрения поиска алмазоносных россыпей эолового типа. Эрозионный срез ордовикских отложений (при перепаде мощностей в ближайшем окружении от 0,2 до 440 м) мог составлять сотни метров, что является мощным фактором природного обогащения пород, при условии их алмазоносности. При этом надо отметить, что алмазоносность ордовикских пород подтверждается их прямым опробованием (2 мелких кристалла алмаза на 1500 м³, Ишков, 1967).

Таким образом, верхняя граница континентальной стадии развития территории является наиболее важной с точки зрения алмазоносности отложений нижнего палеозоя, что необходимо учитывать при поисковых работах.

На основании всего вышесказанного мы формулируем второе защищаемое положение.

На рубеже ордовика и силура территория представляла собой каменистую пустыню, индикаторными образованиями которой являются выявленные здесь ветрогранники, которые сопровождают россыпи эолового типа в алмазоносных районах.

4.2. Силурийский коллектор. Из истории вопроса

История открытия алмазоносности базальных отложений силура в Южном Притиманье по-своему драматична и имеет достаточно длительную историю. Впервые на возможность алмазоносности «в низах силура и девона» указывал еще А.А. Кухаренко на основании изучения разреза палеозойских отложений западного склона Среднего Урала, в котором выделил два главных максимума распространения грубообломочных пород и коррелирующие с ними максимумы содержания хромшпинелида и ильменита в тяжелой фракции пород (Кухаренко, 1955). Его исследования показали, что наиболее благоприятными для формирования ископаемых россыпей эпохами седимен-

тации являлись силурийская и нижнедевонская. Знаменательно, что это, по сути, научное предвидение нашло свое подтверждение только годы спустя и не на Среднем, а на Северном Урале, точнее на территории Южного Притиманья. Причем, силурийские ископаемые россыпи были установлены значительно позднее нижнедевонских (такатинских).

В.А. Ветчанинов, первооткрыватель месторождения Южная Рассольная, на основании крупнообъемного опробования на алмазы проб шахто-шурфов и наблюдения непрерывных фациальных переходов ряда делювий–элювий–коренные породы впервые высказал предположение о присутствии алмазов в базальной части колчимской свиты (Ветчанинов и др., 1968ф). Необходимо отметить, что обе линии шурфов, пройденные под началом В.А. Ветчанинова (Л-55 – в северо-западной части будущего месторождения и Л-5 – в средней его части), оказались с алмазами, что можно рассматривать как большой успех, причем, сам автор открытия связывал с большей вероятностью их алмазоносность с породами в основании силура, чем с такатинскими отложениями. Тем не менее, позднее, возможно, под влиянием А.Д. Ишкова сам В.А. Ветчанинов стал относить промышленную алмазоносность Красновишерского района исключительно к такатинской остаточной россыпи (Ветчанинов, 1974). В результате интерес к терригенной толще в основании силура почти исчез, хотя формально она и признавалась перспективной. Но в первую очередь исследовались другие, более грубообломочные отложения. Например, долгое время предпочтение отдавалось ашинской и полюдовской свитам (Беккер, 1966; Бурневская, 1967).

Восстановление научного и практического интереса к базальным отложениям силура могло произойти после ревизионных работ по поискам первоисточников алмазов на Колчимском поднятии под руководством В.Я. Колбянина (1980–1984). В горных выработках в средней части месторождения Южная Рассольная были найдены как сами алмазы, так и минералы-спутники алмаза. Всего в основании силура было добыто 19 алмазов средней массой 51,5 мг, все додекаэдрониды, обычные для уральского типа, против 29 штук

средней массой 173,6 мг в базальных такатинских отложениях. То есть силурийские алмазы оказались почти в 3,5 раза меньше по массе, чем такатинские; минералы-спутники первых (0,1–0,2 мм) также были значительно мельче вторых. Неизвестно, что помешало В.Я. Колобянину двинуться в направлении, указанном ранее В.А. Ветчаниновым, и провести ревизионное опробование силурийских отложений в северо-западной части месторождения, но факт остается фактом. Сам первооткрыватель алмазоносности силурийских отложений делает вывод о том, что в настоящее время они не могут представлять промышленный интерес (Колобянин, 1984ф). Странный вывод. Для его обоснования приводились данные о незначительном площадном распространении алмазоносных отложений, их малой мощности и небольших по крупности самих алмазах. Да... это были баснословные времена, когда на фоне дорогих десятикаратников россыпи в среднем течении р. Бол. Колчим четвертькаратники силурийской ископаемой россыпи Южной Рассольной никого не интересовали, хотя, как мы понимаем сегодня, геологическая позиция обоих алмазоносных объектов во многом сходна. В то же время сам В.Я. Колобянин, похоже, был огорчен гораздо больше тем, что обнаружить кимберлиты или кимберлитоподобные породы на месторождении Южная Рассольная ему так и не удалось.

Можно сказать, об алмазоносности базальной толщи силура почти забыли, хотя в прогнозной оценке алмазоносности западного склона Урала подчеркивалась высокая перспективность открытия нового промежуточного коллектора в основании силура (Варламов, Зильберман, 1990ф).

Время открытия, казалось, пришло, когда на части территории Южного При тиманья, охватывающей, в основном, Колчимскую и Тулым-Парминскую антиклинали Полюдово-Колчимского антиклинория, началось геологическое доизучение масштаба 1:50 000 (1996–2000). Однако основное внимание в отчете по ГДП-50 было уделено переинтерпретации уже известных и вновь полученных геологических данных с точки зрения алмазоносности флюидолитов (Петрографический кодекс, 2009), называемых тогда в Пермской геоло-

госъемочной партии туффизитами (вишеритами). Эту точку зрения поддерживали некоторые геологи ВСЕГЕИ (Лукьянова и др., 2011), что вообще-то нарушало традицию научного кураторства ВСЕГЕИ алмазной тематики Урала, заложенную еще Ю.Д. Смирновым (Смирнов и др., 1977). Месторождение Южная Рассольная стало интерпретироваться как коренной источник алмазов нового типа – лампроитоподобных туффизитов (Лукьянова, 2011).

В это же время В.А. Езерский основное внимание уделил характеристике вещественного состава алмазоносных отложений нижнесилурийского вторичного коллектора (Езерский и др., 2000ф). В центральной части месторождения Южная Рассольная он установил ураганную алмазоносность базального валунного горизонта мощностью 0,3 м. Производственники ЗАО «Урал-алмаз» называли его «жирным слоем». В нем же установлены крупные до 2 мм минералы-спутники алмаза (класс 1,0–0,5 мм составлял 70%), в частности, пикроильменит, хромдиопсид и пиропы кимберлитового типа (Макеев и др., 1999). И всё это – то, что пропустил в своё время В.Я. Колобянин, захваченный идеей поисков кимберлитов в Южном Притиманье. По мнению В.А. Езерского, базальный валунный горизонт силура представлен отложениями временных и небольших водотоков (аллювиальными и делювиально-пролювиальными, то есть континентальными отложениями), а породы колчимской свиты представляют собой отложения морской трансгрессии (Молчанова, Езерский, 2002). Он же в смежном, расположенном еще дальше на северо-запад месторождении Северная Рассольная, разделил эти базальные отложения силура на три толщи: верхнюю, представленную глинистыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами; среднюю – разномзернистыми песчаниками; и нижнюю – конгломератовидными брекчиями с фрагментами глинистых кор выветривания на контакте венда и силура (Езерский, 2000ф).

И вот тут разгорелась дискуссия, больше похожая на распрю, между сторонниками вторично осадочного и первично магматогенного генезиса уральских алмазов, которая, к сожалению, не привела к процветанию уральской алмазной геологии. Ретроспективно легко обнаружить, что полемика о

генезисе уральских алмазов свелась к подмене понятий. Вместо открытия новых месторождений предлагался спор о том, магматогенные ранее открытые месторождения или осадочные. Всё это напомнило нам давно прошедшие годы. Так, И.С. Степанов, работая под началом А.Д. Ишкова в 1960-е годы, решительно не принимал его концепцию промежуточных коллекторов и отстаивал свою – эрозионно-карстовую, для чего ответственный исполнитель (Ишков и др., 1967ф) выделил ему отдельную книгу в своем отчете. В результате все остались при своем мнении (Ишков, 1966; Степанов, Сычкин, 1983). Так и тут. Но последствия нового геологического раскола, который можно назвать идеологическим, были катастрофическими, как и многие события эпохи Перестройки. В буквальном смысле рухнули все предприятия и организации, занимающиеся алмазной тематикой в Пермском крае (Осовецкий и др., 2015; Попов и др., 2018). Однако, до этого момента геологическая служба ЗАО «Уралалмаз» успела выйти на силурийский объект на месторождении Южная Рассольная и еще на ряд схожих объектов в бассейне р. Северный Колчим. На некоторых из них были начаты поисковые и эксплуатационные геологоразведочные работы.

4.3. О базальных слоях силура на месторождении Южная Рассольная

В.А. Ветчанинов первым высказал предположение о присутствии алмазов в базальной части колчимской свиты на основании изучения геологического разреза будущего месторождения Южная Рассольная (Ветчанинов и др., 1968ф). В.Я. Колобянин (1984ф) обнаружил сами алмазы и минералы-спутники алмаза. В.А. Езерский (2000ф) установил повышенную алмазоносность базального валунного горизонта колчимской свиты мощностью 0,3 м. Требовалось только время для того, чтоб выйти на промышленную алмазоносность силурийского коллектора (Чуйко, Синкин, 2005). Но времени-то как раз и не было.

Обоснованию промышленной значимости нового алмазоносного объекта, остаточной россыпи в основании силура, мешало одно, но весьма существенное обстоятельство. Мощность базального алмазоносного горизонта и площадь его распространения давали ничтожный для добычи объем продуктивных пород. А предприятие, занимающее разработкой полезного ископаемого, исходит в первую очередь из последнего параметра. Таким образом, промышленная алмазоносность силура так и осталась под вопросом.

К концу нулевых годов текущего века месторождение Южная Рассольная считалось практически отработанным. В целиках оставался небольшой по площади северо-западный блок XI, разведанный по категории C_2 и считавшийся мало перспективным, со средней мощностью «песков» 6,8 м и содержанием 10,36 мг/м³ (Мусихин, 1974ф). Но именно здесь, в этом блоке, после его вскрыши и начала разработки весной 2010 г. геологическая служба ЗАО "Уралалмаз" установила повышенную мощность базальных отложений силура S_1kl_1 , называемых также терригенный колчим.

Необходимо заметить, что по условиям разведки россыпных месторождений Урала, коренные породы практически не опробовались, поскольку промышленным ископаемым коллектором со времен А.Д. Ишкова считался только такатинский (D_1tk). Опробовались рыхлые разнофациальные отложения современных рек и полигенные отложения разновозрастных депрессий (Марусин, 1990ф). В частности, Рассольнинский участок назывался Рассольнинской депрессией, а ее отложения считались полигенными: аллювиальными, делювиально-пролювиальными, элювиальными (Мусихин, 1974ф). Так, все шурфы на месторождении Южная Рассольная, даже В.А. Ветчанинова, остановлены в кровле силурийских отложений терригенного колчима, что говорит о том, что предшественники прекрасно отличали коренные отложения от элювиальных, кор выветривания и других. По условиям разведки при крупнообъемном опробовании углубляться в коренные отложения (в «плотик») было возможно только на 30 см, «излишняя» глубина просто снималась с активировки. Правда, на эту инструкцию существовало противоядие: если ко-

ренные породы были дезинтегрированы или слабосцементированы, их обозначали как структурный элювий, а при защите запасов вообще переименовывали в элювиальные, делювиально-пролювиальные и тому подобные отложения мезозойского или кайнозойского возраста. Конечно, это была вынужденная хитрость, и она всех устраивала. Однако, как мы понимаем, искать следовало не структурный элювий схожего облика, а сами промежуточные коллекторы в основании трансгрессивных циклов, или на эмерсивных рубежах. Перед В.А. Ветчаниновым такая задача не ставилась, и, возможно, это одна из причин того, что он не открыл (точнее, не смог доказать) алмазность основания силура, которую, несомненно, предугадывал. Так и получилось, что промышленную алмазность базальных отложений силура установили геологи ЗАО «Уралалмаз» (табл. 4.3.1).

Таблица 4.3.1

Результаты эксплуатационного крупнообъемного опробования силурийского коллектора

№ п/п	Объем пробы в тв. теле, м ³	Всего извлечено алмазов		В том числе по классам крупности			Содержание, мг/м ³	Литологическая привязка
		штук	мг	-8+4	-4+2	-2+1		
1	50,0						0,0	Толща 1
2	50,0	3	628,0	1	2		12,56	
3	25,0	8	778,0	1	5	2	31,12	
5	50,0	22	4974,0	9	10	3	99,48	
6	50,0						0,0	
Итого по толще 1	225,0	33	6380,0	11	17	5	28,4	
4	50,0	22	4616,0	10	8	4	92,32	Толща 2
8	45,0	7	1280,0	2	5		28,44	
9	35,0	5	1160,0	2	3		33,14	
10	35,0	28	5660,0	11	10	7	161,71	
Итого по толще 2	165,0	62	12716,0	25	26	11	77,07	
Всего	390,0	95	19096,0	36	43	16	48,96	

Оперативно проведенное той же весной 2010 г. эксплуатационное геологическое опробование показало высокую для уральских россыпей продук-

тивность нового алмазодобывающего объекта. Тогда из первых девяти крупнообъемных проб общим объемом 390 м^3 было получено 95 кристаллов алмаза. Содержания составили от 0 до $161,7 \text{ мг/м}^3$, среднее содержание по пробам – $48,95 \text{ мг/м}^3$; средняя масса одного кристалла – $197,9 \text{ мг}$, причем доля мелких алмазов (до 40 мг) не превысила 15%. Доля алмазов массой более 1 карата составила 37,8% (Пактовский, 2016б).

В отличие от всех впоследствии найденных кристаллов, эти были описаны минералогом Л.В. Кычановой, которая сделала заключение, что по совокупности свойств изученные алмазы сопоставимы с такатинскими, близкими (Метелкина и др., 1976) по своим типоморфным особенностям к кристаллам из терригенных докембрийских формаций мира.

Уже тогда при первых результатах крупнообъемного опробования в XI блоке месторождения Южная Рассольная стало очевидно, что наряду с такатинским появился еще один промышленный промежуточный коллектор алмазов – силурийский. В нижеследующей таблице 4.3.1 дана литологическая привязка отобранных проб в соответствии с толщами, выделенными в результате геологического описания силурийского коллектора (рис. 4.4.1)

Силурийский коллектор активно эксплуатировался в границах горного отвода месторождения до 2013 г. включительно, однако научное его изучения по объективным причинам не проводилось. Планировались и были начаты горные работы на других перспективных участках с терригенными отложениями в основании силура, но завершены они не были, опять же, по объективным причинам. Заключительной работой геологов ЗАО "Уралалмаз" стало то, что ими были оценены прогнозные ресурсы силурийского промежуточного коллектора на ограниченном участке Рассольнинской депрессии и в ее обрамлении (Калашников, Попов, 2013ф), утвержденных в ЦНИГРИ (Попов, 2021).

Как уже было сказано выше, в северо-западных блоках XI и XII (подвешенной) месторождения Южная Рассольная геологами ЗАО "Уралалмаз" была установлена повышенная мощность терригенных отложений в основании си-

лура. В современном рельефе – это вершина водораздела между истоками рр. Ефимовка и Рассольная. В свое время В.А. Ветчанинов, первооткрыватель месторождения, подчеркивал, что отложения терригенного колчима сохранились здесь от размыва и «запечатались» благодаря ступенеобразному понижению в древнем рельефе (Ветчанинов, Мусихин, 1968ф). Продуктивные отложения представляли собой уплотненные дезинтегрированные или частично дезинтегрированные породы, которые он считал структурным элювием мезозойско-палеогенового возраста по терригенным отложениям основания колчимской свиты.

Характерно, что при защите запасов месторождения Южная Рассольная эти же отложения были переименованы в делювиально-пролювиальные отложения неогена (Мусихин, 1974ф). На разведочной линии 55 их мощность составляла около 5 м. Подстилались они литифицированной толщей песчаников базального силура. Поскольку на Л-55 в поле выхода базальных отложений силура алмазы были обнаружены только в трех шахто-шурфах северо-западный контур месторождения оказался зауженным, но на первоначальных отчетных планах контур блока XI между разведочными линиями 55 и 7 рисовался эллипсоидно расширенным (вероятно, по данным бурения). В середине блока намечалось пройти дополнительную линию шахто-шурфов. Однако экспертиза ГКЗ расширение блока сочла необоснованным, контур спрямила, и намерение сгустить сеть осталось нереализованным. Следует добавить, что, как оказалось впоследствии, рисовка вишерских геологов была совершенно правильной. По результатам промышленной отработки экскаваторным способом в 2010–2013 гг., в плане карьер блока XI представлял собой именно овал с размерами около 240 м на 120 м.

По геологическим данным, отложения терригенного колчима выходят на поверхность во фронтальной части надвига северо-восточной экспозиции. Падение слоистой толщи северо-восточное (50^0), пологое (СВ $3-5^0$). Пачка маркирующих песчаников в основании слабосцементированной толщи, то есть в днище карьера имеет элементы залегания: азимут падения 50^0 , угол

12⁰. Глубина карьера достигала 30 м. Мощность продуктивных отработанных отложений 12–16 м. Если вспомнить В.А. Ветчанинова, это тот же структурный элювий по коренным базальным отложениям терригенного колчима, который здесь, в центральной части блока XI, т.е. всего в 100–150 м юго-восточнее, имел более широкий выход на поверхность и мощность в три раза большую. Слабосцементированные породы, конечно, достаточно просты для отработки и для промывки по рыхлой схеме. Литифицированные же породы требуют предварительного дробления – операции, не предусмотренной в технологической цепочке россыпных месторождений. Поэтому подстилающие частично дезинтегрированную толщу скальные песчаники силура остались не опробованными на алмазы.

Таблица 4.3.2

Полевое описание разреза скважины 28. Контакт силура и венда*

Интервал	Описание пород
0,0–2,0	Дезинтегрированный кварцевый песчаник – песок кварцевый малоглинистый коричневый, зеленовато-серый, разномзернистый, с мелкими гравийными зёрнами полупрозрачного кварца.
2,0–5,5	Песчаник кварцевый серый мелкозернистый, плотный, крепкий, слабоожелезнённый.
5,5–7,0	Песчаник кварцевый зеленовато-серый, желтовато-серый, в конце интервала ржаво-коричневый, плотный, некрепкий, разномзернистый, с мелкими гравийными зёрнами полупрозрачного кварца, слабо ожелезнённый.
7,0–8,7	Дезинтегрированный кварцевый песчаник зеленовато-серый, коричневый, плотный, разномзернистый, с мелкими гравийными зёрнами полупрозрачного кварца; ожелезнённый – ожелезнение послойное.
8,7–9,4	Дезинтегрированный кварцевый песчаник – песок разномзернистый, слоистость примерно 10–15° к оси кернa подчеркнута чередованием слоёв различного цвета – тёмно-розового (вишнёвого), желтовато-коричневого до оранжевого и зеленовато-серого.
9,4–10,2	Контакт S_1kl_1 и $V_2k\check{c}$: мелкий щебень и дресва кварцевого песчаника (S_1kl_1) тёмно-серого с бледным розоватым оттенком мелкозернистого, плотного, крепкого и желтовато-зеленовато-серого разномзернистого, плотного, некрепкого в аргиллит-алевритовом материале ($V_2k\check{c}$) вишнёвого цвета.
10,2–10,4	$V_2k\check{c}$: алевролит кварцевый вишнёвый тонкослоистый, слоистость примерно 50° к оси кернa; мелкозернистый, плотный, крепкий, с тонкими прослоями аргиллита вишнёвого тонкослоистого, тонкоплитчатого.

*Описание разреза скважины 28 составлено участковым геологом ЗАО «Уралалмаз» Н. В. Бисеровым в 2010 г.

Отработка силурийского объекта остановилась на этом маркирующем слое скальных литифицированных песчаников в основании терригенного

колчима (S_1kl_1). По результатам колонкового бурения геологической службы ЗАО "Уралалмаз" (скв. 28), мощность этого слоя в северо-западном блоке XI до 5 м. А мощность зоны брекчирования в подошве пород терригенного колчима, представленных дезинтегрированным кварцевым песчаником и дресвой и щебнем темно-серого с розоватым оттенком кварцевого песчаника, около 3 м. Скажина 28 с абс. отм. устья 385,8 м, забуренная в днище карьера, на глубине 10,2 м вскрыла породы кочешорской свиты ($V_2k\check{c}$), представленные тонким переслаиванием вишнево-красных алевролитов и аргиллитов (табл. 4.3.2).

Необходимо заметить, что первые два метра в описании разреза – это осыпь отрабатываемых отложений. Интервал 9,4–10,2 м, возможно, не имеет к силуру отношения и представляет собой обломочную кору выветривания по отложениям кочешорской свиты. Подсилурийские отложения в блоке не вскрыты карьерной отработкой, как это было сделано в средней части месторождения, где и появилась возможность непосредственного обнаружения ветрогранников. В разделе 4.1 мы связали эти подсилурийские отложения с породами ордовика и обломочной корой выветривания по ним. В данном случае наличие в керне скважин щебня и дресвы песчаника, разного по цвету и структуре, также может наводить на мысль о ветрогранниках. Так, при малообъемном опробовании базальной части силура, сдвинутом по латерали к самой кромке надвига, нам встречались обломки песчаников и гравийных песчаников явно не силурийского облика: они выделяются серо-розовым цветом и полевошпат-кварцевым составом в основании толщи силурийских пород. Кроме того, нам встречались глыбы литифицированных песчаников основания силура с щебнистыми обломками, сопоставимыми с вышеописанными ветрогранниками.

Учитывая мощность дезинтегрированных и литифицированных отложений в основании силура, общая мощность терригенных базальных пород может достигать 20-ти и более метров. И это при том, что всего в километре на юго-восток, в средней части месторождения их мощность составляет всего

0,7 и не более 1 м. Такое резкое изменение мощности отложений силура, в том числе увеличение мощности продуктивных отложений, должно иметь свое объяснение. Для этого обратимся к более подробному описанию геологического строения северо-западной части месторождения Южная Рассольная.

4.4. Геологическое строение силурийского коллектора алмазов

Силурийские отложения находятся в обрамлении Колчимской и Тулым-парминской антиклиналей (рис. 1.4.2). Терригенные отложения в основании силура фациально разнородны, мощность их уменьшается с северо-запада на юго-восток. В этом же направлении происходит смена континентальных фаций на прибрежно- и мелководно-морские. Последние описаны в районе р. Полуденный Колчим (Ишков и др., 1967ф).

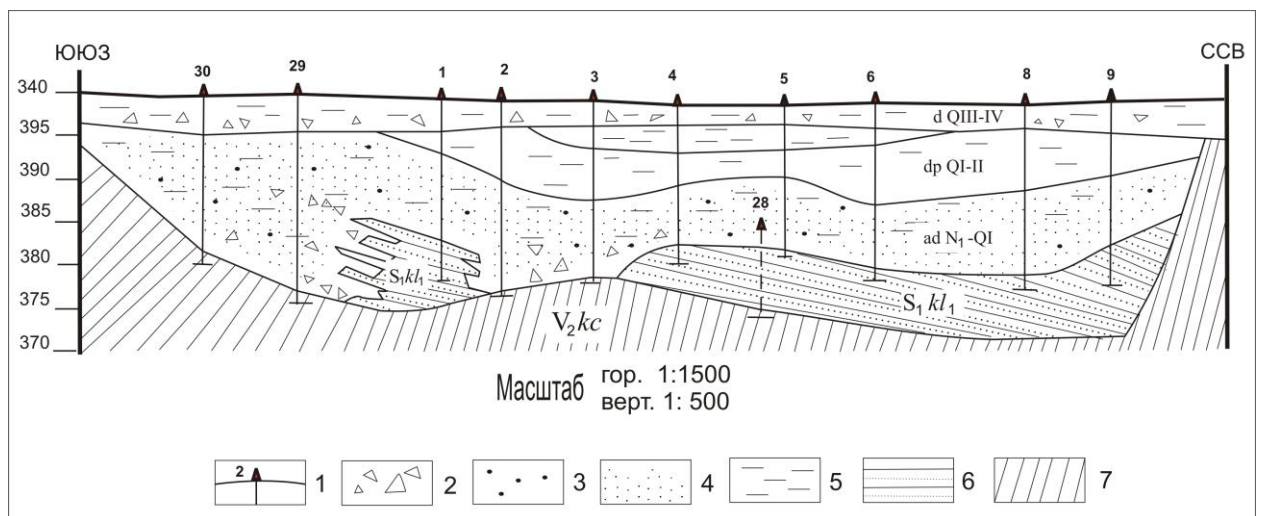


Рис. 4.4.1. Геологический разрез северо-западной части месторождения Южная Рассольная. Условные обозначения к разрезу: 1. Скважина и ее номер; 2. Щебень и брекчия; 3. Гравий; 4. Песок и дезинтегрированный песчаник; 5. Глина и глинизированный песчаник; 6. Песчаник литифицированный; 7. Терригенные породы кочешорской свиты верхнего венда

Базальные отложения силура Рассольнинской депрессии достаточно узкой полосой выходят на поверхность в северо-восточной части Колчимской антиклинали во фронте Колчимского надвига. В северо-западных блоках ме-

сторождения Южная Рассольная они образуют раздвиг и увеличиваются по мощности. Для рассмотрения строения базальных отложений силура нами по материалам буровых работ геологической службы ЗАО "Уралалмаз" построен геологический разрез через центральную часть блока XI между разведочными линиями 55 и 7. Надо сказать, что буровой профиль по разным причинам прошел не совсем строго в крест простирания пород, то есть в северо-восточных румбах, и протягивается почти меридионально: с северо-северо-востока на юго-юго-запад (рис. 4.4.1), что увеличивает контрастность древнего рельефа на контакте силурийских и верхнепротерозойских пород.

Ниже приводится литологическая характеристика трех толщ базальных отложений силура в северо-западных блоках месторождения Южная Рассольная (Пактовский, 2021). Описание ведется сверху вниз. Двум верхним толщам частично дезинтегрированных отложений силура присвоены возрастные индексы неогеновых (adN_1-QI) и четвертичных отложений ($dpQI-II$), фиксирующих этапы дезинтеграции выведенной на поверхность толщи, как это было принято у предшественников.

Толща 1 ($dpQI-II$). Еще в начале отработки силурийского объекта была замечена разнородность этих отложений, подчеркнутая цветом и структурно-текстурными признаками. Под трехметровым в среднем слоем делювиальных глин ($dpQIII-VI$) залегала голубовато-серая толща выветрелых глинизированных алевролитов с обилием щебня и глыб голубовато-серых мелкозернистых кварцевых мелкослоистых плитчатых песчаников, особенно в средней и нижней части толщи 1. В неизменённом виде песчаники имели светло-серый цвет, обычный для мономиктовых кварцевых песчаников нижнего-среднего палеозоя региона. Кровля толщи 1, вскрытая в северо-западной стенке карьера, трассирует поверхность пологого надвига северо-восточной экспозиции (рис. 4.4.2). Мощность толщи от 1 м до 8 м; на отдельных участках толща отсутствует и по латерали переходит в нижележащие слои. Вся толща сохраняет реликты слоистости и трещин отдельности слоев песчаников, сохранившихся фрагментарно. Элементы залегания толщи 1 совпадают с элементами

залегания нижележащих толщ 2 и 3. Сохранившиеся структурные признаки позволяют считать ее структурной корой выветривания или элювиальными образованиями по терригенным породам основания колчимской свиты (др QI–II), как это считал и В.А. Ветчанинов (1968ф). Длительное пребывание на вершине водораздела сохранило толщу 1 от полного уничтожения, однако следы размыва усматриваются в ложковом врезе, отмеченном нами при построении геологического разреза (рис. 4.4.1.). Ложок имеет юго-восточную ориентировку, то есть направлен к верховьям р. Ефимовки. Ложковые отложения представлены серой алевроитистой глиной с включениями крупного щебня, дресвы, а также угловатоокатанной гальки светло-серого кварцевого песчаника.



Рис. 4.4.2. Толща 1. Фронтальная часть пологого надвига северо-восточной экспозиции. Месторождение Южная Рассольная

По этим данным можно полагать, что часть материала толщи 1, включая полезный компонент, поступала на нижние гипсометрические уровни и в долину р. Ефимовки, питая таким образом центральную часть месторождения Южная Рассольная.

Геологическое эксплуатационное крупнообъемное опробование установило изменчивую алмазность толщи 1: от 0 мг/м³ до 99,5 мг/м³ по ряду-

вымпробам (табл. 4.3.1). Практически вся эта толща была снята при отработке и не сохранилась в естественном залегании.

Толща 2 (adN₁–QI). Ниже толщи 1 залегает контрастная по цвету и структуре желто-коричневая толща выветрелых и глинизированных песчаников с обилием щебня и глыб желтовато-серых гравийных и разномерных (от мелкозернистых до крупнозернистых) песчаников. Слоистая текстура толщи подчеркнута разными оттенками желтого, коричневого, красного цветов, говорящих об интенсивном ее ожелезнении в окислительных условиях. Причем, с глубиной влияние этого процесса усиливается и приводит к образованию достаточно крупных лимонитовых стяжений и конкреций, особенно на контакте с нижележащей толщей литифицированных кварцевых песчаников (толща 3). Как и толща 1, толща 2 сохраняет реликты слоистости и трещин отдельности, хорошо проявленные в прослоях мелкослоистых плитчатых светло-серых песчаников, из-за контрастности цвета и степени литификации кажущихся линзовидными, что также позволяет ее считать структурной корой выветривания или элювиальными образованиями по терригенным породам основания колчимской свиты.

В целом толща 2 весьма неоднородна по структурам пород и их составу. В ней можно выделить слои и прослои алевролитов, песчаников, гравийных песчаников, гравелитов, брекчий как дезинтегрированных, в разной степени глинизированных, так и литифицированных. Породы несут следы смятия, чешуй надвигания, будинирования и разрыва пластов. Наиболее устойчивыми к дезинтеграции и к тектоническому давлению во фронте надвига являются кварцевые песчаники на кварцевом цементе без регенерации последнего.

«Запечатывание» толщи 2 на вершине водораздела после вывода силурийских пород на поверхность позволяет поставить вопрос о генетических условиях накопления осадка. В этом отношении весьма примечательно присутствие хорошо окатанного галечного материала на границах некоторых слоев. Характер распределения грубообломочного материала мы назвали рассеянным по поверхности напластования. Он представлен гравийными

зернами кварца, прослоями гравелитов и разнозернистых песчаников с мелкой галькой кварца; отдельными валунами кварцевого песчаника (до 20 см по длинной оси), уплощенными и хорошо окатанными, обломками сцементированных гравелитов с галькой кварца, песчаников и кварцитов. Характерен обнаруженный нами крупный плитчатый обломок (21x17x5 см) мелкозернистого светло-серого кварцевого песчаника с тонкой слоистостью, на поверхности напластования которого наблюдаются хаотично расположенные гравийные зерна и гальки кварца, кварцевых песчаников и кварцитопесчаников, идеально и хорошо окатанных, то есть обычного материала древних толщ, подвергшихся размыву и достаточно дальнему переносу (рис. 4.4.3).



Рис. 4.4.3. Рассеянный по поверхности напластования грубообломочный материал в толще 2. Месторождение Южная Рассольная

Необходимо отметить, что крупные гальки вдавлены в тонкие слойки мелкозернистого песчаника и не образуют отдельного слоя, но рассеяны на поверхности напластования последнего, что говорит о кратковременном, но резком изменении режима водного потока, в котором формировался данный осадок. Совместная седиментация мелкозернистого и грубозернистого материала свидетельствует об изменении режима осадконакопления. Этому вопросу мы посвятили отдельную статью (Пактовский, 2017). Наш вывод состоял в том, что рассеянный по поверхности напластования и в тонких слоях грубозернистый материал является характерной особенностью литологического состава терригенной толщи в основании силура. Второй вывод основывался на первом: неравномерное распределение грубообломочного материала позволяет предположить струйчатый характер распределения алмазов в тол-

ще на разных горизонтах. Третий вывод суммировал первые два и постулировал отмеченную нами особенность в качестве поискового признака для подобных алмазоносных объектов, особенно при резком дефиците парагенетических спутников алмаза, обычном для ископаемых россыпей (Владимиров и др., 1989).

Хорошо выраженных по мощности слоев галечных конгломератов, как, например, в базальных отложениях такатинской свиты, в терригенных отложениях колчимской свиты мы не встречали, однако галечные скопления на поверхности напластования и отдельные, в том числе и крупные, хорошо окатанные гальки находили неоднократно. В разрезе они зачастую скрыты, «невидимы», бурение может легко пройти мимо этих слоев, но при крупнообъемном опробовании, когда обломки с галечным материалом или сами гальки буквально выкатываются под ноги, не заметить их не возможно. Именно эта особенность, по нашему мнению, определяет алмазоносность тех или иных слоев и прослоев толщи 2.

Геологическое эксплуатационное крупнообъемное опробование установило высокую алмазоносность толщи 2: от 28,4 мг/м³ до 161,7 мг/м³ по рядовым пробам (табл. 4.3.2). Мощность толщи от 2 м до 12 м, за счет неровности кровли толщи 3. Толща 2 в значительной степени выработана, вертикальные некогда стенки карьера приняли естественный откос 45° за счет оплыва вышележащих отложений и «торфов».

Толща 3 (S_1kl_1). Представлена песчаниками кварцевыми светло-серыми с желтоватым и желтовато-зеленоватым оттенком, в основном, мелкозернистыми, с примесью средне-крупнозернистых и мелкогравийных кварцевых зерен, мелкослоистые, с мощностью слоев 0,15–0,3 м. Песчаники крепкие, скальные, на кварцевом цементе с примесью гидрослюда, придающей им характерный легко узнаваемый оттенок. Эти песчаники, являющиеся литологическим маркером на месторождении Южная Рассольная благодаря своей латеральной выдержанности, уже упоминались нами при описании геологического разреза в средней части месторождения (раздел 3.3). Однако здесь их

мощность резко возрастает до 5,0 м. Как и всюду на месторождении, кровля толщи 3 послужила естественным «плотиком» россыпи, возможно, и ложным, поскольку дробление и опробование ее никогда и никем не производилось.

По всей видимости, толща 3 не представляет собой единого массива пород, она разбита на блоки, разделенные между собой провалами и трещинами. Например, на препарированной поверхности кровли песчаников толщи 3 в средней части месторождения нами отмечена своеобразная мелкая складка волочения во фронтальной части надвига. В этом мы усматриваем последствия жесткого стыка терригенных пород как силура, так и верхнего протерозоя. Такое коробление литифицированной толщи пород приводит к усложнению рельефа поверхности кровли и при достаточно интенсивном продолжении процесса может приводить к расколам и разломам толщи, а также к образованию естественных углублений-ловушек для полезного компонента. О надвиговой природе этого тектонического процесса напоминают зеркала скольжения, отмеченные нами на поверхности напластования слоев силурийских песчаников.

Элементы залегания толщи 3 на всем протяжении в юго-западной части месторождения близки, отмечается только некоторое варьирование угла падения пород, что неудивительно, учитывая их коробление. В северо-западных блоках месторождения мы произвели несколько замеров в днище карьера, то есть в кровле толщи 3. В северной части блока XI, на разведочной линии 55: азимут падения 50° , угол 6° ; в 200 м юго-восточнее, на буровом профиле ЗАО «Уралалмаз»: азимут падения 50° , угол 12° .

С резким угловым и стратиграфическим несогласием толща 3 базальных отложений силура залегает на породах кочешорской свиты венда ($V_2k\check{c}$), представленных тонким переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников характерного вишневого цвета.

Крупнообъемное опробование на алмазы литифицированных пород толщи 3 никогда не проводилось по технологическим причинам, связанным с

необходимостью дробления скальных пород, поэтому прямых данных об ее алмазоносности на настоящий момент не имеется. Однако, необходимо отметить, что именно здесь нами также были найдены ветрогранники.

Литологическое изучение вышеописанного разреза проводилось нами в 2015–2019 гг. с целью установления критериев алмазоносности продуктивной толщи силура. Предварительно необходимо сказать, что толщи 1 и 2 (рис. 4.4.1) представляли собой парадоксальное противоречие принципу гидравлической эквивалентности (Осовецкий, 1974, 1986). Гранулометрические анализы, выполненные нами послойно, показывали полное несоответствие гранулометрии осадка (табл. 4.4.1) и алмазов (табл. 4.3.1).

Таблица 4.4.1

Гранулометрический состав литологических проб (%). Толща 1

№ лит. пробы	Масса навески исх., г	Масса навески конечная, г	Гранулометрические классы, %						Итого, %
			2,0–1,0	1–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,01	–0,01	
3	293,52	147,20	2,98	11,65	16,95	16,06	2,50	49,86	100,00
4	261,23	54,46	1,00	3,09	6,31	6,93	3,50	79,17	100,00
5	291,89	141,12	15,15	5,54	9,63	12,11	5,88	51,69	100,00
6	310,00	142,36	17,17	4,56	8,95	9,38	5,85	54,09	100,00
7	320,00	242,65	5,01	10,37	23,69	24,08	12,67	24,18	100,00

До тех пор, пока не удалось разобраться в особенностях распределения крупнообломочного галечного материала в тонких прослоях и на поверхностях напластования слоев отложений силура, это противоречие казалось неразрешимым. С точки зрения палеогеографии такого рода осадки формируются в континентальных условиях достаточно мелкими и временными водотоками, селевыми потоками, которые размывают ранее отложенный материал и приносят новый. Разветвленная сеть плохо выработанных русел придает переносимому материалу рассеянный характер. Только благодаря тому, что мощность этих континентальных отложений относительно невелика, в терригенной толще могут образовываться достаточно высокие концентрации полезного компонента там, где осуществляется постоянная их подпитка от

первоисточника (Шило, 2004). Там, где этого первоисточника нет или он расположен далеко, подобные отложения будут лишены продуктивности. Таким образом, сделанный выше вывод стал гранулометрическим критерием для характеристики литологического состава терригенной толщи в основании силура, предопределяющий наличие первоисточника алмазов в относительной близости (включая и их поступление из более древних промежуточных коллекторов) и струйчатое распределение алмазов. В таком случае появление даже редкого галечного материала в мелкозернистой толще может являться поисковым признаком для алмазоносных отложений. С точки зрения истории поисковых работ на алмазы на Урале можно добавить, что этим поисковым признаком широко пользовались как геологи, так и производственники, и он достаточно устойчиво доказывал свою эффективность. Однако, как нам представляется, этим поисковым признаком следует пользоваться осознанно, на основании литологического опробования, в том числе крупно-объемного опробования и, в частности, дробного гранулометрического анализа (Осовецкий, 2021). В этом случае возможно приблизиться к идеальному сочетанию научного подхода и производственной эффективности, дающих наиболее оптимальный результат.

Минералогические критерии, как известно, играют важную роль при поиске первоисточников алмазов и россыпей ближнего сноса. Однако при поиске остаточных россыпей в промежуточных коллекторах, докембрийских и раннего-среднего палеозоя, выработка минералогических критериев и поисковых признаков значительно затруднена. Мы в наших исследованиях ориентировались, прежде всего, на понятие «минералогический рубеж», разработанный проф. Б.М. Осовецким (2004). На исследуемой территории в интересующий нас временной отрезок мы ставили целью соотнести силурийский эмерсивный рубеж с минералогическим рубежом на границе позднего протерозоя и раннего палеозоя. Иными словами, не определение прямых минералогических признаков алмазоносности тех или иных отложений (индикаторных минералов-спутников кимберлитов и т.п.; Афанасьев и др., 2010), что в

древних остаточных россыпях на практике очень сложно, но характеристику отложений промежуточных коллекторов по ассоциациям шлиховых минералов, как и отличие докембрийских и палеозойских пород, что в некоторых случаях имеет принципиальное значение (табл. 4.4.2).

Таблица 4.4.2

Сводная таблица литологического опробования силурийского промежуточного коллектора

Свита / подсви- та	Толща	Общая мощ- ность, м	Опробо- ванная мощность, м	Малообъем- ная проба, 100–500 л	Литологиче- ская проба, 0,5– 1,0 кг	Шлихо- вая проба, 20 л
S_1kl_1	1	до 4	3		3	
					4	
					5	
					6	
					7	
	2, верхн. часть	до 6	0,5	M11	37	
			не опробовано			
			0,2	M10	36	
	2, нижн. часть	0,5–8,0	не опробовано			
			0,4	M5	32-1	
			0,8	M8		
				M9	35	
			не опробовано			
			0,4		31	
			0,5	M12	1	
			0,2		39, 40	115
	3	0,0–4,0	0,3		32, 91, 88	
Кора выветрива- ния		0,0–0,3	0,3	M6	33	113
V_2kc_2			0,5		38	

В каждом конкретном случае можно охарактеризовать отложения палеозойских промежуточных коллекторов по ассоциациям шлиховых минералов с тем, чтобы различить разновозрастные немые палеозойские, а также докембрийские отложения. При поисковых работах на алмазы важнейшее значение имеет крупность индикаторных минералов, поэтому в первую очередь просматриваются крупные гранулометрические классы. В нашем исследовании мы просматривали и анализировали все гранулометрические классы тяжелой

фракции проб и пришли к выводу, что наиболее информативным с точки зрения определения минеральной ассоциации является класс 0,25–0,1 мм.

Главные выводы наших минералогических исследований, касающихся изученных разрезов, можно выразить следующим образом.

Таблица 4.4.3

Минеральный состав тяжелой фракции литологических проб (%).

Толща 1. Гранулометрический класс 0,25–0,1 мм

№ п/п	№ пробы	3	4	5	6	7
1	Турмалин	16,1	19,2	9,6	24,1	17,1
2	Лейкоксен	54,7	57,4	49,3	42,0	50,8
3	Циркон	17,5	16,6	16,9	22,9	10,4
4	Хромит	0,7	-	0,4	0,2	0,5
5	Ильменит	1,5	0,3	0,7	0,2	0,3
6	Магнетит	-	1,2	0,7	0,2	0,5
7	Рутил	1,5	0,9	6,6	1,7	1,1
8	Анатаз	2,2	0,6	3,7	3,2	8,0
9	Брукит	-	-	-	0,2	1,1
10	Дистен	3,6	0,9	2,9	2,0	7,2
11	Ставролит	1,5	-	0,7	0,5	1,1
12	Эпидот	-	0,3	6,6	1,0	0,8
13	Обыкновенная роговая обманка	-	2,1	0,7	0,2	0,3
14	Мусковит	-	0,6	0,4	-	-
15	Альмандин	0,7	-	0,7	1,5	0,8
СУММА:		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Таблица 4.4.4

Доля аллотигенной и аутигенной частей тяжелой фракции литологических проб, %. Гранулометрический класс 0,25–0,1 мм

№ пробы	32	33	35	36	37	40
Аллотигенные минералы, %	1,9	0,8	89,7	61,1	86,0	9,8
Аутигенные минералы, %	98,1	99,2	10,3	38,9	14,0	90,2
Всего	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

1. Минеральная ассоциация тяжелой фракции литологических проб толщи 1 представлена триадой исключительно устойчивых к выветриванию аллотигенных минералов: турмалин, лейкоксен, циркон(табл. 4.4.3). Прева-

лирует лейкоксен, указывающий на высокую степень лейкоксенизации титансодержащих минералов.

Подавляющая часть тяжелой фракции проб представлена аутигенным гидрогётитом (более 90%), индикатором экзогенного выветривания, приведшего к значительной дезинтеграции отложений толщи 1.

При большом содержании аутигенных компонентов (в основном, гидрогетита) в типовую схему пробоподготовки (Пактовский, 2016а) включалось кипячение тяжелой фракции в соляной кислоте.

2. В минеральной ассоциации тяжелой фракции литологических проб толщи 2 соотношение аллотигенных и аутигенных компонентов меняется в пользу первых (табл. 4.4.4). На практике это обозначает меньшую дезинтеграцию пород.

Минеральная ассоциация тяжелой фракции литологических проб толщи 2 представлена исключительно устойчивыми к выветриванию аллотигенными минералами: турмалин, лейкоксен, циркон, рутил (табл. 4.4.5). При этом, с уменьшением количества лейкоксена увеличивается содержание рутила и других титанистых минералов.

Таблица 4.4.5

Минеральный состав тяжелой фракции литологических проб (%).

Толща 2. Гранулометрический класс 0,25–0,1 мм

№ п/п	Минерал	32	33	35	36	37	40
6	Турмалин	21,1	8,3	17,1	12,1	12,5	39,2
2	Лейкоксен	18,3	12,5	41,6	29,6	48,8	27,4
1	Циркон	46,5	54,2	29,8	48,7	31,6	23,5
3	Рутил	8,5	12,5	2,2	3,9	1,7	2,0
4	Анатаз	1,4	8,3	8,5	4,4	5,4	5,9
5	Брукит	-	4,2	0,2	-	-	-
7	Гранат	-	-	0,2	-	-	-
8	Хромит	1,4	-	-	1,3	-	2,0
9	Ильменит	1,4	-	0,2	-	-	-
10	Хлорит	1,4	-	0,2	-	-	-
	Итого	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Весьма информативным методом исследования является рентгеноструктурный анализ (РСА) пелитовой части проб, в первую очередь, для характеристики палеогеографических условий образования осадка, как это было показано нами в подглаве 4.1. По данным рентгенофазового анализа, глинистая фракция, в основном, состоит из слюды (гидро-слюды) – 22–74% , кварца – 7–64%, гётита – до 28%. Реже встречаются калиевые полевые шпаты – до 12%, рутил – до 3% и каолинит – до 17% (табл. 4.4.6).

Достаточно высокое содержание гидрослюд придает терригенным породам в основании силура характерный серый цвет со светлыми оттенками зеленоватого, желтоватого и голубоватого. На фоне других пород (докембрия и палеозоя) цвет их может играть роль поискового признака.

Таблица 4.4.6

Минеральный состав пелитовой фракции проб, % (Исаева и др., 2017)

№ пробы	Кварц	Слюда (гидро-слюда)	Гетит	Смектит	КПШ	Рутил	Анализ	Каолинит	Сумма
37	33	38	8	следы	-	2	2	17	100
36	13	73	3	-	6	-	1	4	100
40	44	40	12	-	-	3	1	-	100
35	64	22	-	следы	-	3	2	9	100
32	10	63	11	-	10	-	-	6	100
33	8	64	28	-	-	-	-	-	100
30	13	51	14	-	12	-	-	10	100
29	7	55	19	-	10	-	-	9	100

Несомненно, с поисковой точки зрения оптимальным является малообъемное (от 50 л до 1 м³) опробование рыхлых и частично дезинтегрированных отложений, однако для такого вида опробования необходимо специальное оборудование. В течение нескольких летних сезонов мы со студентами геологического факультета отобрали около двух десятков проб на разных объектах исследуемой территории. Минералогический состав таких проб несравненно более представительен, но, как и у шлихового метода, у малообъемного вида опробования есть существенные недочеты (Осовецкий, 2009). В первую очередь, это смыв на винтовом сепараторе значительной части уплощенных и

чешуйчатых минералов тяжелой фракции, а также минералов с пограничным значением плотности (2,9–3,1 г/м³). Все эти недостатки красноречиво отражает наша сводная таблица малообъемного опробования в северо-западной части месторождения Южная Рассольная (табл. 4.4.7).

Таблица 4.4.7

Минеральный состав тяжелой фракции малообъемных проб, %.

Толщи 1 и 2. Гранулометрический класс 0,25–0,1 мм

№ п/п	Минерал	Толща 1	Толща 2, верх. часть		Толща 2, нижн. часть			
		М11	М8	М10	М5	М6	М9	М12
1	Турмалин	4,3	4,2	4,3	9,6	11,2	5,4	4,5
2	Лейкоксен	3,5	2,5	3,5	2,9	7,2	3,1	8,3
3	Циркон	85,8	84,5	85,8	79,1	30,3	84,2	80,4
4	Хромит	0,2	2,1	0,2	2,0	38,2	1,7	1,2
5	Ильменит	-	-	-	0,6	5,9	-	0,9
6	Рутил	3,1	5,5	3,1	3,7	2,0	4,2	1,9
7	Анализ	3,0	1,3	3,0	1,8	3,9	1,1	2,1
8	Дистен	-	-	-	-	0,7	-	-
9	Ставролит	-	-	-	-	-	-	0,2
10	Андалузит	-	-	-	-	-	0,3	-
11	Эпидот	-	-	-	-	-	-	0,2
12	Гранат	-	-	-	0,2	0,7	-	-
13	Флоренсит	-	-	-	-	-	-	0,2
Сумма		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Таблица 4.4.8

Минеральный состав тяжелой фракции протоочных проб, %.

Толща 3. Гранулометрический класс 0,25–0,1 мм

№ п/п	Минерал	91	88
1	Турмалин	13,7	8,6
2	Лейкоксен	13,7	6,9
3	Циркон	66,5	80,8
4	Рутил	0,5	1,2
5	Анализ	3,6	1,7
6	Брукит	0,0	0,2
7	Хромшпинелиды	0,0	0,2
8	Ильменит	2,0	0,5
Итого		100,0	100,0

Так, ведущим минералом минеральной ассоциации становится циркон. Тем не менее, ассоциация устойчивых минералов, и в первую очередь турмалина, лейкоксена и циркона, сохраняется.

3. Наконец, необходимо сказать о минеральной ассоциации тяжелой фракции литологических проб толщи 3. Из полутора десятков образцов литифицированного слоя в основании силура мы отобрали два наиболее характерных, представляющих собой песчаник зеленовато-серый, желто-зеленый гравийный. Первый образец (91) взят из кровли слоя, второй (88) – из этого же слоя, на 20 см глубже (табл. 4.4.8).

Пробоподготовка протолочных проб проведена по схеме обработки литологических проб (Пактовский, 2016). Примечательно, что в тяжелой фракции проб преобладает циркон, причем циркон отмечен и в протолочках проб литифицированных пород основания силура в центральной части месторождения Южная Рассольная.

В целом, в изучаемом разрезе цирконовая ассоциация характерна для литифицированных и наименее измененных экзогенными процессами пород.

Химический состав пород силурийского разреза в северо-западной части месторождения Южная Рассольная приведен в таблице 4.4.9. Обращает на себя внимание тот факт, что всё это – типично осадочные породы с существенным преобладанием кремнезема и глинозема. Оксид магния, указывающий на присутствие железо-магнезиальных феррических минералов, не зафиксирован. По появлению в составе пород оксида фосфора мы сделали вывод о наличии в разрезе (во фронтальной части надвига) глинистых кор выветривания. Увеличение количества химических анализов горных пород силура позволит прийти к более точным статистическим выводам.

Литологические особенности терригенных пород в основании силура на изучаемой территории мы объясняем различием палеогеографических условий образования осадков этих отложений (в континентальных и прибрежно-морских обстановках), а также протяженностью времени их формирования как в геологическом прошлом, так и в геологической современности. При-

чем, по степени экзогенных изменений, не в абсолютных значениях, но в относительных, эти отложения возможно сопоставить друг с другом в немых геологических разрезах и провести аналогии, особенно важные в начале поисковых и разведочных работ, поскольку оперативное сочетание структурно-геологических и литологических критериев может привести к пониманию важных особенностей геологического строения исследуемых объектов и уточнить методику их изучения и опробования.

Таблица 4.4.9

Химический состав* пород силурийского разреза (табл. 4.4.2) по данным рентгенофлуоресцентного анализа, мас. %.

Толща	1	2				3					**КВ	
№ пробы	37	36	39	35	31	88-1	88-2	91-1	91-2	32	32-1	33
SiO ₂	93,95	94,86	89,75	95,15	93,06	92,45	94,10	94,80	94,23	92,86	87,43	88,93
Al ₂ O ₃	3,85	3,72	3,92	3,51	4,83	4,20	3,77	3,76	3,99	4,45	3,87	3,82
Fe ₂ O ₃	0,72	0,41	4,54	0,23	0,59	1,31	1,08	0,54	0,63	1,53	5,89	4,88
MnO	0,01	0,01	0,05	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,17
CaO	0,16	0,15	0,14	0,15	0,13	0,20	0,12	0,13	0,13	0,13	0,18	0,18
TiO ₂	0,28	0,11	0,17	0,27	0,09	0,26	0,05	0,06	0,08	0,08	0,30	0,29
Na ₂ O	0,18	0,19	0,19	0,18	0,18	0,19	0,17	0,17	0,18	0,18	0,18	0,20
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,43	0,24	0,00	0,00	0,09	0,15	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	0,06
П.п.п.	0,73	0,45	1,17	0,32	0,61	0,94	0,63	0,46	0,60	0,56	1,49	1,27
Сумма	99,88	99,90	99,93	99,84	99,93	99,82	99,92	99,92	99,93	99,93	99,87	99,80
***ГМ	0,05	0,04	0,10	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,07	0,12	0,10
ФМ	0,01	0,004	0,05	0,003	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,07	0,06
АМ	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04
ТМ	0,07	0,03	0,04	0,08	0,02	0,06	0,01	0,02	0,02	0,02	0,08	0,08
ЖМ	0,18	0,11	1,12	0,07	0,12	0,30	0,28	0,14	0,15	0,34	1,42	1,23
НКМ	0,05	0,05	0,05	0,05	0,13	0,10	0,05	0,05	0,07	0,07	0,05	0,05
ЩМ	0,00	0,00	0,00	0,00	0,42	0,79	0,00	0,00	2,00	1,19	0,00	0,00

* Автором использована методика определения литохимических модулей по: Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис, 2000.

**КВ – коры выветривания.

***ГМ – петрохимические модули, сиаллитовый стандарт (Юдович, Кетрис, 2000).

ГМ – гидролизатный модуль; ФМ – фемический; АМ – алюмокремниевый; ТМ – титановый; ЖМ – железистый; НКМ – нормированной щелочности; ЩМ – щелочной.

Кроме того, из всего вышесказанного о геологическом строении месторождения Южная Рассольная нам представляется весьма показательным, что

алмазоносность месторождения определяется базальными терригенными отложениями силура.

В завершении описания геологического строения силурийского коллектора на месторождении Южная Рассольная необходимо отметить еще одну его особенность. Между отложениями силура и венда по скважинам 28 и 4 (рис. 4.4.1) отмечается зона интенсивного дробления, представленная литифицированными брекчиями, мощностью до 3,0 м. Обломки пород кочешорской свиты гематитизированы. Характерно, что зона дробления приурочена к выступу верхнепротерозойских пород и расположена на склоне положительной формы древнего рельефа. Брекчии в основании толщи 3 до сих пор почти не изучены и представляют несомненный интерес как научный, так и практический.

В целом морфология геологического тела, сложенного терригенными породами нижней подсвиты силура, весьма любопытна. Это тело как будто вложено в отрицательную форму рельефа древнего фундамента, что вызывает вопрос о причине его возникновения.

Учитывая факт нахождения ветрогранников в основании толщи 3 на всей площади ее распространения, можно сделать предположение об эоловой природе происхождения этой формы древнего рельефа. И, следовательно, о возможности формирования эолового типа алмазных россыпей на территории Южного Притиманья.

4.5. Модель образования остаточных россыпей эолового типа

С практической точки зрения, несомненно, важным является открытие нового промышленного алмазоносного объекта на территории Южного Притиманья в Пермском крае. С научной точки зрения, важно, что алмазоносность этого объекта связана с эмерсивным рубежом, который мы назвали силурийским.

В разделе 4.1 на примере ветрогранников, индикаторных образованиях каменистых пустынь, впервые обнаруженных на территории Южного При- тиманья в средней части месторождения Южная Рассольная, мы показали, что терригенные отложения в основании силура унаследовали продукты обломочной коры выветривания предыдущих эпох. По сходной схеме осуществляется и историческая преемственность россыпей (Сигов, 1965).

Ветрогранники, материальные свидетельства собственно эмерсивной фазы в геологической истории, дают и расширяют возможности ландшафтной и климатической реконструкции суши древнего континента, а также уточняют условия сохранения и распределения некоторых видов полезных ископаемых, связанных исключительно с экзогенными условиями рудообразования и корой древних кратонов (Шуб, 1988).

Как показали еще в начале XX-го века исследования пустыни Намиб в юго-западной Африке, долговременные ветры пустынь в отсутствие высоких гор и растительности способны создавать своеобразный «корразионный ландшафт», например, в провинции Нумаланд (рис. 4.5). Возможно, примерно так сурово выглядело побережье кратона Балтика на силурийском эмерсивном рубеже.

Отрицательные формы рельефа древней континентальной поверхности (котловины выдувания с отвесными и высокими стенками) сопровождаются щебнистыми осыпями на склонах и на дне котловин. Этот щебень, обрабатываемый тонкими частицами в процессе корразии, и образует вентифакты – ветрогранники. Сходный процесс описывали в пустынях Центральной Азии Д.И. Мушкетов (1926) и В.А. Обручев (1961).

Любопытно, что геологическая деятельность ветра имеет общую физическую основу не только для пустынь Земли, но, по-видимому, и для других планет, например, Марса. Американские исследователи находят много общего между вентифактами марсианских пустынь и пустынь Аризоны (Greeley et al., 2002; Laity, Bridges, 2009), когда описывают процесс образования ветрогранников под воздействием ветра. И кстати, уже на первых фотографиях по-

верхности Марса, сделанных марсоходом Perseverance в марте 2021 г., представлены вполне узнаваемые образцы ветрогранников. Есть мнение, что это те самые «острые камни», которые повреждали ходовую часть предыдущих марсоходов. Так, знание о, казалось бы, сугубо земных образованиях актуализировалось при изучении других планет земной группы.

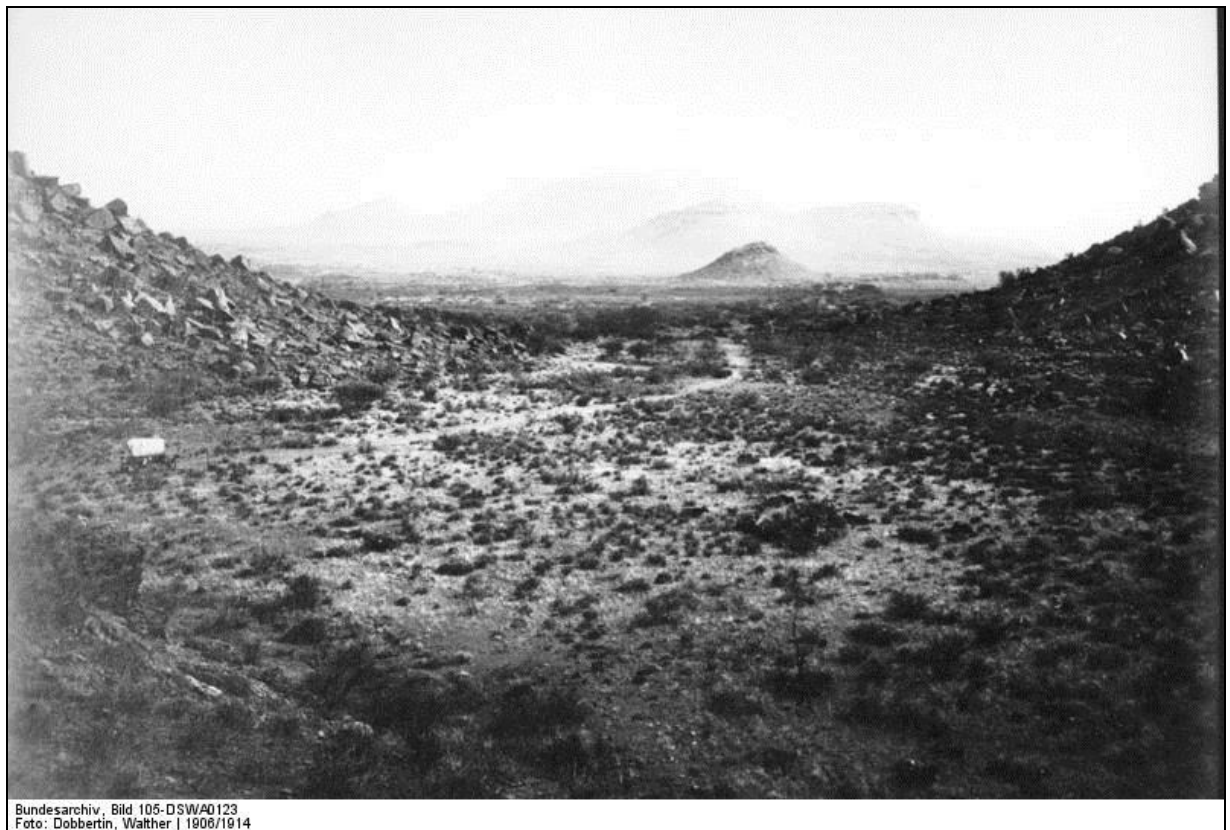


Рис. 4.5. Корразионный ландшафт. Котловина выдувания. Нумаланд, Намибия. Foto: Dobbertin, Walther (https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Bundesarchiv_Bild_105-DSWA0123,_Deutsch-S%C3%BCd-Westafrika,_Namaland.jpg. Foto 1906/1914)

С экзогенными условиями рудообразования и корой древних кратонов связаны россыпи, в том числе и древней россыпеносной формации (Шуб, 1991), фациальный спектр которой на Урале может оказаться шире. С этой точки зрения ряд исследователей (Кухаренко, 1961; Трофимов, 1980) вслед за Э. Кайзером (1926) рассматривали алмазные россыпи пустыни Намиб в юго-западной Африке в качестве классической модели образования россыпей эолового типа.

Однако ни отечественные, ни зарубежные исследователи никогда не относили уральские остаточные россыпи к эоловому типу, поскольку для этого не было оснований. В настоящее время они есть, по крайней мере, два в пользу возможности существования таких россыпей: 1) находки ветрогранников и 2) хорошая сортировка алмазов. О первом мы уже говорили достаточно подробно в разделе 4.1.

О сортировке алмазов интересные сведения появляются в научной литературе последнего времени. Известные данные по алмазоносности основания силура свидетельствует о значительной сортировке алмазов, обычной для уральских россыпей. Традиционно этот факт объясняется сортировкой в аллювиальной среде. Однако это могла быть и эоловая сортировка, когда вмещающие алмазы отложения полностью выдуваются ветром (Устинов и др., 2015). Причем, эоловая сортировка алмазов еще более совершенная, чем аллювиальная.

Общая модель уральской россыпной алмазоносности, которой мы придерживаемся, в целом, является традиционной и берет начало в трудах А.А. Кухаренко (1955, 1961). С тех пор уточняются только детали этой модели, с учетом того, что коренных источников алмазов на Урале до сих пор не обнаружено.

1). Первый этап. Внедрение алмазоносных кимберлитов, по нашему мнению, на рубеже среднего и верхнего рифея, около 1 млрд лет назад, когда начался распад суперконтинента Родиния.

2) Второй этап. Эрозия поверхности Русской плиты, ближний разнос алмазов, переход их в осадочные терригенные толщи верхнего рифея и венда.

3) Третий этап. После завершения тиманской (байкальской) складчатости выведенные на поверхность докембрийские осадочные толщи эродированы в раннепалеозойскую эмерсивную стадию и переходят в континентальные и частично в прибрежно-морские осадки кембрия и ордовика.

4) На силурийском эмерсивном рубеже происходит мобилизация осадочного материала и концентрация полезного компонента, заключенного в

нём, двумя мощными факторами экзогенного выветривания – эоловым и аллювиальным.

5) Четвертый этап (который не входит в тему нашей диссертации, но о котором не сказать невозможно). После завершения уральской (герцинской) складчатости выведенные на поверхность раннепалеозойские осадочные толщи частично эродируются и переходят в осадки мезо-кайнозойских и современных депрессий и рек вместе с полезным компонентом, заключенным в них.

В данной модели нам только хотелось бы подчеркнуть тот момент, что кимберлитовый магматизм на территории Южного Притиманья мог быть проявлен еще на рубеже среднего – верхнего рифея, когда началась деструкция суперконтинента Родиния, и что докембрийские промежуточные коллекторы могли образовываться в базальных терригенных отложениях уже с верхнего рифея (рассольнинская свита RF_{3rs2}) и нижнего венда (устычурчинская свита V_{1uch2}). Именно эти докембрийские промежуточные коллекторы могли питать промежуточные коллекторы нижнего палеозоя. Конечно, в настоящее время это только предположение и теоретическая предпосылка для дальнейших исследований.

Исходя из всего изложенного в главе 4 настоящего исследования, можно подвести некоторые итоги, связанные с установлением промышленно значимой алмазности силурийского промежуточного коллектора в Красновишерском алмазоносном районе Южного Притиманья. Необходимо сразу заметить, что не все вопросы в изучении литологии и в продуктивности нижней подсвиты колчимской свиты (S_{1kl1}) полностью решены. Эти исследования необходимо продолжить. Однако и то, что уже известно, представляет научный и практический интерес в геологии Южного Притиманья, позволяет постулировать модель остаточных алмазных россыпей эолового типа и дать предварительный прогноз алмазности на исследуемой территории, связанной с силурийским промежуточным коллектором. Остановимся на последнем постулате несколько подробнее.

Открытие в 2010 г. промышленной алмазности в основании силура в западных блоках месторождения Южная Рассольная (Пактовский, 2016) поставило вопрос о генетическом типе этой ископаемой россыпи (Подчасов и др., 2005). Поскольку базальный горизонт колчимской свиты лландовери (S_1kl_1) представлен континентальными фациями временных и небольших водотоков (Молчанова, Езерский, 2002), аллювиальный и делювиально-пролювиальный генезис отложений терригенного колчима представлялся достаточно очевидным. Допускался также прибрежно-морской генезис класто-генных отложений колчимской свиты, при условии существования эпохи предсилурийского кимберлитового магматизма (Зинчук и др., 2005). Однако, нигде в основании силура грубообломочных аллювиальных или прибрежно-морских фаций, представленных конгломератами или гравелитами, подобных таковым в промежуточном алмазоносном коллекторе такатинской свиты (D_1tk), до сих пор не обнаружено. Тем не менее, на разных уровнях отложений терригенной подсвиты колчимской свиты встречаются тонкие прослои, содержащие окатанный материал аллювиальной фации. В вертикальном разрезе они могут быть совершенно не выражены и не приметны. Другой их особенностью является то, что они входят в состав дезинтегрированной части разреза силурийских отложений, имеющих здесь значительно увеличенную мощность по сравнению со средней частью месторождения Южная Рассольная. Толща дезинтегрированных продуктивных песчаников с примесью грубообломочного материала по латерали фронта надвига в пределах месторождения всюду подстилается толщей крепких литифицированных мелкозернистых песчаников, образующих подобие ровной плиты с трещинами слоистости и отдельности. Элементы залегания дезинтегрированной и литифицированной толщ совпадают: аз. пад. СВ 40^0 , угол падения $3-5^0$. Отложения силура с резким угловым несогласием ложатся на терригенные породы кочешорской свиты верхнего венда ($V_2k\check{c}$). С востока на запад мощность литифицированных мелкозернистых песчаников увеличивается от 0,4 до 5,0 м, как увеличивается мощность и подстилающих их отложений на контакте с кочешор-

ской свитой: с 0,6 до 3,2 м. В средней части месторождения нами описан слой кварцитовидных гравелитов с зеркалами скольжения по напластованию мощностью около 0,6 м, в кровле своей содержащий тонкий прослой (0,1 м) гравийных песчаников, насыщенный угловатыми щебнистыми обломками кварцитопесчаников, которые мы определили как ветрогранники, эоловые многогранники, или вентифакты. Некоторые из них имеют классическую форму драйкантеров, пирамидальных трехгранников. В соответствии с морфологической классификацией (Карлов, 1951), нами установлены четыре из пяти морфологических групп, а именно: уплощенные одногранники, призматические двугранники, пирамидальные трех-четырёх- и многогранники, округленные ветрогранники, а также ряд разновидностей внутри каждой из групп. Часть ветрогранников наследуется вышележащей толщей литифицированных мелкозернистых песчаников. Такая особенность разреза предполагает наличие стратиграфического перерыва между слоями.

По комплексу литологических исследований пород разреза сделан вывод о нивальном климате эпохи образования осадка, когда физическое выветривание преобладало над химическим. Ландшафт территории Южного Притиманья на эмерсивном рубеже ордовика и силура представляется как холодная каменистая пустыня вблизи границы континента и моря. Главным агентом экзогенного выветривания являлся ветер. Устойчиво дующие долгое время в одном направлении ветры способствовали образованию ветрогранников. Их образование происходило в условиях сухой каменистой пустыни со слабо сформированными руслами временных потоков. В таких палеогеографических условиях наиболее вероятным генетическим типом россыпей мог стать эоловый. Две модели остаточных россыпей, характерных для каменистых пустынь, теоретически рассматривал А.А. Кухаренко (1961).

1) Образование эрозионно-дефляционных «ванн» (котловин выдувания). Такие ванны периодически заполнялись алмазоносным гравием, песком и щебнем, отложенными временными потоками, и также периодически углублялись дефляцией, в результате чего на склонах ванн образовывались щебне-

вые террасы (Кухаренко, 1961). Классическим примером современных остаточных россыпей каменистых пустынь являются алмазные россыпи пустыни Намиб в Юго-Западной Африке, характеризующейся исключительно сухим климатом и постоянно дующем в одном направлении сильным ветром. По наблюдениям Э. Кайзера, эоловой обработке подвергаются целые слои горных пород, в которых образуются долиноподобные борозды. Стенки этих бороздообразных долин всегда крутые, высотой до 15 м. Днища долин выполнены щебнем, поступающим с крутых склонов, и эоловым песком небольшой, до 20 см мощности. Э. Кайзер подчеркивает, что ветрогранники – это первично угловатые обломки, отшлифованные ветром. Одно ребро ветрогранников всегда перпендикулярно главному направлению ветра, но у некоторых из них, наиболее крупных, ребро направлено вкось к направлению ветра, что выражается на их поверхности отчетливыми бороздками. Встречаются также плоские обломки с одной отшлифованной гранью и ребром. Обломки неоднородные по составу дают неровную поверхность, на которой выступают более твердые зерна в более мягкой основной массе, что приводит к образованию бороздок, протягивающихся по всей их поверхности (Беетц, Кайзер, 1952). Как мы можем видеть, в этом описании ветрогранников заложен прообраз исчерпывающей классификации Н.Н. Карлова (1951), а сами описания ветрогранников вполне узнаваемы и коррелируют с морфологией описанных нами образцов. Образование ветрогранников Э. Кайзер связывал с процессом корразии, как и образование эрозионно-дефляционной «ванн». Районы с преобладанием корразионных форм рельефа Э. Кайзер назвал «корразионным ландшафтом». Корразия может иметь место только в местности, лишенной растительности, и при наличии одного господствующего направления ветра.

2) Вторая модель образования остаточных россыпей эолового типа связана с переработкой ветром пролювиальных наносов.

В этом случае индикаторным признаком является концентрация тяжелых минералов (золота, магнетита, шпинели, граната, корунда, ильменита,

циркона, турмалина и др.) перед препятствием, выступающем на поверхность перед фронтом дующего ветра. При этом происходит некоторая сортировка минералов по размерам в зависимости от характера препятствий на пути перемещаемого ветром материала (Кухаренко, 1961). Физический механизм образования остаточных эоловых россыпей второго типа напоминает процесс накопления тяжелых минералов в аллювиальных осадках благодаря эффекту шероховатости дна (Осовецкий, 1986), способствующему концентрации тяжелых минералов перед препятствием. Только в первом случае действующим агентом является ветер, а во втором – водный поток.

Итак, первая модель объясняет обогащение полезным компонентом материала щебневых террас, скатившегося со склонов на днища корразионных форм эолового рельефа, вторая – концентрации в остаточном щебне и вблизи препятствий (Кухаренко, 1961).

Тогда, литологическим индикатором при поиске остаточных россыпей будет являться не галечник (конгломерат), а щебень с ветрогранниками (брекчия). Следовательно, при проведении поисковых работ следует обращать внимание не только на галечный материал в составе изучаемых отложений как индикатор аллювиальных фаций, наиболее перспективных с точки зрения алмазности, но и на наличие ветрогранников – как индикаторов перерыва и возможного образования эоловых россыпей с алмазной минерализацией. Если до сих пор эоловый тип алмазных россыпей не изучался применительно к остаточным палеозойским россыпям Урала, то теперь для этого есть все основания. И здесь, на наш взгляд, просматривается новое перспективное направление в геологии и алмазности Тимано-Уральского региона, определяющее прогнозную модель нашего исследования и придающее ему практическое значение.

Итак, природный механизм, приводящий к образованию эоловых россыпей в определенных географических и геологических условиях, можно описать следующим образом. На континентальной суше ветры, постоянно дующие в одном направлении, создают в субстрате пород характерные формы

эолового рельефа – котловины выдувания. Они заполняются алмазоносным обломочным материалом. За счет дефляции происходит природное обогащение этого материала (Акулов, Агафонов, 2007; Шмаков, 2008). Котловины выдувания вытягиваются в направлении господствующих ветров (в нашем случае, предположительно, северо-западных румбов, в современных координатах). Всё это говорит о том, что палеогеографические обстановки раннего палеозоя в Южном Притиманье характеризовались аэральными условиями осадконакопления, при этом терригенные комплексы их вмещают алмазоносные россыпи, несомненно, ближнего сноса.

По простирацию «маркирующего слоя» силура (с описанными выше ветрогранниками в его основании) автор проследил распространение нижней подсвиты колчимской свиты (S_1kl_1) от средней части месторождения Южная Рассольная (где впервые были описаны ветрогранники) до его северо-западного фланга, где в 2010 году геологической службой ЗАО «Уралалмаз» была установлена промышленная алмазоносность силурийского промежуточного коллектора алмазов. После построения геологического разреза автор пришел к выводу, что в строении силурийского коллектора присутствуют геоморфологические признаки котловины выдувания: силурийская россыпь как бы «вложена» в отрицательную форму древнего рельефа (рис. 4.4.1). Эоловая форма данного образования подтверждается также находками ветрогранников в основании россыпи силурийского промежуточного коллектора (в керне разведочных скважин 4 и 28, рис. 4.4.1).

Полученные данные позволили сформулировать поисковые условия и признаки для разведки новых россыпей эолового типа в регионе, на которые раньше не обращали достаточного внимания.

1) наличие отрицательных форм в древнем рельефе (котловины выдувания), заполненные терригенными отложениями более молодого возраста; 2) находки в этих отложениях ветрогранников; 3) хорошая сортировка алмазов. Причем, первые два поисковых условия в алмазоносном районе являются необходимыми для осуществления находки алмазов. И эти условия могут

быть выяснены уже на стадии поисков с помощью колонкового бурения. При этом индикаторными отложениями для поиска эоловых россыпей будут являться брекчии с ветрогранниками. Эоловый тип россыпей может составить важный потенциал Красновишерского алмазоносного района, учитывая, что силурийский промежуточный коллектор является первым промышленным алмазоносным коллектором на территории Южного Притиманья.

Таким образом, на основании всего вышесказанного, мы формулируем третье защищаемое положение нашей диссертационной работы.

В алмазоносных районах россыпи эолового типа определяются двумя поисковыми условиями: отрицательной формой в древнем рельефе (котловиной выдувания) и находками в ложе котловины ветрогранников, что позволяет уже на поисковой стадии выявить эоловые промежуточные коллекторы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги всего нашего исследования, важно подчеркнуть, что именно в раннем палеозое на территории впервые появляются алмазоносные россыпи. Появление алмазов связано с континентальным этапом развития территории и длительным воздействием водной и ветровой эрозии, приведших к денудации Тимана и значительному эрозионному срезу пород Русской плиты, в пределах которой по факту появления алмазов в терригенных породах раннего палеозоя можно предполагать докембрийский кимберлитовый магматизм. Промышленная алмазоносность силурийского коллектора, таким образом, является суммой россыпеобразующих факторов на протяжении всего раннего палеозоя. При поисках новых россыпей важно в каждом конкретном случае установить связь палеогеографических условий и россыпеобразования.

Основные проблемы в геологии Южного Притиманья и главные итоги проведенного исследования помещены автором в конце каждой из четырех глав диссертации. Основные выводы диссертационной работы состоят в следующем.

В периодизации истории геологического изучения территории Южного Притиманья выделено три этапа, в соответствии со сменой геологических парадигм.

После коллизии Русской и Печорской плит территория развивалась в континентальном режиме более 100 млн лет. Свидетельством этому являются терригенные отложения континентальных фаций раннего палеозоя.

Литологически «незрелый» материал отложений помянёновской свиты резко отличается от вышележащих кварцевых пород ордовика, что подтверждает необходимость ее выделения в самостоятельный таксон местной стратиграфической шкалы. Отложения помянёновской свиты могут быть сопоставлены с породами таборной свиты ($\text{Є}_3\text{--O}_1\text{tb}$), выделенными на Северном Урале в Бельско-Елецкой структурно-фациальной зоне.

Помянёновская свита является самым древним промежуточным алмазоносным коллектором в Южном Притиманье.

Подтвержден аллювиальный генезис верхней толщи полудовской свиты (O_3pI_3), представленной кварцевыми мелкогалечными конгломератами.

Показаны метасоматическое изменения в жилах альпийского типа с образованием игольчатого рутила в верхней толще полудовской свиты.

Континентальный режим ордовика характеризовался фацией каменистых пустынь на основании находок ветрогранников.

Силурийский промежуточный коллектор алмазов сформировался в котловине выдувания – эоловой форме рельефа, образованной в докембрийском субстрате.

Поисковыми условиями россыпей эолового типа являются: наличие котловин выдувания в древнем рельефе; находки в них ветрогранников, при этом индикаторными отложениями для их нахождения будут являться брекчии с ветрогранниками.

Представлены исторические и новые данные об алмазоносности промежуточных коллекторов ордовика (склоновые брекчии полудовской свиты) и силура (лландовери, нижняя терригенная подсвита колчимской свиты).

Дано геологическое описание силурийского промежуточного коллектора алмазов в Южном Притиманье, который является первым промышленным алмазоносным коллектором на территории Южного Притиманья.

На основании теоретического изучения геологии региона и на собственном опыте геологоразведочных работ сделан вывод, что наиболее перспективными направлениями являются изучение промежуточных коллекторов, в том числе и эолового типа, а также крупнообъемное опробование глубоких горизонтов депрессий, сопряженных с ними.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М.* Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
- Айнемер А.И.* О ветрогранниках в эоловых осадках заунгузской свиты // Тр. ВСЕГЕИ. Т. 42. Л.: Гос. науч.-тех. изд-во, 1960. С. 245–248.
- Акулов Н.И., Агафонов Б.П.* Поведение минералов тяжелой фракции в условиях эолового переноса // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 3. С. 344–349.
- Анцыгин Н.Я.* О возрасте синегорской свиты на Среднем Урале // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала / УрО РАН. Екатеринбург, 1999. С. 20–24.
- Анцыгин Н.Я.* Основные проблемы стратиграфии ордовикской системы на Урале // Проблемы стратиграфии Урала. Ордовикская и силурийская системы. Свердловск, 1990. С. 1–19.
- Атлас Пермского края* / под общей ред. А.М. Тартаковского. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2012. 124 с.
- Афанасьев В.П.* Обоснование докембрийской алмазности Сибирской платформы // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология. Мат-лы XV Международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания (РКВ – 2015). Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. С. 8–9.
- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Поисковая минералогия алмаза. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2010. 650 с.
- Беккер Ю.Р.* Венд Урала // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. В 2 т. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 76–83.
- Беккер Ю.Р.* Стратиграфическая схема и корреляция ашинских отложений Урала и Предуралья // Докл. АН. Т. 169, № 4. 1966. С. 891–894.
- Беккер Ю.Р., Бекасова Н.Б., Ишков А.Д.* Алмазоносные россыпи в девонских отложениях Северного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1970. №4. С. 63–75.
- Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Гостехиздат, 1954. 606 с.
- Берлянд Н.Г.* Карта глубинного строения земной коры Урала. Масштаб 1:1 000 000. Гл. ред. Н.Г. Берлянд. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
- Бискэ Ю.С.* Геология России. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2019. 228 с.
- Богданова С.В.* Уроки реконструкций суперконтинентов докембрия: Родиния // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия / Ин-т геологии и геохронологии докембрия. СПб., 2014. С. 19–21.
- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х.* Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17, №3. С. 29–45.
- Боровко Н.Г.* Генезис пород полюдовской свиты Северного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1962. Т. 86. С. 103–110.
- Боровко Н.Г., Бархатова М.Д., Михайловская Л.Н.* Об условиях образования полюдовской свиты и Ижма-Омринского комплекса Тимано-Печорской провинции // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54. Вып. 6. С. 69–76.
- Боровко Н.Г., Ишков А.Д., Кель Г.Н.* Новые данные по литологии полюдовской свиты Северного Урала // Материалы по геологии Урала. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 119. Л., 1964. С. 239–247.
- Бубнов С.Н.* Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960. 234 с.
- Бурневская В.А.* Поиски коренных источников алмазов на Вишерском Урале // Алмазники Урала: сб. статей и воспоминаний о первых алмазниках России / под ред. Н.В. Введенской. Перм. отд. РМО. Перм. ун-т. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2007. С. 54–63.

Бурневская В.А. Новые данные по стратиграфии додевонских отложений палеозоя Колво-Вишерского края и Печорской впадины // Бюл. МОИП. Т. XLII (2). М.: МГУ, 1967. С. 43–51.

Варганов В.Г. Основные черты палеогеографии Среднего Урала в карадокском веке // Докембрий и нижний палеозой Урала. Сб. статей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. Вып. 135. С. 45–51.

Вербицкая Н.П., Плотникова М.И. Региональные и локальные закономерности размещения экзогенных месторождений алмаза. Л.: Недра, 1971. 80 с.

Вертушков Г.Н. Рутил с речки Сухой Сугомак из окрестностей г. Кыштыма на Урале // ЗВМО. Часть 78. Вып. 1. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 19–25.

Вертушков Г.Н., Авдонин В.Н. Таблицы для определения минералов по физическим и химическим свойствам. М.: Недра, 1980. 295 с.

Ветчанинов В.А. Условия образования россыпей алмазов Вишерского района Урала и основные критерии их прогнозирования // Геология и прогнозирование алмазных месторождений. Тезисы докладов III Всесоюзного межведомственного совещания по геологии алмазных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1974. С. 71–72.

Ветчанинов В.А. Такатинская свита среднего девона – источник алмазов уральских россыпей // Геология и геофизика. 1987. № 4. С. 137–141.

Владимиров Б.М., Зубарев Б.М., Каминский Ф.В., Минорин В.Е., Одинцов М.М., Орлов Ю.Л., Прокопчук Б.И., Соболев Е.В., Соболев Н.В., Харьков А.Д., Черный Е.Д. Геология и генезис алмазных месторождений. Науч. ред. Б.М. Зубарев. В 2 кн. Кн. 2. Алмазные россыпи. М.: ЦНИГРИ, 1989. С. 361–422.

Водолазская В.П., Иванов В.Н., Петров Г.А., Зархидзе Д.В., Кириллин С.И., Кузенков Н.А., Курзанов И.Ю., Стороженко Е.В., Берлянд Н.Г., Жданов А.В., Мельгунов А.Н., Полянская Т.Л., Полякова Н.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия – Лист Р-40 (Северо-уральск). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2005. 332 с.

Геологический словарь. В 3 т. Изд. третье, перераб. и доп. Гл. ред. О.В. Петров. Т. 1. А–Й. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 432 с.

Геологический словарь. В 2 т. М.: Недра, 1973. Т. 1. 487 с. Т. 2. 456 с.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала) / УрО РАН. Екатеринбург, 2010. 280 с.

Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М. Россыпи алмазов России // гл. ред. В.А. Додин. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2007. 457 с.

Дедеев В.А. Структура докембрийского фундамента Русской плиты // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала. Труды VII геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, 1971. С. 284–288.

Захарченко О.Д., Хачатрян Г.К., Гречишников Д.Н. Алмазы Тимано-Уральского региона. Отв. ред. В.И. Ваганов. М.: ЦНИГРИ, 2006. 209 с.

Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П. Магматические комплексы Пермской серии листов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2002. Вып. 4. С. 120–146.

Зильберман А.М., Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. О магматических формациях западного склона Северного и Среднего Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2000. Вып. 2. С. 52–54.

Зильберман А.М., Ибламинов Р.Г., Курбацкая Ф.А., Лебедев Г.В., Сунцев А.С. Геотектонические этапы и геологические формации западного склона Среднего и Северного Урала // Геология Западного Урала на пороге XXI века: мат.-лырегион.науч. конф. / Перм. гос. ун-т. Пермь, 1999. С. 4–8.

Зильберман А.М., Качанов А.Н., Цыганков В.А. Структурно-тектонические условия размещения алмазных месторождений Урала // Алмазоносность Европейского севера России. Тр. XI геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, Коми НЦ УрО РАН, 1993. С. 53–57.

Зильберман А.М., Чернышова Е.М. Магматические формации западного склона Среднего и Северного Урала и проблемы первоисточников уральских алмазов // Геология и прогнозирование алмазных месторождений. Тезисы докладов III Всесоюзного межведомственного совещания по геологии алмазных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1974. С. 49–50.

Зинчук Н.Н. О палеотектоническом развитии и возможном проявлении кимберлитового магматизма на сопредельных с Уралом территориях // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ. ред. И.И. Ибламинова. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2018. Вып. 1(38). Пермь, 2018. С. 43–51.

Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Историческая минерагения. В 3 т. Т. 1. Введение в историческую минерагению. Воронеж: Воронежский государственный университет, 2005. 590 с.

Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.

Золоев К.К., Рапопорт М.С., Попов Б.А., Плюснин К.П., Каретин Ю.С., Шуб В.С., Ананьева Е.М., Контарь Е.С. Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 1981. 256 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов М.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2-х кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 326 с. Кн. 2. 333 с.

Ибламинов Р.Г. Минерагения (основы минерагеодинамики). Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2015. 322 с.

Ибламинов Р.Г. Минерагеодинамические основы прогнозирования месторождений твердых полезных ископаемых: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2002. 38 с.

Ибламинов Р.Г. Плитные тектонические режимы и обстановки платформ // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: статьи по материалам регион. науч.-практ. конф. / гл. ред. Р.Г. Ибламинов. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2014. С. 20–25.

Ибламинов Р.Г., Гершанок В.А., Пактовский Ю.Г. Влияние фундамента на геологическое развитие Западного Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ. ред. П.А. Красильникова. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2019. Вып. 2(39). Пермь, 2019. С. 9–15.

Ибламинов Р.Г., Алванян А.К. Региональная минерагения общераспространенных полезных ископаемых (на примере Пермского края). Пермь, 2018. 120 с.

Ибламинов Р.Г., Пузик А.Ю., Пактовский Ю.Г. Минерагенические системы Земли и Западного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2018. С. 217–226.

Ибламинов Р.Г., Суслов С.Б. Сарановский комплекс: региональное положение, палеотектоника // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2015. С. 145–153.

Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Магматические ассоциации и формации западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского университета, Вып. 3. Геология. Пермь, 2001. С. 13–44.

Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Палеозойская палеотектоника западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского университета. Вып. 3. Геология, 1999. С. 11–20.

Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Минерагенические аспекты геологии Западного Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат.-лы регион. конф. / Перм. гос. ун-т. Пермь, 1997. С. 76–78.

Исаева Г.А., Пактовский Ю.Г., Фадеева Е.А. Изучение минерального и гранулометрического состава силурийского коллектора алмазов на Северном Урале // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. ст. по материалам Всеросс. науч.-практ. конф. с

междуна. участием / под общ. Ред. Р.Г. Ибламинова / Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2017. С. 39–42.

Ишков А.Д. Источники алмазов Уральских россыпей на примере Красновишерского района // Совещание по геологии алмазных месторождений (тезисы докладов). Пермь: Изд-во «Звезда», 1966. С.32–35.

Карлов Н.Н. О номенклатуре и классификации ветрогранников // Проблемы физической географии. Т. XVI. Л.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 174–178.

Келлер Б.М. Геохронология венда СССР // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. В 2 т. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М. Наука, 1985. С. 161–166.

Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М.: Изд-во МГУ, 1968. 102 с.

Ключина М.Л. Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука, 1985. 189 с./Отступление Манитардинской равнины на запад, углубление наступавшего моря/

Ключина М.Л., Дембовский Б.Я. История геологического развития западного склона Урала в позднем докембрии и раннем палеозое // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. М., 1988. С. 98–106.

Козлов А.В., Кораго А.А., Филиппов В.Н. Каналы в кристаллах рутила // ЗВМО. Часть 115. Вып. 3. Л.: Наука, 1986. С. 340–344.

Кондаин О.А. Геология и полезные ископаемые России. В 6 т. Т.1. Запад России и Урал. Кн. 2. Урал / ред. О.А. Кондаин; соредакторы А.А. Беляев, А.Н. Мельгунов, Н.А. Румянцева. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 584 с.

Кондаин А.Г. Структурно-фациальные особенности силурийско-раннедевонского этапа тектонического развития севера Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1962. Т. 86. С. 51–65.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 121. М.: Наука, 1965. 312 с.

Кораго А.А. Условия образования кварца-волосатика // ЗВМО. Часть 113. Вып. 1. Л.: Наука, 1984. С. 15–26.

Корень Т.Н. Стратиграфическая шкала силурийской системы: биостратиграфические маркеры и корреляционный потенциал границ подразделений // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Тов-во научн. изд-й КМК, 2006. С. 460–476.

Косыгин Ю.А. Тектоника. 2-е изд. М.: Недра, 1983. 536 с.

Краснопольский А.А. Общая геологическая карта России. Лист 126. Труды Геол. ком. Т. XI. № 1. 1889.

Кривовичев В.Г. Условия образования некоторых минералов железа и титана в апобазитовых метасоматитах // ЗВМО. Часть 111. Вып. 6. Л.: Наука, 1981. С. 699–703.

Курбацкая Ф.А. Формационный анализ осадочных пород: учеб.пособие к лаб. занятиям по спецкурсам «Формационный анализ осадочных пород» и «Геология формаций». Перм. ун-т. Пермь, 2007. 63 с.

Курбацкая Ф.А. К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Вестник Пермского университета. Геология. 1997. Вып. 4. С. 27–30.

Курбацкая Ф.А. Формации и палеотектоника уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 1985. 38 с.

Курбацкая Ф.А. Вендская спарагмитовая формация Западного Урала // Геология и петрография Западного Урала. №3695-83. Люберцы: Произв.-изд. комбинат ВИНТИ, 1983. 37 с.

Курбацкая Ф.А., Рыбальченко Т.М., Савченко С.В. Атлас микрофотографий терригенных и эксплозивно-инъекционных пород западного склона Северного и Среднего Урала. Пермь, 2001. 124 с.

Кухарено А.А. Минералогия россыпей. М.: Гос. науч.-тех. изд-во, 1961. 320 с.

Кухаренко А.А. Алмазы Урала. М.: Гос. науч.-тех. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1955. 515 с.

Легенда Средневожжской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. (Издание второе). Под редакцией Е.Л. Писанникова, О.Е. Чумакова. Нижний Новгород. 1999. 85 с.

Лукьянова Л.И. Алмазы // Геология и полезные ископаемые России. В 6 т. Т.1. Запад России и Урал. Кн. 2. Урал / ред. О.А. Кондаин; соредакторы А.А. Беляев, А.Н. Мельгунов, Н.А. Румянцева. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. С. 437–446.

Лукьянова Л.И., Остроумов В.Р., Рыбальченко В.Я., Морозов Г.Г., Петров О.В., Терин И.П., Чайковский И.И., Жуков В.В., Кириллов В.А., Ланда Э.А., Петрова А.А., Шестакова В.Ф. Алмазоносные флюидно-эксплозивные образования Пермского Приуралья. М.–СПб., 2011. 240 с.

Макеев А.Б., Лебедев В.А., Брянчанинов Н.И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 348 с.

Макеев А.Б., Осовецкий Б.М., Черепанов Е.Н., Наумов В.А. Минералы-спутники алмаза месторождений Рассольнинское и Волынка // Геол.руд.месторожд. 1999. Т. 41, №6. С. 527–545.

Марченко В.И. Континентальные фации. Фации переходные от континентальных к морским // Справочник по литологии / Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.Б., Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. М.: Недра, 1983. С. 368–392.

Маслов А.В. Литогеохимия терригенных пород верхнего докембрия Волго-Уральской области. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 248 с.

Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. Докембрийские алмазоносные формации мира. М.: Недра, 1976. 134 с.

Мизенс Г.А., Свяжина И.А. О палеогеографии Урала в девоне // Литосфера. 2007. № 2. С. 29–44.

Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в развитии Земли // Соросовский образовательный журнал. 1999. №8. С. 60–70.

Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). Учебник. М.: Изд-во МГУ, 1996. 448 с.

Молчанова Е.В., Езерский В.А. Терригенные отложения колчимской свиты – древнейший вторичный коллектор алмазов на Северном Урале // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 164–165.

Морозов Г.Г., Алексеев В.Я. Палеогеография раннего палеозоя Северного Урала // Геология Западного Урала на пороге XXI века: мат-лы регион.науч. конф. / Перм. гос. ун-т. Пермь, 1999. С. 164–166.

Морозов Г.Г., Алексеев В.Я. Проблемы стратиграфии рифея Северного Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы регион.науч. конф. / Перм. гос. ун-т. Пермь, 1997. С. 20–24.

Морозов Г.Г., Алексеев В.Я. О карбонатных толщах палеозоя верховьев р. Вишера // Современные проблемы геологии Западного Урала. Тезисы докладов научной конференции. Пермь: Перм. ун-т, 1995. С. 25–26.

Мушкетов Д.И. Физическая геология. Изд. 3-е. В 2 т. Т. 2. Л.–М.: Госиздат, 1926. 636 с.

Наливкин Д.В. Очерки по геологии СССР. Л.: Недра, 1980. 158 с.

Наливкин Д.В. Ураганы, бури и смерчи. Л.: Наука, 1969. 487 с.

Наливкин Д.В. Геология СССР. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 814 с.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. Географические условия образования осадков. В 2 т. Т. 2. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 396 с.

Наумова О.Б. Экспресс-метод определения минералогического состава тяжелой фракции // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы регион. науч.-практ. конф. Перм. гос. ун-т. Пермь, 2000. С. 112–115.

Нечеухин В.М., Душин В.А., Оловянишников В.Г. Геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1:2 500 000 / отв. ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: УрО РАН; Урал.гос. горный ун-т, 2009.

Нечеухин В.М., Душин В.А., Оловянишников В.Г. Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии: объяснительная записка к Геодинамической карте Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1:2 500 000. Екатеринбург: УрО РАН; Урал.гос. горный ун-т, 2009. 158 с.

Обручев В.А. Занимательная геология. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 368 с.

Обручев В.А. Полевая геология. В 2 т. Т. 2. М-Л.: Издание Совета нефтяной промышленности, 1930. 388 с.

Ожгибесов В.П. Общая стратиграфия. Избранные стратиграфические схемы: учеб.-метод. пособие для студ., асп. и преп. геол. ф-та / сост. В.П. Ожгибесов. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2014. 48 с.

Олли А.И. К вопросу о широтной тектонической поясности Урала // Советская геология. 1966. №7. С. 36–44.

Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов, 1948. 413 с.

Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин / УрО РАН. Екатеринбург, 1998. 164 с.

Оловянишников В.Г. Террейновая модель формирования северо-востока Европейской платформы в позднем докембрии // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997а. С. 217–223.

Оловянишников В.Г. Модель строения верхнерифейской рифогенной формации Тимана / Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 1997б. 40 с.

Оловянишников В.Г. Геологическое развитие северо-востока Европейской платформы и Енисейского кряжа в позднем докембрии (сравнительный анализ тектоники и минерализации) // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: материалы региональной конф. / отв. ред. Р.Г. Ибламинов. Перм. гос. ун-т. Пермь, 1997в. С. 5–8.

Оловянишников В.Г., Бушуев А.С., Дохсаньянц Э.П. Строение зоны сочленения Русской и Печорской плит по геолого-геофизическим данным // Докл. АН. Т. 351, № 1. 1996. С. 88–92.

Осовецкий Б.М. Прецизионные методы исследования минералов. Учеб. пособие. ПГНИУ. Пермь, 2021. 156 с.

Осовецкий Б.М. Минералогия мезокайнозоя Прикамья. Пермь: Изд-во ПГУ, ПСИ, ПССГК, 2004. 292 с.

Осовецкий Б.М. Дробная гранулометрия аллювия. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1993. 343 с.

Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1986. 259 с.

Осовецкий Б.М. Методика минералогического анализа по нескольким гранулометрическим фракциям (на примере Прикамья) // Геология и петрография Западного Урала / Перм. гос. ун-т. Учен. зап. Перм. ун-та. № 318. Пермь, 1976. Вып. 7. С. 111–120.

Осовецкий Б.М. О типе распределения тяжелых минералов по гранулометрическим фракциям // Геология и петрография Западного Урала / Перм. гос. ун-т. Учен. зап. Перм. ун-та. № 283. Пермь, 1974. Вып. 6. С. 77–82.

Осовецкий Б.М., Пактовский Ю.Г., Попов А.Г. Пермский университет и программа прогнозно-поисковых работ на алмазы // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: статьи по материалам Всеросс. науч.-практ. конф. с междунар. участием / гл. ред. Р.Г. Ибламинов. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. С. 144–148.

Пактовский Ю.Г. Силурийский промежуточный коллектор алмазов (Южное Притиманье, Пермский край) // Вестник Пермского университета. Геология. 2021. Том 20, № 4. С. 301–319.

Пактовский Ю.Г. Условия формирования эоловых россыпей в основании силура (Пермский край) // Россыпи и месторождения кор выветривания XXI века: задачи, проблемы, решения. Материалы XVI Международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания / гл. ред. А.В. Лаломов. Воронеж. гос. ун-т. Воронеж, 2021а. С. 80–81.

Пактовский Ю.Г. Силурийский эмерсивный рубеж на территории Южного Притиманья, теоретический аспект // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2021б. Вып. 24. С. 166–171.

Пактовский Ю.Г. Силурийский эмерсивный рубеж на территории Южного Притиманья (Пермский край) // Вестник Пермского университета. Геология. 2020а. Том 19, № 3. С. 210–224.

Пактовский Ю.Г. О ветрогранниках в основании силура в Южном Притиманье (Пермский край) // Учёные записки Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского. География. Геология. Том 6 (72), №2. 2020б. С. 243–261.

Пактовский Ю.Г. Силурийский эмерсивный рубеж на территории Южного Притиманья // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ.ред. П.А. Красильникова. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2020в. Вып. 3(40). С. 12–17.

Пактовский Ю.Г. Игольчатый рутил Помянённого Камня (Пермский Край, Южное Притиманье) // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ.ред. П.А. Красильникова. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2020г. Вып. 3(40). С. 81–87.

Пактовский Ю.Г. Стадийность геологического развития территории Южного Притиманья в позднем протерозое // Вестник Пермского университета. Геология. 2019а. Том 18, № 2. С. 108–124.

Пактовский Ю.Г. Геологическое развитие территории Южного Притиманья в позднем протерозое // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2019б. Вып. 22. С. 216–223.

Пактовский Ю.Г. История геологического развития Русской плиты в зоне сочленения тиманских и уральских структур в позднем протерозое // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ.ред. П.А. Красильникова. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2019в. Вып. 2(39). С. 44–50.

Пактовский Ю.Г. Байкальский цикл геологического развития территории Южного Притиманья // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием). Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2019г. С. 346–347.

Пактовский Ю.Г. Каледонский цикл геологической истории притиманской части Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ.ред. Р.Г. Ибламинова. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2018а. Вып. 1(38). С. 79–87.

Пактовский Ю.Г. Силурийский алмазоносный коллектор и его индикаторные минералы (Северный Урал, Пермский край) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2018б. Вып. 21. С. 316–322.

Пактовский Ю.Г. Новые данные о малообъемном опробовании терригенного колчима на Северном Урале // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2017. Вып. 20. С. 227–233.

Пактовский Ю.Г. Новые данные по опробованию терригенных отложений колчимской свиты на Северном Урале // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. ст. юбилейной конф., посвящ. 100-летию Перм. ун-та и 85-летию геол. ф-та / под общ.ред. Р.Г. Ибламинова. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2016а. С. 76–81.

Пактовский Ю.Г. Новый алмазоносный объект в основании колчимской свиты на Северном Урале // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2016б. Вып. 19. С. 260–261.

Пактовский Ю.Г. О новых алмазоносных объектах в Красновишерском районе Пермского края // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: ст. по мат-ам регион. науч.-практ. конф. / гл. ред. Р.Г. Ибламинов. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2014. С. 48–49.

Пактовский Ю.Г., Осовецкий Б.М., Попов А.Г., Чуйко В.А. Проблемы россыпной алмазности Урала // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. X Международная научно-практическая конференция (13–16 апреля 2021 г., Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ»). Сборник тезисов докладов. М.: ФГБУ «ЦНИГРИ», 2021. С. 163–165.

Пактовский Ю.Г., Илалтдинов И.Я. О генезисе конгломератов полудовской свиты г. Помянённый Камень в Южном Притиманье // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / отв. ред. И.И. Чайковский. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2020. Вып. 23. С. 167–173.

Пактовский Ю.Г., Уткина М.Н. Ордовикский эмерсивный рубеж на территории Южного Притиманья // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / отв. ред. И.И. Чайковский. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2020. Вып. 23. С. 140–145.

Пактовский Ю.Г., Попов А.Г. Использование скважин большого диаметра для опробования россыпей алмазов на Северном Урале (Пермский край) // Материалы V Всероссийской науч.-практ. конф. с междунар. участием, посвящ. 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АО «АЛРОСА». Мирный, 2018. С. 313–317.

Пактовский Ю.Г., Попов А.Г. Перспектива открытия новых месторождений алмазов в девонском коллекторе Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / Пермь, 2015. Вып. 18. С. 286–289.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Плескова М.А. Рутил // Типоморфизм минералов. Справочник. М.: Недра, 1989. С. 392–397.

Подчасов В.М., Евсеев Н.М., Богатых И.Я., Минорин В.Е., Черенков В.Г. Россыпи алмазов Мира. М.: ООО «Геоинформмарк», 2005. 747 с.

Попов А.Г. Алмазность Урала – XXI век // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. X Международная научно-практическая конференция (13–16 апреля 2021 г., Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ»). Сборник тезисов докладов. М.: ФГБУ «ЦНИГРИ», 2021. С. 175–176.

Попов А.Г. Алмазы окрестностей Помянённого Камня на Северном Урале // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ.ред. Р.Г. Ибламинова. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2018. Вып. 1(38). С. 87–90.

Попов А.Г. Глубинный геологический разрез и тектоника Северного Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2017. Т. 16, №1. С. 26–34.

Попов А.Г. Геодинамика и россыпи алмазов Урала // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология. Мат-лы XV Международного совещания по

геологии россыпей и месторождений кор выветривания (РКВ – 2015). Перм. гос. нац. иссл. ун-т. Пермь, 2015. С. 199–200.

Попов А.Г. Минерогенетические исследования на основе геолого-картографического моделирования (на примере Пермского края): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 2009. 21 с.

Попов А.Г., Пактовский Ю.Г., Осовецкий Б.М. Перспективы алмазоносности Пермского края // Материалы V Всероссийской науч.-практ. конф. с междунар. участием, посвящ. 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АО «АЛРОСА». Мирный, 2018. С. 44–48.

Попов А.Г., Калашиников Н.Г., Пактовский Ю.Г. Применение скважин большого диаметра в геологической разведке месторождений алмазов на Северном Урале // Вестник Пермского университета. Геология. Выпуск 3(16). Пермь: Пермский университет, 2012. С. 68–73.

Проворов В.М. Тектоно-седиментационные особенности северных и западных районов Волго-Уральской нефтегазоносной провинции: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Пермь, 1994. 57 с.

Прокопчук Б.И. Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков. М.: Недра, 1979. 248 с.

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

Пучков В.Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов // Геотектоника, 1996. №5. С. 66–75.

Раабен М.Е. Строматолиты и стратиграфия рифея Северной Евразии // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Сб. науч. трудов. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 13–21.

Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 248 с.

Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Изд-е второе, перераб. и доп. Под ред. Е.В. Рухиной. Л.: ГНТИ, 1961. 628 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Изд-е второе, перераб. и доп. Е.В. Рухиной. Под ред. проф. Н.Б. Вассоевича. Л.: ГНТИ, 1961. 780 с.

Семихатов М.А. Методы расчленения и корреляции рифея: современная оценка // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Сб. науч. трудов. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 5–13.

Сигов А.П. Историческая преемственность россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 28–33.

Сигов А.П. К вопросу о выделении геологических и металлогенических формаций в мезозое и кайнозое Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Вып. 10. С. 3–12.

Сигов А.П. Стратиграфическое и корреляционное значение терригенных компонентов // Советская геология. 1960. № 3. С. 31–39.

Словарь пермских говоров. Вып. 2. Ред-ры А.Н. Борисова, К.Н. Прокошева. Пермь: Книжный мир, 2002. 576 с.

Смирнов Ю.Д., Боровко Н.Г., Вербицкая Н.П., Румянцева Н.А., Бекасова Н.Б., Горский В.П., Евдокимов Ю.Б., Лукьянова Л.И. Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977. 199 с.

Смирнов Ю.Д., Бекасова Н.Б., Боровко Н.Г., Кель Г.Н., Кукушкин А.И. Условия образования и палеогеография доверхнедевонских терригенных толщ Колво-Вишерского края // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала. Труды VII геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, 1971. С. 121–128.

Смирнов Ю.Д. Источники алмазов Уральских россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 279–282.

Смирнов Ю.Д. История развития Уральской складчатой области в докембрии // Геология докембрия. Междуна. геол. конгресс. XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 10. М.: Недра, 1964. С. 195–207.

Снитко Г.П., Попова Т.Н., Горбунова М.К., Крылов С.А., Курбацкая Ф.А., Снитко Л.В., Суворов Н.И., Борисов Н.Е., Санина Л.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. 2-е изд. Серия Пермская. Лист Р-40-XXVIII (Колва). Пермь, 2001. 140 с.

Снитко Г.П., Попова Т.Н., Горбунова М.К., Курбацкая Ф.А. Геологическое строение Верхне-Ухтымской антиклинали на Северном Урале // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2000. С. 156–163.

Соболев И.Д. Краткий очерк тектонического развития // Геология СССР. Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 2. М.: Недра, 1969. С. 220–240.

Соболев И.Д. Тектоническая карта Урала / под ред. И.Д. Соболева. Л.: Ленинградская картфабрика ВАГТ, 1983.

Софроницкий П.А. Западно-Уральская внешняя зона складчатости // Геология СССР. Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 2. М.: Недра, 1969. С. 37–43.

Степанов И.С., Сычкин Г.Н. К вопросу об алмазоносности такатинской свиты среднего девона Урала // Геология и геофизика. Новосибирск, 1983. №11. С. 129–133.

Стратиграфический кодекс России. 3-е изд., испр. и доп. МСК России, ВСЕГЕИ. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

Страхов Н.М. Основы фациального анализа континентальных отложений. Понятие о палеогеографической карте // Проблемы современного и древнего осадочного процесса. В 2 т. Т. 2. Закономерности древнего литогенеза и рудообразования. М.: Наука, 2008. С. 59–100.

Страхов Н.М. Основы исторической геологии. В 2 ч. Часть I. М.–Л.: Гос. Изд-во геологической литературы, 1948. 253 с.

Суслов С. Б., Тетерин И.П. О происхождении «экзотических» галек в «тиллитоподобных» конгломератах верхневильвенской подсвиты венда // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат.-лы регион. конф. / Перм. гос. ун-т. Пермь, 1997. С. 30–31.

Тетерин И.П. Гора Помянённый Камень // Геологические памятники Пермского края. Энциклопедия. Под общ. ред. И.И. Чайковского. Горный ин-т УрО РАН. Пермь, 2009. С. 78–81.

Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое / УрО РАН. Екатеринбург, 1998. 240 с.

Трофимов В.С. Геология месторождений природных алмазов. М.: Недра. 1980. 304 с.

Тутковский П.А. Пирамидальные валуны в Южном Полесье // Известия Геол. комитета. СПб., 1900. №19. С. 363–404.

Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск: Горный институт. 1980.

Устинов В.Н., Мосиги Б., Кукуй И.М., Николаева Э.В. Эоловые ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология. Мат.-лы XV Международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания (РКВ – 2015). Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. С. 228–229.

Фролов В.Т. Литология. Учеб. пособие. В 3 кн. Кн. 1. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с. Кн. 3. М.: Изд-во МГУ, 1995. 352 с.

- Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. 2-е изд. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
- Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. 2-е изд. М.: Недра, 1973. 512 с.
- Хаин В.Е., Рябухин А.Г.* История и методология геологических наук. М.: Изд-во МГУ, 1997. 224 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Чадаев М.С., Ибламинов Р.Г., Гершанок Л.А., Гершанок В.А., Костицын В.И., Коноплев А.В.* Геологические структуры западного склона Северного и Среднего Урала по данным гравиметрии и магнитометрии // Литосфера. 2011. №6. С. 134–140.
- Чайковский И.И.* Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 324 с.
- Чернышева Е.М., Младших С.В., Лядова Л.И.* Долериты трапповой формации северной части Полудовско-Колчимского поднятия // Докембрий и нижний палеозой Урала. Сб. статей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. Вып. 135. С. 90–92.
- Черных М.Н.* Кафедра региональной и нефтегазовой геологии (1916-2011). К 95-летию основания университета и открытия кафедры / автор-сост. М.Н. Черных. Перм. гос. исслед. ун-т. Пермь, 2012. 404 с.
- Чочиа Н.Г.* Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 406 с.
- Чуйко В.А., Синкин В.А.* Путеводитель геологической экскурсии «Россыпные месторождения алмазов Красновишерского района». Красновишерск – Пермь: Перм. ун-т; ЗАО «Уралалмаз», 2005. 28 с.
- Чумаков Н.М.* Изучение древних ледниковых отложений. Практическое руководство. М.: Ротапринт ГИНа, 1990. 94 с.
- Чумаков Н.М.* Лапландский ледниковый горизонт и его аналоги // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. В 2 т. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 166–198.
- Шалагинов В.В., Гилева Н. П.* Проблемы докембрия Урала // Проблемы стратиграфии Урала. Докембрийские образования. Кембрийская система. Свердловск, 1990. С.4–24.
- Шванов В.Н.* Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л., 1987. 269 с.
- Шеманина Е.И.* Первоисточники россыпных алмазов Урала // Алмазоносность Европейского севера России. Тр. XI геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, Коми НЦ УрО РАН, 1993. С. 113–118.
- Шило Н.А.* Учение о россыпях. Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Изд. 2-е. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.
- Шмаков И.И.* Геолого-генетические модели алмазных россыпей Африки (Намибия и Конго) и России (западного склона Урала): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2008. 26 с.
- Шуб В.С.* Геодинамические обстановки формирования главнейших типов экзогенных месторождений Урала // Геодинамика и металлогения Урала. Материалы ко Второму Уральскому металлогеническому совещанию. Свердловск: ИГГ УО АН СССР, 1991. С. 47–50.
- Шуб В.С.* Формационно-минерагенический анализ мезозойско-кайнозойского цикла развития Урала // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. М., 1988. С. 88–98.
- Шуб В.С.* Геологические формации и их краткая металлогеническая характеристика. Гипергенные формации // Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 1981. 256 с. С. 43–59.

Шуркин К.А., Бибилова Е.В., Дук В.Л., Лобач-Жученко С.Б., Рундквист Д.В., Семихатов М.А., Щербак Н.П. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия СССР // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Тезисы докладов II Всесоюзного совещания «Общие вопросы расчленения докембрия СССР». Отв. ред: Б.С. Соколов, М.А. Семихатов, В.И. Козлов. Уфа: ПГО «Башкиргеология», 1990. С. 3–9.

Щербаков О.А., Щербакова М.В., Кириллов В.А., Дурников В.И., Фофанова Т.В., Китаев П.М., Соколов О.В. Палеоструктурные особенности Вишерского Урала в связи с его алмазоносностью. Пермь: Перм. гос. техн. ун-т, 1997. 101 с.

Щербаков О.А., Дурников В.И., Соколов О.В., Галкин В.И., Кириллов В.А. Такатинская свита Вишерско-Чусовского Урала и её алмазоносность. Пермь: Перм. гос. техн. ун-т, 1994. 106 с.

Щербакова М.В., Щербаков О.А., Китаев П.М., Кочнева О.Е., Вечеринская Н.С., Дурников В.И. Опорные разрезы вишерского Урала. Ч. I. Скважины. Пермь: Перм. гос. техн. ун-т, 2002. 161 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Ялышева А.И. Новые данные о морфологии обломков пород из конгломератов верхнего докембрия и верхнего палеозоя Среднего и Южного Урала // Литосфера. № 6. 2013. С. 14–29.

Янаскурт О.В. Литология: учебник для студ. высш. учеб.заведений. М.: Издательский центр «Академия», 2008. 336 с.

Янаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза: учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1994. 142 с.

Ясаманов Н.Н. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 296 с.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199–204.

Graham D.J., Midley N.G. Graphical representation of particle share using triangular diagrams: An Excel spreadsheet method // Earth Surface Processes and Landforms. 2000. V. 25. P. 1473–1477.

Greeley R., Bridges N.T., Kuzmin R.O., Laity J.E. Terrestrial analogs to wind-related features at the Viking and Pathfinder landing sites on Mars // J. of Geophysical Research. 2002. Vol. 107(E1). pp. 1–21. doi:10.1029/2000JE001481

Laiginhas, Fernando A.T.P. Diamonds from Ural Mantains: their characteristics and the mineralogy and geochemistry of their inclusions. Thesis presented for the degree of Doctor of Philosophy (Ph.D.). University of Glasgow. Department of geographical and Earth Sciences. Glasgow: Fernando A.T.P. Laiginhas, 2008. 241 p.

Laity J.E., Bridges N.T. Ventifacts of Earth and Mars // Geomorphology. 2009. N. 105. pp. 202–217.

Lancaster, Nicholas; Baas, Andy. Influence of vegetation cover on sand transport by wind: field studies at Owens Lake, California. Earth Surface Processes and Landforms. 23 (1): 69–82. Bibcode:1998ESPL...23...69L. doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199801)23:1<69::AID-ESP823>3.0.CO;2-G. ISSN 1096-9837.

Puchkov, V.N. General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why, Ore Geol. Rev. (2016), <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005>.

Wilson, J.T. Did the Atlantic close and then re-open? // Natur. 1966. Vol. 211. P. 676–681.

Фондовая

Беетц В., Кайзер Э. Алмазоносная пустыня юго-западной Африки. В 2 т. Т. 2. Кн. 1. Л.: Министерство геологии, 1952. Переводы иностранной литературы по геологии, минералогии, разведке и обогащению. 184 с.

Битц (Беети) В. Процессы концентрации в аллювиальных и связанных с аллювием алмазных россыпях Юго-Западной, Южной, Центральной и Восточной Африки. Л.: Министерство геологии, 1950. Переводы иностранной литературы по геологии, минералогии, разведке и обогащению. 73 с.

Бойз Ч.В. Алмазные месторождения германской юго-западной Африки. Ред. Т.Ю. Маренина. Л.: Министерство геологии, б.г. Переводы иностранной литературы по геологии, минералогии, разведке и обогащению. № 3. 26 с.

Варламов В.А., Зильберман А.М. Прогноз алмазоносности западного склона Урала и Предуралья. Пермь, 1990. ВГФ, ЦНИГРИ.

Ветчанинов В.А., Мусихин Г.Д., Демченко В.Е. Отчет о результатах геолого-поисковых работ по оценке промышленных перспектив алмазоносности пород такатинской свиты и рыхлых отложений на Ишковском и Илья-Вожском участках в Красновишерском районе Пермской области за 1965-1968 годы. Пермь, 1968. ВГФ, УГФ.

Втюрин В.И. (отв. исполнитель). Отчет о геологической съемке масштаба 1:50000 Ксенофоновской площади (листы Р-40-101-В, юв. ч., Р-40-101-Г, юз.ч., Р-40-113-А, св.ч., Р-40-113-Б, сз.ч.) с общими поисками в Чердынском районе Пермской области, проведенной в 1989–1992 гг. Пермь, 1992.

Дю Тойт А.Л. Сравнение геологического строения Южной Африки и Южной Америки. Л.: Министерство геологии, 1951. Переводы иностранной литературы по геологии, минералогии, разведке и обогащению. 264 с.

Езерский В.А. Изучение вещественного состава алмазоносных отложений месторождений Северная часть Рассольнинской депрессии и Ишковский карьер. Отчет по договору № 47-19/117 от 20 мая 2003 г. СПб., 2003.

Езерский В.А., Молчанова Е.В., Антонов А.В., Чернышева И.В. Отчет по договору № 17/01 по теме «Изучение алмазов и минералов-спутников коренных источников вишерского типа». СПб., 2000а. ВСЕГЕИ. 185 с.

Езерский В.А. Распространение алмазов и минералов-спутников в алмазоносных отложениях. В отчете о геологическом доизучении масштаба 1:50 000 Колчимской площади (листы Р-40-127-Г, 128-В, 140-А, 140-Б, 140-В св.ч., 140-Г с.п.) с общими поисками в Красновишерском районе Пермской области, проведенном в 1996 – 2000 гг. (Отв. исп. С.Н. Петухов). Пермь, 2000б.

Ишков А.Д., Погорелов Ю.И., Степанов И.С. и др. Окончательный отчет за 1959 – 1965 гг. о поисках источников алмазов в пределах юго-восточного окончания Полудова Кряжа. Набережный, 1967. ВГФ, УГФ. Р-40-XXXIV.

Ишков А.Д., Бурневская В.А., Жуков В.В. Промежуточный отчет о поисках источников россыпных алмазов в бассейне среднего течения р. Вишера в 1960 году. Пос. Набережный, 1961.

Калашиников Н.Г., Попов А.Г. Оценка прогнозных ресурсов участков недр «Рассольнинский-Силур-2», «Рассольнинский-Девон-2», «Ефимовский-Силур-2», «Ефимовский-Девон-2» в Красновишерском муниципальном районе Пермского края по состоянию на 01.01.2011 г. Красновишерск, ЗАО «Уралалмаз», 2010. ВГФ. Р-40-XXXIV.

Калашиников Н.Г. Оценка прогнозных ресурсов алмазов на участке недр «Силурийский» в Красновишерском районе Пермского края (по состоянию на 1 сентября 2011 г.). Красновишерск, ЗАО «Уралалмаз», 2011. ВГФ. Р-40-XXXIV.

Колобянин В.Я. Отчет о поисках кимберлитов на Верхне-Ухтымской площади за 1987 – 1989 гг. Пермь, 1989. ВГФ, УГФ.

Колобянин В.Я., Васильев С.И. и др. Отчет по поискам первоисточников алмазов на Колчимском поднятии в Красновишерском районе Пермской области за 1980 – 1984 гг. Пермь, 1984. Р-40-XXXIV.

Колобянин В.Я., Васильев С.И., Чумаков А.М. и др. Отчет об общих поисках первоисточников алмазов на участке «Сухая Волянка» в Красновишерском районе Пермской области за 1984 – 1987 гг. Пермь, 1987. ВГФ, УГФ.

Колобянин В.Я., Демченко В.С., Чумаков А.М. и др. Отчет по поискам кимберлитов в южной части Полюдова Кряжа за 1987 – 1992 гг. Набережный, 1993. ВГФ, УГФ.

Лебедев Г.В., Ибламинов Р.Г. Научные основы минерагенических исследований Центрально-Уральского поднятия и Западно-Уральской зоны складчатости в пределах Северного и Среднего Урала. Отчет о НИР. Пермь, 2002.

Леонова-Вендровская З.А., Морозов Г.Г., Черткова И.И., Зильберман А.М. Легенда Пермской серии листов государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 / гл. ред. Щербаков О.А. Изд. 2-е. Пермь, 2000. 128 с.

Марусин В.М. Отчет о результатах общих поисков россыпей в мезокайнозойских депрессиях за 1981 – 1990 гг. Пермь, 1990.

Мусихин Г.Д. Отчет о разведке месторождений алмазов в южной части Рассольнинской депрессии и на Ишковском участке Красновишерского района Пермской области за 1964 – 1973 гг. Волянка, 1973. ВГФ, УГФ, Уралалмаз. Р-40-XXXIV.

Петухов С.Н., Тетерин И.П. и др. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:50 000 Колчимской площади (листы Р-40-127-Г, 128-В, 140-А, св.ч., 140-Б, 140-В, св.ч. 140-Г, с.п.) с общими поисками в Красновишерском районе Пермской области, проведенном в 1996–2000 гг. Пермь, 2000. Р-40-XXXIV.

Попов А.Г. Отчет о проведенных геологоразведочных работах для подсчета техногенных запасов южной части месторождения россыпных алмазов «Рассольнинская депрессия» в Красновишерском районе Пермского края по состоянию на 01.01.2008 г. Красновишерск, ЗАО «Уралалмаз», 2009.

Попов А.Г., Пактовский Ю.Г. Отчет по оценочным работам на россыпные алмазы по Буркочимской и Западной депрессиям в пределах Волянского участка в Красновишерском районе Пермского края. Лицензия ПЕМ 01500 КП. Красновишерск, 2013. ВГФ, Уралалмаз. Р-40-XXXIV.

Серебренников В.К., Попова Т.Н., Зязянов А.А., Снитко Г.П., Горбунова М.К., Рыжов А.А., Комаров А.Н., Доронина Н.Ю., Никитин В.И. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:50 000 групповым методом Колчимской площади (бассейн рек Бол. Колчим, Бол. Щугор и Колчим) на Северном Урале (листы Р-40-127-Г; Р-40-128-В; Р-40-140-А и Б) в Красновишерском районе Пермской области в 1977–1983 гг. Пермь, 1983. ВГФ, УГФ. Р-40-XXXIV.1983.

Снитко Г.П., Горбунова М.К., Попова Т.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Пермская. Лист Р-40-XXIX. Объяснительная записка. Пермь, 2002. ВГФ.

Снитко Г.П., Попова Т.Н., Горбунова М.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Пермская. Лист Р-40-XXVIII. Пермь, 2001.

Соколов Б.Н. Отчет по теме «Изучение закономерностей распределения алмазов в россыпях Западного Урала с помощью ЭВМ с целью постановки ревизионных работ для выявления промышленных месторождений алмазов» (Долины рек Сев.Колчим и Б. Колчим системы р. Вишеры). Р-40-XXXIV, XXXV. Министерство геологии СССР. Лаб.осадоч. полезных иск-ых (ЛОПИ). Т. 1. М., 1975. 186 с.

Срывов А.П., Белов В.Б., Ветчанинов В.А. и др. Отчет о разведке Больше-Колчимского месторождения алмазов в Красновишерском районе Пермской области за 1954-1969 гг. п. Набережный, 1970.

Харитонов Т.В. Библиография по алмазоносности Урала. 2006. Пермь, ПТФГИ. 422 с.

Харитонов Т.В. (автор-составитель). Библиография по алмазоносности Урала (девятая дополненная редакция). Пермь, 2014. 1052 с.

Электронные ресурсы

Попов А.Г. Источники алмазов месторождений Урала и его геодинамика // Современные проблемы науки и образования. 2014. № 6; URL: www.science-education.ru/120-16197.

Попов А.Г. Россыпи алмазов Урала // Современные проблемы науки и образования. 2014. № 6; URL: www.science-education.ru/120-16553.

Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H. Ordovician palaeogeography and climate change, Gondwana Research, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.09.008>

Dobbertin, Walther. https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Bundesarchiv_Bild_105-DSWA0123_Deutsch-S%C3%BCd-Westafrika_Namaland.jpg. Foto 1906/1914.

Dutch, Steven. Wind Erosion. University of Wisconsin. 2017. <https://web.archive.org/web/20171027050452/http://www.uwgb.edu/dutchs/EarthSC202Slides/windslid.htm>

Scotese, Christopher R. Paleomap project. 2013. <http://www.scotese.com/>
www.stratigraphy.org