
Н. Н. Трофимов, В. Н. Логинов

ЭВАПОРИТЫ ИЛИ ФЛЮИДИЗАТНО-ЭКСПЛОЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНОГО ПРИОНЕЖЬЯ?

Введение

В статье рассматривается новый фактический материал по разрезу фрагмента южного окончания верхнеятулийской структуры в районе пос. Пудожгорский – д. Римское. Этот участок характеризуется слабой геологической изученностью. По пос. Пудожгорский проходила западная граница ГГК-200 (1984–1989 гг.), а район от нее до береговой линии Онежского озера был охвачен лишь поисково-съёмочными работами 1951–1952 гг. Ввиду того что в тот же период проводились разведочные работы на Пудожгорском месторождении титаномагнетитовых руд, прилегающие к нему площади оказались детально опробованы с применением геофизических и буровых работ. Были выявлены и разбурены две магнитные аномалии – Прибрежная (скв. 355, 377) и Габневская (скв. 392, 374) (рис. 1, 2). В результате этих работ получены очень интересные геологические находки: 1) выявлен и разбурен на полную мощность силл с титаномагнетитовым оруденением, сопоставляемый в тот период с Пудожгорским интрузивом (скв. 355); 2) в нескольких пересечениях вскрыты мощные послойные зоны с брекчиями доломитов и долеритов. Первая находка была забыта, а второй не придано должного внимания и оценки прежде всего из-за невнимательности при первичной документации керна и последующем ее уточнении по описанию шлифов. Впоследствии в 1985 г. Карельской поисково-съёмочной экспедицией при проведении ГГК-200 (Ганин и др., 1989Ф) скважиной № 55 был вскрыт разрез вулканогенно-осадочной толщи ятулийского надгоризонта выше верхнего эндоконтакта рудоносного силла. В керне (инт. 112,1–123,4) в полевых условиях задокументирована зона брекчирования долеритов с доломитовым цементом и слоём массивных и полосчатых доломитов, дальнейшее исследование ее в шлифах показало, что вся доломитовая составляющая является гипсом, что было подтверждено и химанализами. Ошибка при полевой первичной документации керна объяснялась исключительным внешним сходством гипса и розового доломита.

Исследования, проводимые Институтом геологии на Пудожгорском интрузиве, и анализ фондовых материалов позволили обнаружить в районе мыса Сухой Наволок коренные выходы рудоносного силла, названного нами Габневским. Получить какие-либо новые сведения о составе вмещающих пород не удалось

вследствие отсутствия обнажений и большой мощности рыхлых пород от 10 до 25 м.

Особенности геологического строения

Район расположен на восточном берегу Онежской впадины, являющейся компенсационной структурой прогибания с вулканогенно-осадочным наполнением. Этот участок в постятулийское время, видимо, был областью поднятия, характеризуется наибольшей глубиной эрозионного среза и отсутствием людиковийских вулканогенно-осадочных образований. Породы рамы сложены нерасчлененной толщей гранито-гнейсов, плагио- и микроклиновых плагиоклазовых гранитов. Последние висячем эндоконтакте Пудожгорского интрузива содержат крупные, до 1–2 см, порфиروбласты микроклина. Вулканогенно-осадочные образования, развитые вдоль восточного обрамления Онежской впадины, здесь обрываются и к югу уже не прослеживаются. В основании разреза залегают розовые доломиты туломозерской свиты верхнего ятулия (рис. 1). Осадочные образования туломозерской свиты переслаиваются с базальтовыми лавами и покровами и являются вмещающими породами для Габневского силла, внедрившегося в основание разреза вулканогенно-осадочной толщи (рис. 2, скв. 355, 377). Суммарная мощность верхнеятулийского разреза, с учетом силла, составляет не менее 300 м.

Вулканогенно-осадочные образования верхнего ятулия слагают синклинальную структуру северо-восточного простирания (рис. 1) с пологими углами падения 15–25°. Структура осложнена тектоническими нарушениями. Исследуемый участок расположен на стыке конседиментационной и дизъюнктивной структур, осложнен системой трещин отрыва и скалывания, подвергся мощному динамическому воздействию расплава, внедрившегося по трещинам отрыва, и сопровождавшей его газовой составляющей. Особенности внедрения Пудожгорской интрузии детально рассмотрены в статье Н. Н. Трофимова и др. настоящего сборника.

Пудожгорский пластовый интрузив габбро-долеритов внедрился в гранито-гнейсовую раму по трещинам отрыва в условиях растяжения. Он имеет северо-западное простирание, в среднем 330°, и полого погружается под Онежскую впадину, в основном под углом 15–20° на ЮЗ (рис. 1). Исходный расплав, соответствующий по составу титанистому феррогаббро,

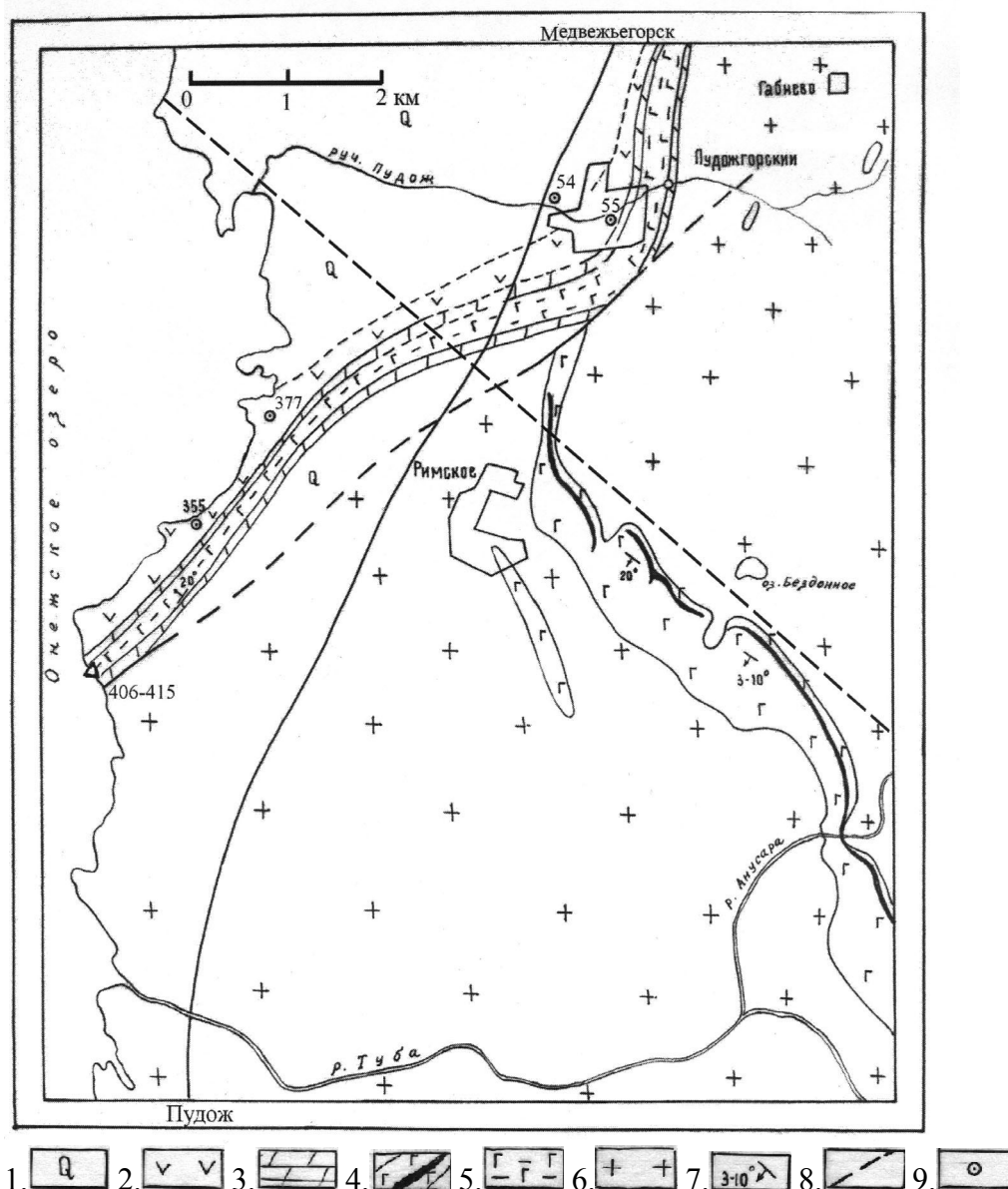


Рис. 1. Геологическая карта района Пудожгорского месторождения:

1 – четвертичные отложения. Нижний протерозой. Ятулийский надгоризонт; 2–3 – вулканогенно-осадочный комплекс: 2 – эффузивы основного состава (лавы, покровы), 3 – доломиты; 4–5 – Пудожгорский интрузивный комплекс: 4 – Пудожгорский интрузив габбро-долеритов с промышленным титаномагнетитовым оруденением, 5 – Габневский силл габбро-долеритов с бедным титаномагнетитовым оруденением. Архей – нижний протерозой. Нерасчлененный комплекс: 6 – плагиограниты и микроклин-плагиоклазовые граниты и гранито-гнейсы; 7 – элементы залегания пластовой отдельности и слоистости; 8 – тектонические нарушения; 9 – поисковые буровые скважины

был насыщен летучими и водой, обогащен минерализаторами, способствующими процессам ликвации, – Р, F, В и др. (Трофимов и др., 1998). Интрузив дифференцирован, в нем выделяется три горизонта – подрудний, рудный титаномагнетитовый и надрудный, суммарная истинная мощность которых с эндоконтактами составляет 120–140 м. Пудожгорский пластовый интрузив прослежен по простираанию на расстояние 25 км, по падению (без признаков выклинивания) – на 1,5 км. С его северо-западным флангом связано одноименное месторождение титаномагнетитовых руд (рис. 1).

Габневский силл впервые установлен и разбурен на полную мощность в 1951 г. скважиной № 355. Ис-

тинная мощность силла составила 140 м. В интервале глубин 150,2–161,3 были вскрыты бедные и средне-вкрапленные титаномагнетитовые руды с содержанием $Fe_{вал.}$ в наиболее обогащенных слоях до 23% (табл. 1). В его строении, так же как и в Пудожгорском интрузиве, выделяется три горизонта (рис. 2).

Габневский силл габбро-долеритов был вторично открыт в полевой сезон ИГ в 2004 г. Он образует достаточно протяженные выходы в береговой линии Онежского озера – район мыса Сухой Наволок (рис. 1), где эрозией вскрываются все слагающие его горизонты и подстилающие силл доломиты. Последние прослеживаются в виде хорошо окатанного

галечника на протяжении 100 м, что позволяет оценить условно их истинную мощность на уровне 40 м. Рудный горизонт четко выделяется по магнитной восприимчивости – 170–317 ед. СИ · 10⁻⁵, видимая мощность его – около 30 м. Рудный горизонт опробован штуфами в четырех точках (табл. 2). По сравнению с рудами Пудожгорского месторождения он характеризуется пониженным содержанием Fe_{вал.} и TiO₂.

Таблица 1
Состав руд титаномагнетитового горизонта по скв. № 355 (Еселев и др., 1952Ф)

Интервалы опробования, м	Содержание Fe _{вал.} , %	Среднее содержание компонентов по объединенным интервалам, %				
		Fe _{вал.}	V ₂ O ₅	TiO ₂	S	P
150,2–151,2	18,32					
151,2–152,2	19,49					
152,2–153,2	22,11					
153,2–154,2	21,73					
154,2–154,78	22,77					
154,78–155,78	19,59	22,11	0,33	5,55	0,05	0,08
155,78–156,78	17,48					
156,78–157,78	17,02					
157,78–158,80	17,94					
158,80–159,80	22,42					
159,80–160,30	23,00	22,33	0,31	5,10	0,07	0,09
160,30–161,30	21,90					

Таким образом, по двум изученным пересечениям Габневский силл имеет такое же дифференцированное строение, как и интрузив. Состав и мощность слагающих его горизонтов аналогичны (рис. 2, табл. 2), что указывает на формирование его также из флюидонасыщенных расплавов и позволяет отнести к Пудожгорскому интрузивному комплексу.

Краткое описание зон брекчирования и доломитовых горизонтов (по первичной документации скважин)

Приводимое ниже описание представляет собой выборочное сокращенное извлечение из первичной документации скважин 1951 и 1985 гг. (Еселев и др.,

1952Ф; Ганин и др., 1989Ф), керн по которым не сохранился. В 1951 г. петрографом в нижнем экзоконтакте силла (скв. № 355) было установлено наличие ангидрита, и частично он был описан как серпентин, так как оптически схож с ним, но этому факту не было придано должного внимания. Сопоставление описаний разрезов скважин № 355 и 377 с более качественным скв. № 55 позволяет предположить, что отложения гипса были вскрыты и скв. № 377 также в кровле титаномагнетитового силла и на более высоком уровне (рис. 2). Упомянутые в описании жилки кальцита и раскристаллизованный белый и розовато-белый кальцит явно являются гипсом. Именно так он выглядит в сохранившемся эталонном образце С-55/114 (рис. 3).

Скважина № 55, 1985 г. Интервал 112,1–124,1 м

Инт. 112,1–113,5 м. Гипс розовато-белого цвета тонкозернистый массивный, в кровле – полосчатый.

Инт. 113,5–118,2 м. Мелко-, среднеобломочная брекчия интенсивно хлоритизированных долеритов, размером обломков от 0,2 × 0,3 до 2 × 5 см, цемент базальный кристаллический, представлен мелкозернистым гипсом розоватого, светло-розового до белого цветов. Количество обломочного материала от 40 до 60%. В инт. 114,5–114,7 м слой мелкозернистого гипса массивной текстуры розовато-белого цвета.

Инт. 118,2–118,7 м. Мелко-, среднезернистый гипс полосчатой текстуры со слоями розового, зеленовато-желтого, кремового и серого цветов. Мощность от 0,2 до 1,5 см.

Инт. 118,7–120,1 м. Гипс мелко-, среднезернистый белого цвета массивной текстуры.

Инт. 120,1–121,2 м. Гипс мелкозернистый полосчатой текстуры (∠55° к оси керна) с чередованием слоев желто-кремового и коричневого цвета и минерализацией розового турмалина.

Инт. 121,2–123,4 м. Гипс вишнево-розового цвета неяснополосчатой текстуры с мелкими обломками долеритов размером 0,2 × 0,5 см.

Инт. 123,4–124,1 м. Афанитовый долерит с включениями линзочек гипса размером 0,1 × 0,5 см (верхний эндоконтакт Габневского силла).

Таблица 2
Результаты химического анализа пород Габневского силла и надкровельных вмещающих пород, мол. %

№ проб	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	ппп	H ₂ O	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅	S _{сульфатн.}	S _{сульфидн.}	Cr ₂ O ₃
С-55/118,2*	Гипс	5,24	0,05	0,40	0,41	0,12	29,12	2,51	<0,05	<0,03	0,17	22,66	Нет	–	–	39,56	–	–
С-55/121,2*	Гипс	1,35	0,04	0,25	0,20	0,12	31,08	1,21	<0,05	<0,03	0,11	22,66	Нет	–	–	43,37	–	–
Подрудный горизонт																		
414	Габбро-долерит	43,70	3,65	15,40	8,78	10,88	7,78	3,08	0,197	0,85	2,79	2,10	0,19	0,182	0,25	–	<0,01	0,026
415	”	43,80	3,55	15,45	7,52	12,43	7,95	2,72	0,206	0,75	2,80	1,53	0,16	0,185	0,28	–	0,04	0,035
Рудный горизонт																		
406	”	33,70	6,50	12,46	14,05	18,66	5,60	3,11	0,253	0,55	1,68	1,99	0,17	–	0,22	Не опр.	<0,01	0,018
407	”	32,07	7,54	11,49	15,08	19,73	5,01	3,00	0,294	0,94	1,71	2,13	0,14	–	0,26	Не опр.	0,03	0,017
408	”	33,47	7,29	12,40	13,59	18,31	4,89	3,08	0,309	1,43	1,94	1,97	0,17	–	0,23	Не опр.	0,03	0,015
409	”	34,13	7,25	11,99	13,40	18,47	5,01	2,98	0,334	1,00	1,86	2,24	0,18	–	0,24	Не опр.	0,07	0,014
Надрудный горизонт																		
410	”	47,15	3,08	12,80	5,93	12,07	7,53	4,33	0,222	1,06	2,57	2,45	0,15	0,103	0,29	–	<0,01	0,006
411	”	47,50	2,95	12,05	5,93	12,20	8,00	4,60	0,225	1,19	2,54	2,07	0,23	0,083	0,35	–	0,012	0,007
412	”	47,10	3,10	12,00	4,95	12,86	8,42	4,46	0,196	1,28	2,84	2,08	0,10	0,081	0,33	–	0,055	0,006
413	”	47,50	2,98	11,88	5,27	12,20	8,50	4,50	0,196	0,99	3,17	1,93	0,16	0,069	0,30	–	0,08	0,006

Примечание. * – химические анализы выполнены в СЗГТУ; остальные анализы – в хим. лаборатории Института геологии, аналитики Л. М. Демешина, В. А. Кукина, В. Л. Утицына.

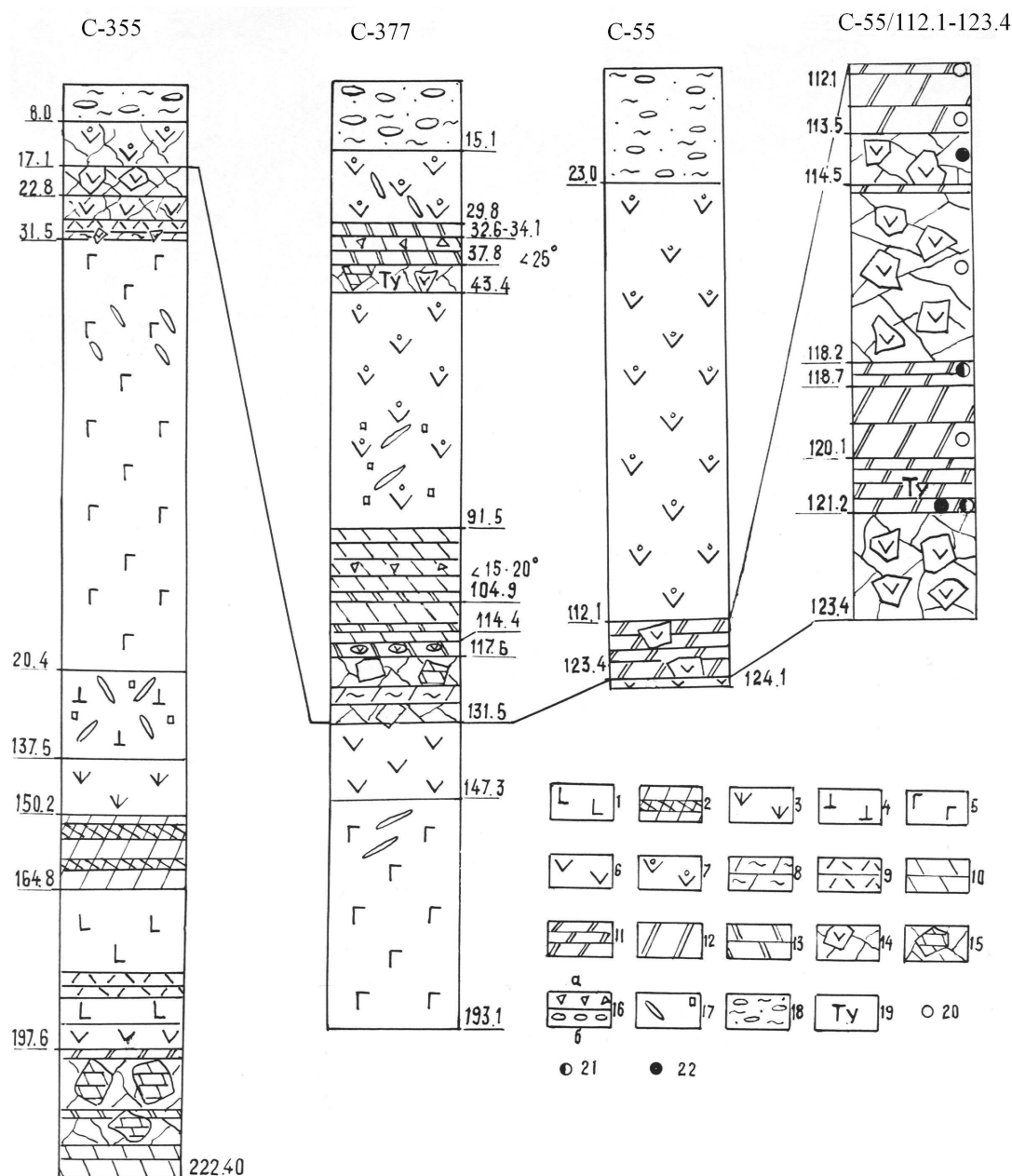


Рис. 2. Колонки скважин с зонами брекчирования. Верхний ятулий:

1–6 – Габневский дифференцированный силл габбро-долеритов. Горизонты: 1 – подрудный; 2 – рудный; 3–5 – надрудный (3 – слой мелкозернистых амфиболизированных габбро-долеритов; 4 – слой средне- и крупнозернистых уралитизированных габбро-долеритов; 5 – слой, наиболее обогащенный кремнеземом, – от кварцевых и гранофировых лейкоидиоритов до кварцевых монцититов с андезином, альбитом и шахматным альбитом); 6 – эндоконтактовые габбро-долериты (от афанитовых до мелкозернистых); 7 – безрудный недифференцированный покров (силл?) долеритов; 8–9 – зоны милонитизации с образованием тальк-карбонатных (8) и хлорит-актинолитовых (9) пород; 10 – доломит массивный и полосчатый; 11–16 – флюидизатно-эксплозивные образования (эвапориты?): 11 – гипс полосчатый; 12 – гипс массивный; 13 – предполагаемые слои гипса; 14–15 – зоны брекчирования с обломками долерита (14), доломита (15) и цементом различного состава; 16 – слои с мелкими обломками доломита (а), мелкими гальками кварца, песчаника, доломита (б); 17 – карбонатизация прожилковая и вкрапленная; 18 – нерасчлененные моренные и озерные песчано-гравийные отложения террас; 19 – турмалиновая минерализация; 20–22 – точки отбора: шлифов (20), полировок (21), химанализов (22)

Скважина № 355, 1951 г. Интервалы 17,2–31,5 и 197,6–222,8 м

Инт. 17,2–22,8 м. Брекчия долеритовых порфириров с хлорит-актинолитовым цементом и прожилками кварц-карбонатного и хлорит-актинолитового состава.

Инт. 22,8–31,5 м. Верхний экзо-(?) и эндоконтакт Габневского силла.

22,8–27,8 м. Долерит мелкозернистый с гранофиром и тонкой вкрапленностью титаномагнетита (10–15%) интенсивно трещиноватый с многочисленными прожилками кальцитового и хлорит-актинолитового состава.

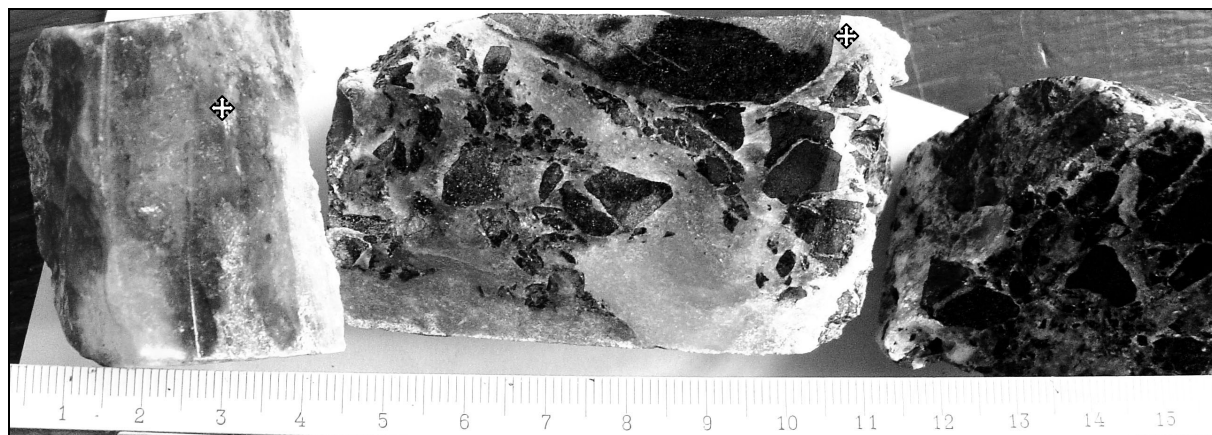


Рис. 3. А. Гипс полосчатой текстуры со слоями белого, серого и розового цветов – С-55/121.2. Б. Брекчия долеритового порфирита с гипсовым цементом и жилкой гипса – С-55/114. ✚ – место отбора проб на рентгено-структурный анализ

27,8–30,3 м. Хлорит-актинолитовая порода светло-зеленого цвета, к концу интервала с участками сохранившегося афанитового долерита.

30,3–31,5 м. Карбонатно-тальковая порода светло-зеленого цвета. В основании слоя зона брекчирования мощностью 0,2 м с обломками афанитовых долеритов с хлорит-актинолитовым цементом.

Инт. 197,6–216,5 м. Нижний экзоконтакт Габневского силла. Конгломерато-брекчия доломита, состоящая из угловатых, местами окатанных обломков и «крупных блоков розового и серого доломита, которые цементируются мелкозернистым перетертым карбонатным материалом с многочисленными жилками кальцита». «В зоне контакта с диабазом отмечается развитие *серпентинита* по доломиту. Серпентинит состоит из серпентина, представленного мелкими чешуйками и микрозернистым *ангидритом*, содержит мелкие зерна рудного минерала и карбонатов. Среди серпентинита отмечаются небольшие участки доломита» (Еселев и др., 1952Ф, т. XVIII, с. 24).

Инт. 216,5–222,8 м. Доломит светло-розового цвета, грубо- и тонкополосчатой текстуры (угол падения 30–40°) с мусковитом, гематитом и незначительным количеством кварца.

Скважина № 377, 1951 г. Интервал 29,8–131,5 м

Инт. 29,8–37,8 м. Мелко- и тонкокристаллический доломит полосчатой текстуры, участками рассланцованный, иногда с жилками кальцита. «У контакта с диабазом с глуб. 29,85 м доломит имеет тонкосланцеватую текстуру ($\angle 23\text{--}25^\circ$), превращен в хлорит-карбонатную породу» (Еселев и др., 1952Ф, т. XVIII, с. 30). В инт. 32,57–34,1 м зона брекчирования – остроугольные обломки скрытокристаллического доломита цементируются мелкозернистым белым вторичным кальцитом.

Инт. 37,8–43,45 м. «Брекчия, на контакте доломитов с метадиабазом, в большинстве случаев превращенным в *карбонатно-хлоритовую* и *карбонатно-турмалиновую* породу» (Еселев и др., 1952Ф, т. XVIII, с. 30). Хлорит-амфибол-карбонатная порода в инт. 29,95–30,0; 39,2–39,42; 40,5–40,65 м обогащена магнетитом до 30–40%. «Местами в сильно измененном

диабазе по трещинам наблюдаются прослойки белой, жирной на ощупь, карбонатно-хлорито-роговообманковой породы» (гипса?).

Инт. 43,45–91,55 м. Амфиболизированный кварцевый мелкозернистый габбро-долерит с гранофиром. С глубины 72 м отмечается много мелких гнездообразных включений и трещинок, выполненных молочно-белым кальцитом, а также встречены «крупные образования» крупнозернистого розовато-белого кальцита.

Инт. 91,55–104,92 м. Доломит тонкокристаллический, коричневатого-бурого цвета массивной и полосчатой ($\angle 15\text{--}20^\circ$) текстур. «На глубине 98,04 м доломит имеет сланцеватую текстуру, местами превращен в брекчию, в которой обломки мелкокристаллического гематитсодержащего доломита цементируются жильным кальцитом. В этих участках в доломите встречается до 5% кварца» (Еселев и др., 1952Ф, т. XVIII, с. 32).

Инт. 104,92–114,4 м. Мелкокристаллический доломит с небольшим содержанием мусковита, кварца и гематита. На отдельных участках он имеет полосчатую текстуру ($\angle 15\text{--}20^\circ$), обусловленную чередованием светло-розовых и голубовато-зеленых разностей.

Инт. 114,4–117,6 м. Кристаллический песчаный доломит с кварцем, мусковитом, гематитом и галькой известково-глинистого сланца и кварца. На контакте с подстилающими породами *конгломерато-брекчия* слюдистого песчаника, доломита (мелкие остроугольные обломки) и кварца (мелкая галька) с песчаным цементом.

Инт. 117,6–131,5 м. Зона верхнего экзо- и эндоконтакта Габневского силла. Сильно измененные, местами рассланцованные роговообманко-хлорит-тальковые сланцы по габбро-долеритам перемежаются с прослоями брекчированного доломита и конгломерата.

Зоны брекчирования. Как видно из приведенных разрезов скважин, все контакты осадков с субвулканическими и эффузивными образованиями являются зонами брекчирования, протяженность которых по простиранию структуры установлена на расстоянии 5 км. Наиболее интенсивному динамическому воздействию подверглись экзоконтакты Габневского силла, вертикальная мощность зон брекчирования в них до-

стигает 20 м. Эндоконтакты силла милонитизированы и брекчированы, их положение не всегда однозначно устанавливается (рис. 2). Обломочный материал в брекчированных участках представлен долеритом, доломитом или их смесью, редко песчаником и кварцем. Форма его остроугольная, слабоокатанная, редко хорошей окатанности, размер – от первых миллиметров до 5 см (рис. 3). В первичной документации скважин участки брекчированных пород описываются как брекчии и конгломерато-брекчии. Цементом в них является перетертый материал исходных пород – карбонатный, хлорит-амфиболовый, иногда псаммитовый, а в скв. № 55 – только гипсовый. В брекчированных породах отмечается интенсивная гематитизация (ожелезнение), иногда окварцевание и турмалинизация (скв. № 377 и 55).

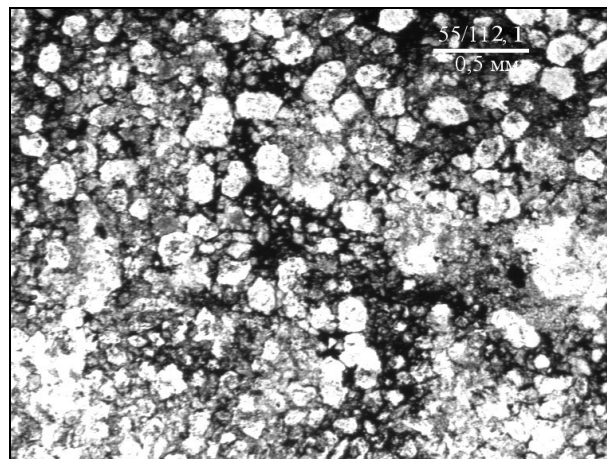
Гипсовый слой. Достоверно установлено наличие гипса только в скв. № 55 – инт. 112,1–123,4. Вертикальная мощность слоя – 11,3 м, истинная – 9,8 м. На долю чистого гипса приходится 40% мощности. В прикровельной (113,5–118,2 м) и подошвенной (121,2–123,4) частях выделяются два интервала брекчирования (рис. 2, 3). Наличие гипса подтверждено химическим и рентгеноструктурным анализом и послойно в шлифах (рис. 3, 4). Содержание сульфатной серы, определенной в двух образцах, составляет 39,56 и 43,37% (табл. 2). Керна по скважинам утрачены, для исследований сохранилось лишь два образца (рис. 3). К приведенному выше первичному описанию гипсового слоя можно добавить, что в его кровле присутствует слой кварцито-песчаника. Цемент базальный, по составу неоднородный – гипсовый, железистый, карбонатный (рис. 5). Идиоморфизм кварца (рис. 5, А) дает основание предположить, что цемент регенерационный. Исследование образца породы из инт. 114,0 м верхней брекчированной зоны показало, что брекчия является взрывной – в шлифе дешифрируется структура взрывной декомпрессии (рис. 6). На увеличенном фрагменте рис. 6 видно, что обломок, отделившийся от материнского, повторяет его конфигурацию и содержит продолжение кристалла плагиоклаза (рис. 6, Б). Обломочный материал представлен интенсивно хлоритизированным долеритовым порфиритом. Он содержит около 10% рудного вещества и иногда почти свежие вкрапленники плагиоклаза размером 1,0–1,5 мм. По составу они близки к эндоконтактовым долеритам.

Обсуждение результатов. Впервые на территории Карелии выявлена мощная толща гипса, приуроченная к верхнеятулийскому горизонту. А. М. Ахмедов и др. (1996) выделяют раннеятулийскую (янгозерскую) и верхнеятулийскую (туломозерскую) фазы эвапоритизации. Последняя, по их мнению, наиболее мощно выражена в Онежском и Печенгском окраинных бассейнах. «Эвапоритовые отложения пространственно связаны с прибрежными лагунными фациями, отшнурованными от дистальных отложений валами строматолитовых рифов. Обычно они представлены фиолетовыми и красными мергелистыми аргиллитами, содержащими псевдоморфозы карбоната по кристаллам гипса. Аргиллиты с псевдоморфозами составляют сравнительно мощные пачки (до 20 м), которые в основном приурочены к верхней части разреза, где переслаиваются с горизонтами оолитовых доломитов, кальклититов, содержащих обломки строматолитов



Рис. 4. Волокнистый гипс с идиоморфными кристаллами и каемочной микроструктурой. Шлиф С-55/119.5. х

А



Б

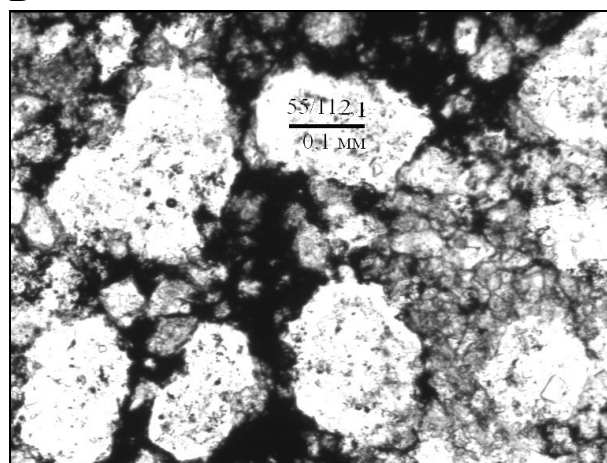


Рис. 5. Шл. С-55/112.1. Кварцито-песчаник. Цемент базальный и регенерационный, по составу – гипсовый, железистый, карбонатный

и оолитов. Они прослеживаются по всей периферии Онежской структуры» (Ахмедов и др., 1996, с. 88). При этом в связи с туломозерской фазой эвапоритизации отмечается наличие сланцево-карбонатных седи-

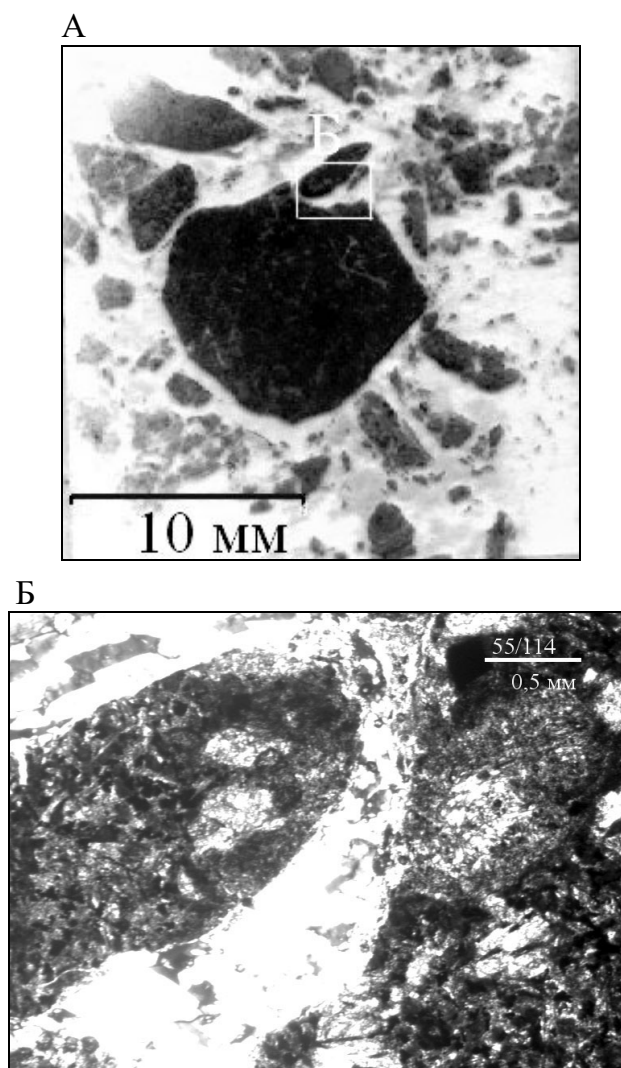


Рис. 6. Шл. С-55/114. А. Эксплозивная брекчия с центробежным распределением фрагментов. Цемент гипсовый. Структура взрывной декомпрессии. Б. Иллюстрация совмещения осколка и материнского обломка, а также кристалла плагиоклаза в них. Разделяющая трещина выполнена гипсом

ментогенных конгломерато-брекчий, образовавшихся при выщелачивании гипса и солей, и обогащение их (и особенно аргиллитов) редкими щелочами, бором

и рядом редкоземельных элементов. Процитированные признаки эвапоритов являются косвенными, хотя и достаточно обоснованными. Обнаружение гипсов в скв. № 55, таким образом, является недостающим прямым признаком эпохи эвапоритизации. Не отвергая эту позицию, следует, однако, рассмотреть и другую точку зрения, которая вытекает из приведенного фактического материала, – эти образования имеют флюидизатно-эксплозивный генезис.

Своеобразное тектоническое положение района, широкое развитие зон послынного брекчирования и брекчиевых текстур, структур взрывной декомпрессии, признаков гидротермальной переработки хорошо объясняются прорывом газовой составляющей при внедрении флюидонасыщенных расплавов, сформировавших силл и трещинный интрузив Пудожгорского комплекса. Привнос сернистых газов обеспечил преобразование благоприятной карбонатной среды в ангидрид и гипс.

И. И. Голубева (Голубева, Махлов, 1994; Голубева, 2003) под «магматогенными флюидизатами» понимает породы, образовавшиеся под воздействием твердогазовых потоков, сопровождаемых переносом кристаллических пород и eksploзивными явлениями. При этом она считает, что именно в гипабиссальных условиях могут формироваться вулканогенно-плутонические ассоциации с проявлениями флюидизатно-эксплозивных процессов.

Выводы

Приведенные новые данные о строении верхнего ятулия восточного Прионежья и района Пудожгорского месторождения титаномагнетитовых руд позволяют включить в состав Пудожгорского комплекса выявленный Габневский силл, внедрившийся по туломозерским доломитам. В его кровле установлен слой гипсов и брекчий долеритов с гипсовым цементом мощностью около 10 м. Допускаются два варианта генезиса ее образования: первично-осадочная – эвапоритовая формация и метасоматическая – магматогенная флюидизатно-эксплозивная формация в связи с внедрением флюидонасыщенных магматических расплавов и последующим взрывным отделением газовой фазы. Последний позволяет рассматривать эту площадь как весьма перспективную на поиски рудных элементов и как первоочередную для проведения дальнейших научных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Ахмедов А. М., Травин Л. В., Тихомирова М. Эпохи оледенения и эвапоритизации в раннем протерозое и межрегиональная корреляция // Региональная геология и металлогения. СПб., 1996. № 5. С. 84–94.

Ганин В. А., Логинов В. Н., Гриневич Н. Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 первого яруса, среднемасштабного глубинного геологического картирования второго яруса и общих поисков никеля в пределах Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления на площади 2000 кв. м в Пудожском районе Карельской АССР за 1984–1989 гг. Петрозаводск, 1989Ф.

Голубева И. И. Магматогенные флюидизатно-эксплозивные образования севера Урала. Екатеринбург, 2003. 138 с.

Голубева И. И., Махлов Л. В. Интрузивные пирокластиты севера Урала. Сыктывкар, 1994. 98 с.

Еселев Я. Х., Солодкая Р. И., Егорова Н. А. Отчет о геологоразведочных работах на Пудожгорском месторождении титаномагнетитов и геолого-поисковых работах на восточном побережье Онежского озера в Медвежьегорском и Пудожском районах Карело-Финской ССР за 1950–51 гг. 1952Ф.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Смирнова Н. К. Специфичность исходного расплава и состав железо-титановых окисных минералов Пудожгорской интрузии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 35–42.