

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

А. А. ПРЕДОВСКИЙ

Ж. А. ФЕДОТОВ

А. М. АХМЕДОВ

ГЕОХИМИЯ
ПЕЧЕНГСКОГО
КОМПЛЕКСА

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ им. С. М. КИРОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

550.4:552.4

А. А. ПРЕДОВСКИЙ, Ж. А. ФЕДОТОВ, А. М. АХМЕДОВ

ГЕОХИМИЯ ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ
ОСАДКИ И ВУЛКАНИТЫ

1028



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1974

УДК 550.4

Геохимия печенгского комплекса (метаморфизованные осадки и вулканиты).
Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Изд-во „Наука“, Ленинград. отд., Л., 1974, стр. 1 - 139.

Монография является первой полной геохимической характеристикой осадочных и вулканических пород среднепротерозойского метаморфического комплекса Печенги. Она содержит большой объем новых аналитических данных по петрогенным и рудогенным элементам (в том числе 344 полных силикатных анализа пород), которые методически однородны, сверены с отечественными и международными стандартами и представительны для всех наиболее распространенных разновидностей пород комплекса. Полученный материал интерпретируется в нескольких аспектах: относительно первичного характера вулканитов и осадков, геохимических особенностей эволюции вулканизма и седimentации, металлогенической специализации, фациальных особенностей пород, формационного деления комплекса. Рассматриваются новые геохимические данные по ультраосновному вулканизму, его влиянию на седimentацию и по связи с ним никеленосных дифференцированных интрузий.
Рис. - 35, табл. - 35, библ. - 111 назв.

Ответственный редактор В. Г. Загородный

ПРЕДИСЛОВИЕ

Данная работа является первой достаточно полной характеристикой химизма метаморфизованных осадочных и вулканических пород среднепротерозойского печенгского комплекса. В этом отношении она является дополнением к известным публикациям, посвященным супракrustальным и рудоносным интрузивным породам Печенги (Загородный и др., 1964; Гильярова, 1967; Горбунов, 1968; Елисеев, 1961).

В работе излагаются результаты исследований, проводившихся на Печенге в 1965–1970 гг., в которых помимо авторов в разное время принимали значительное участие А. С. Воинов, А. А. Жангурев, Ю. И. Ильин. В ходе исследований авторы пользовались консультациями и советами Г. И. Горбунова, В. Г. Загородного, И. В. Белькова, Д. Д. Мирской, К. Д. Беляева, Р. В. Карлова, Н. Т. Захаровой, М. И. Дубровского, А. Н. Виноградова, И. А. Яковлева, В. В. Любцова, В. А. Тюремнова, П. Л. Кацеблина. Большая работа была проведена аналитиками под руководством Н. А. Елиной, Р. А. Кравченко-Бережного, В. Я. Ключкина и М. А. Ритт. В обработке материалов принимали участие В. Е. Рявкин, В. И. Капралов, Л. И. Кацеблина, Н. Г. Иванова, Л. А. Предовская, М. Г. Федотова, Н. П. Дьяков, М. П. Базанов и В. Б. Добролеж. Всем перечисленным товарищам авторы выражают глубокую благодарность.

Введение, главы I и II написаны авторами совместно, глава II – А. А. Предовским и А. С. Ахмедовым, глава III – Ж. А. Федотовым и А. А. Предовским. В процессе работы особое внимание Ж. А. Федотовым уделялось изучению метавулканитов и обеспечению надежности аналитических данных, А. А. Предовским и А. М. Ахмедовым – фациальным особенностям метаосадков, А. А. Предовским – принципам проведения и интерпретации результатов исследования. Авторы надеются, что настоящая работа будет способствовать дальнейшему развитию исследований докембрия.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе приводятся результаты геохимического опробования метаморфизованных осадков и вулканитов среднепротерозойского печенгского комплекса – одного из наиболее интересных и полно изученных супракrustальных объектов этого возраста на Кольском полуострове. Геологической и стратиграфической основой для геолого-геохимических работ были результаты исследований В. Г. Загородного, Д. Д. Мирской и С. Н. Сусловой (1964). Некоторые уточнения и дополнения были рассмотрены в отдельных статьях (Загородный, Предовский, 1969; Предовский, 1969). В связи с этим здесь нет необходимости специально рассматривать вопросы геологического строения и развития Печенгского синклиниория. В предисловии уже указывались важные в геологическом плане публикации по Печенге, которые следует иметь в виду при использовании наших материалов.

Основными задачами, вытекающими из общих проблем изучения докембрия (Сидоренко, 1963, 1967, 1970; Сидоренко и др., 1971), для проводимых нами работ являлись следующие: 1) получение данных по содержанию и распределению петрогенных и основных рудогенных элементов в метаосадках и метавулканитах; 2) выявление геохимических закономерностей эволюции седиментации и вулканизма; 3) реконструкция протосостава метаосадков и уточнение их номенклатуры и фациальных особенностей на геохимической основе; 4) выявление геохимических признаков влияния вулканизма на седиментацию; 5) установление связей химического состава вулканитов и осадков с палеотектоническим режимом их формирования; 6) выявление геохимической и металлогенической специфики отдельных толщ; 7) использование геохимических данных для формационного деления печенгского комплекса.

Необходимо отметить, что до настоящего времени химизм супракrustальных пород печенгского комплекса был охарактеризован весьма недостаточно и неравномерно. Если для метавулканитов в работе В. Г. Загородного и др. (1964) было приведено 53 полных химических анализа, то для метаосадков были известны лишь единичные анализы, помещенные в работах разных авторов.

Такое положение дела и характер поставленных задач определили как значительный объем, так и специфическую методику опробования, подробно рассмотренную нами в ряде предыдущих работ (Предовский, Петров, Беляев, 1967; Предовский, Петров, 1967; Федотов, Предовский, 1970; Предовский, Ахмедов, 1970). Здесь необходимо отметить, что геохимическое опробование планировалось на основе тектонического районирования и стратиграфического расчленения Печенгского синклиниория и проводилось по профилям, направленным вкрест простирации толщ на ряде участков (рис. 1). Первым шагом в опробовании и усреднении материала был отбор проб, именуемых нами единичными. Эти пробы отбирались по приближенно-точечной схеме

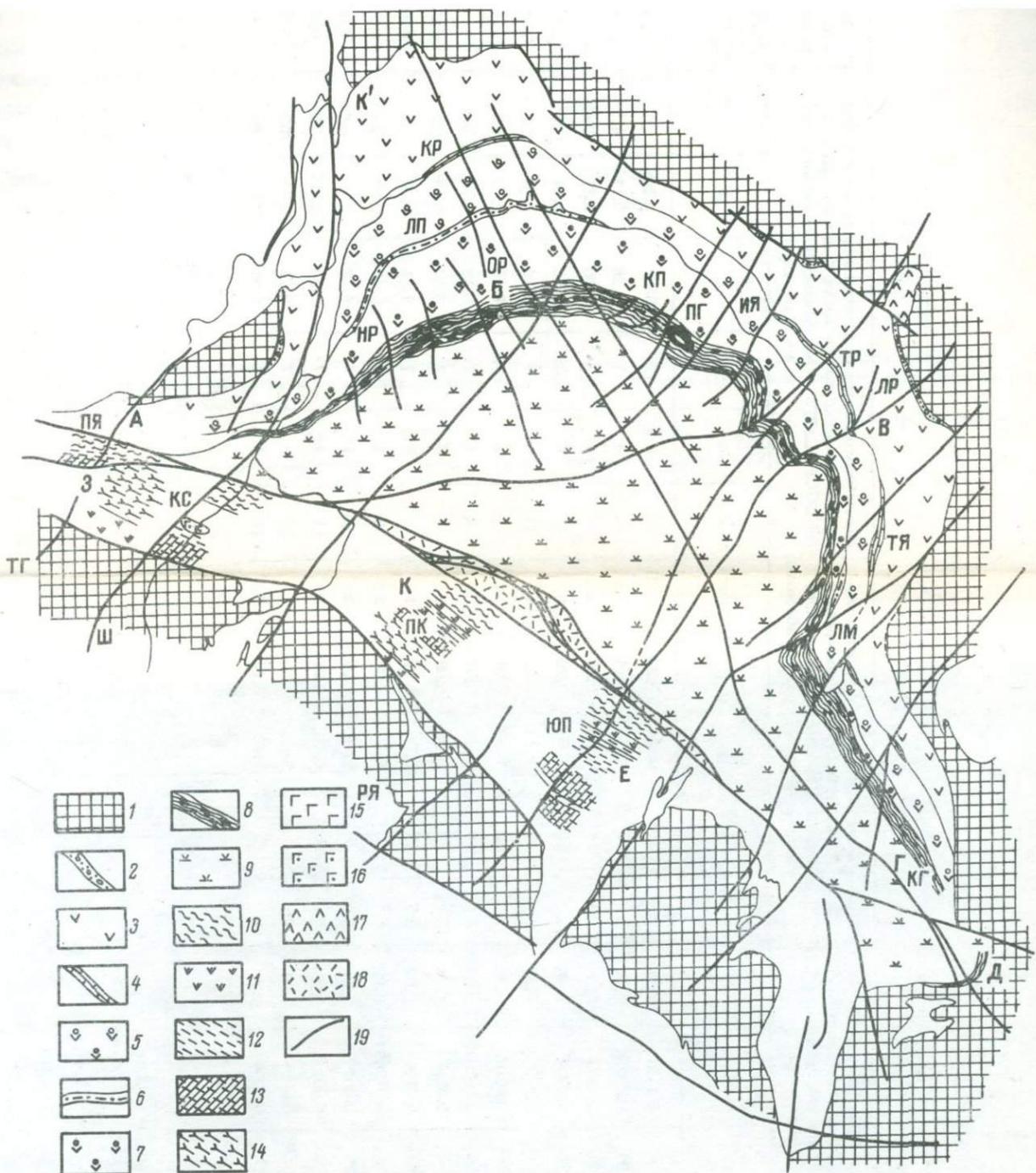


Рис. 1. Схема размещения участков спробования метаосадочных и метавулканогенных пород среднеаэптерозойского комплекса Печенги. Геологическая основа по В. Г. Загородному, Д. Д. Мирской и С. Н. Сусловой (1964), В. Г. Загородному и А. А. Предовскому (1969) с изменениями.

1 - породы фундамента печенгского комплекса. Породы северной зоны синклиниория: 2, 3 - свита ахмалахти (2-первая осадочная толща, 3-первая вулканогенная толща); 4, 5 - свита күэтсярви (4-вторая осадочная толща, 5 - вторая вулканогенная толща). 6, 7 - свита коласйоки (6-третья осадочная толща, 7-третья вулканогенная толща); 8, 9 - свита пильгуярви (8-четвертая осадочная толща, 9 - четвертая вулканогенная толща). Породы южной зоны синклиниория: 10 - толща черных сланцев; 11 - метадиабазы; 12 - толща ритмично-слоистых метапсаммитов и сланцев; 13 - толща метапликритов и сланцев; 14 - толща биоти-плагиоклазовых сланцев по андезитоидным эфузивам и туфогенам; 15 - метагаббрю; 16 - кварцевые метагаббрю; 17 - метагаббрю-нориты горы Генеральской; 18 - кварцевые металллагиопорфирыты Порыташа; 19 - линии разрывных нарушений. Участки спробования метавулканитов: А - Пороярви северный; Б - Центральный; В - Печенгский северный, Г - Куайньюн; Д - Кучинтундра; Е - Печенгский южный; К - озеро Капля; З - Пороярви южный. Участки спробования метаосадков: КТ - Кучинтундра; ЛМ - Ламмас-йоки; ТЯ - Тульяу; ЛР - Лустари; ТР - Печенгский северный; ИЯ - Иллепинъярви; ПГ - Пильгуярви; КП - Кирджипор; ОР - Ортоайви; ЛП - Лучломполо; НР - Никель; КР - Кувернерийоки; К' - Кумпала; ЮП - Печенгский южный; РЯ - Руоссельярви; ПК - Порыташ-оз. Капля; Ш - Шуорт; КС - Кассисйоки; ТТ - Тальятунтури; ПЯ - Пороярви северный и Пороярви южный.

Таблица 1

Межлабораторные и внутрилабораторные ошибки воспроизводимости для полного химического анализа ультраосновных, основных и метаосадочных пород печенгского комплекса

Окислы	Межлабораторная ошибка воспроизводимости в химико-аналитических лабораториях Кольского филиала АН СССР, СЗТГУ и Архангельской экспедиции СЗТГУ для гипербазитов							Межлабораторная ошибка воспроизводимости в химико-аналитических лабораториях Кольского филиала АН СССР и Архангельской экспедиции СЗТГУ для пироксенитов и габбро							Внутрилабораторная ошибка воспроизводимости в химико-аналитической лаборатории Кольского филиала АН СССР для метабазитов							Межлабораторная ошибка воспроизводимости в химико-аналитических лабораториях Кольского филиала АН СССР, СЗТГУ и Архангельской экспедиции для метаосадков							Оценка правильности полного химического анализа в химико-аналитической лаборатории Кольского филиала АН СССР			
																						Диабаз "ДИМ-1"		Базальт "ВК"								
																						рекомендованные \bar{x}	\bar{x} Кольского филиала АН СССР	рекомендованное \bar{x}	\bar{x} Кольского филиала АН СССР							
SiO_2	22	11	11	38.03	0.0588	0.243	0.6	8	4	4	47.84	0.1151	0.34	0.7	10	48.44	0.22	0.45	11	4	7	62.40	0.24	39	57.96	58.18	38.49	38.69				
TiO_2	22	11	11	1.15	0.0084	0.09	8	8	4	4	2.94	0.0735	0.27	9	8	1.82	0.14	7.7	11	4	7	2.28	0.11	4.8	1.24	1.18	2.61	2.47				
Al_2O_3	22	11	11	4.00	0.1367	0.37	9	8	4	4	11.74	0.1071	0.33	2.8	14	12.06	0.25	2.1	11	4	7	12.00	0.31	2.6	14.13	13.81	10.31	10.30				
Fe_2O_3	22	11	11	8.34	0.1585	0.40	5	8	4	4	2.83	0.4798	0.09	24	10	3.88	0.26	6.7	11	4	7	9.10	0.24	26	2.14	2.05	5.58	5.91				
FeO	22	11	11	9.56	0.1256	0.35	3.7	8	4	4	12.54	0.1200	0.35	2.8	10	7.63	0.12	1.6	11	4	7	3.15	0.18	5.7	8.54	8.57	6.56	6.69				
MnO	22	11	11	0.18	0.001010	0.032	18	8	4	4	0.185	0.0010	0.032	1.7	10	0.20	0.04	22	11	4	7	0.05	0.15	30	0.14	0.16	0.20	0.25				
P_2O_5	22	11	11	0.13	0.0016	0.04	31	8	4	4	0.46	0.000825	0.029	6	8	0.24	0.07	29	4	4	7	0.15	0.06	40								
MgO	22	11	11	25.02	0.4174	0.84	2.6	8	4	4	5.96	0.3314	0.58	10	16	8.24	0.09	1.1	11	4	7	0.60	0.13	22	3.18	3.10	13.21	13.37				
CaO	22	11	11	4.11	0.2427	0.49	12	8	4	4	7.48	0.2484	0.50	6.7	12	10.11	0.11	1.1	11	4	7	1.04	0.26	25	6.38	6.45	13.89	13.77				
Na_2O	22	11	11	0.13	0.0006	0.025	19	8	4	4	2.40	0.015638	0.125	5.2	6	3.02	0.07	2.2	23	1	7	1.47	0.031	21	3.01	3.05	3.07	2.98				
K_2O	22	11	11	0.13	0.00027	0.016	12	8	4	4	1.05	0.0016	0.04	3.8	6	1.68	0.05	2.7	23	1	7	5.16	0.04	0.8	2.04	2.02	1.38	1.34				
CO_2	22	11	11	0.22	0.0120	0.11	50	8	4	4	0.75	0.002637	0.051	7	8	0.46	0.045	10	11	4	7	0.80	0.062	78	0.23	0.24	0.80	0.83				
S	22	11	11	1.31	0.0150	0.12	9	8	4	4	0.10	0.0064	0.08	80					11	4	7	0.02	0.01	50	0.22	0.24	1.02	-				
H_2O^+	22	11	11	6.73	0.1266	0.36	5.3	8	4	4	3.57	0.0908	0.30	8	11	1.46	0.12	8.2	11	4	7	0.23	0.14	69	0.81	0.75	2.38	2.18				

Примечание. n — количество определений; m — количество проб; f_2 — число степеней свободы.

Таблица 2

Оценка правильности спектральных количественных определений рудогенных элементов в основных породах

	Стандартная пробы базальта „BR“										Элемен- ты	Стандартная пробы диабаза „ДиМ-1“		
	Cu		Ni		Co		Cr		V			рекомен- дованые \bar{x}	\bar{x} Коль- ского фи- лиала АН СССР (12 определ.)	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2				
n	5	10	5	10	5	10	5	10	5	10	Cu	0.0058	0.0050	
m	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	Ni	0.0021	0.00245	
\bar{x}	0.008	0.008	0.021	0.025	0.005	0.004	0.039	0.031	0.029	0.017	Co	0.0035	0.0030	
s^2	0.0000032	0.00000088	0.000047	0.000051	0.0000005	0.00000044	0.0000050	0.0000044	0.000135	0.0000049	Cr	0.0021	0.0020	
s	0.0018	0.00094	0.0069	0.0023	0.0007	0.00067	0.0007	0.0021	0.0116	0.0022	V	0.0210	0.0119	
$V, \%$	22	11.6	33	9	14	17	18	7	40	13				
\bar{s}_{xy}^2	0.00000159		0.0000463		0.00000046		0.0000387		0.000045					
$t_{\text{эксп.}}$	0		1.07		2.6		1.98		3.22					
$t_{\text{табл.}}^{0.05; 13}$	2.16				Систематическая ошибка в Кольском филиале АН СССР мало значима				Значительное систе- матическое заниже- ние в Кольском фи- лиале АН СССР (в 1.7 раза, или на 41%)					

Примечание. Стандартная пробы базальта „BR“ проанализирована в 5 зарубежных лабораториях – США, Италии, Индии, Нанси–Франции (Roubault et al., 1968) и в Лаборатории физических методов исследования вещества (Геологический институт Кольского филиала АН СССР, аналитики М. Ф. Лялина и Г. Р. Ожигова).

$$\bar{s}_{xy}^2 = \frac{(n_1 - 1) s_x^2 + (n_2 - 1) s_y^2}{n_1 + n_2 - 2}; \quad t_{\text{эксп.}} = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sqrt{\bar{s}_{xy}^2}} \sqrt{\frac{n_1 \cdot n_2}{n_1 + n_2}} \quad (\text{Н. Ф. Лосев}).$$

1 — по данным лаборатории Нанси–Франции; 2 — по данным Кольского филиала АН СССР.

на отдельных обнажениях или группах обнажений и включали лишь однородное вещество идентичных пород. Однородность материала проверялась в шлифах. Пробы подвергались полуколичественному спектральному анализу в двух лабораториях (Геологического института Кольского филиала АН СССР и Мурманской ГРЭ СЗТГУ), который использовался при дальнейшем группировании проб и статистических сравнений типов пород и толщ между собой. Общее количество единичных проб для метаосадков и метавулканитов превысило 1700.

Следующим шагом усреднения материала была группировка проб. Группы формировались таким образом, что объединяли только единичные пробы, не различающиеся по общему характеру пород, их минеральному составу, положению в разрезе и структуре синклиниория, типу и степени процессов изменения (регионального метаморфизма). Групповые пробы, таким образом, являются элементарными единицами исследования, которые можно рассматривать в различных аспектах независимо от различий в генетических позициях исследователей.

Высокая степень усреднения материала диктовалась необходимостью получения генерализованных и надежных характеристик состава наиболее распространенных пород, представительных для всего объема вулканогенных и осадочных толщ. Представительность опробования специально проверялась.

Рассматриваемые далее сведения базируются на большом объеме аналитических определений, включающих 234 полных силикатных анализа, главным образом групповых проб метаосадков, и 176 – метавулканитов (из них 344 для тех и других пород приводятся в настоящей работе), 2900 количественных определений меди, никеля, кобальта, хрома, ванадия, щелочей, бора, свинца, галлия, урана, тория и углерода, выполненных в основном количественным спектральным, пламенно-фотометрическим и гамма-спектрометрическим методами. Силикатные анализы пород производились в химико-аналитических лабораториях СЗТГУ (руководитель В. Я. Ключкин), Архангельской комплексной геологической экспедиции СЗТГУ (руководитель М. А. Ритт) и Геологическом институте Кольского филиала АН СССР (руководитель Н. А. Елина). Остальные количественные определения выполнялись главным образом в аналитических лабораториях Геологического института Кольского филиала АН СССР.

Для обеспечения необходимого уровня аналитических работ был организован систематический контроль за точностью аналитических данных в форме повторного анализа части проб, многократного анализа одной пробы и стандартных отечественных и международных проб пород (Елина, 1970; Хитров, Кортман, 1969). Результаты статистической обработки данных такого контроля приведены в табл. 1 и 2. Они позволяют в целом считать качество полученных аналитических данных вполне удовлетворяющим современным требованиям. Вместе с тем проведенный контроль способствовал выявлению ряда систематических отклонений в определении содержаний отдельных элементов. Так, приведенные в настоящей работе содержания ванадия следует считать по данным анализа стандартных пород заниженными в 1.7 раза. Систематические расхождения установлены в содержании двуокиси титана по данным разных лабораторий.

Результаты массовых количественных и полуколичественных спектральных определений элементов-примесей в породах были обработаны статистически на ЭВМ „Минск-22“ в Кольском филиале АН СССР (совместно с А. З. Шейман, Е. Г. Гудковой, С. И. Каржавиной, М. А. Зайцевой, Т. А. Константиновой). Параметры распределения и коэффициенты корреляции элементов в геологически однородных выборках, а также результаты сопоставления геологически связанных между собой выборок по критериям Фишера и Стьюдента приведены в предыдущих наших работах (Федотов, Предовский,

1970; Предовский, Ахмедов, 1970). В настоящей работе использованы полученные при этом выводы по степени сходства и различия выборок, представляющих отдельные группы пород или их совокупности, характерные для определенных толщ.

Используемая нами номенклатура метаосадочных пород по их первичному составу обоснована в предыдущих исследованиях (Предовский, 1970а; Предовский, Ахмедов, 1970). Приводимые в таблицах данные по некоторым физическим свойствам пород были получены совместно с В. А. Тюремновым, П. Л. Кацебиным и О. Е. Верхоглядовой.

Глава I

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА

Северная зона Печенгского синклиория

Первая осадочная толща

Обнаженная часть разреза печенгского комплекса начинается с базальных конгломератов. Они протягиваются прерывистой полосой мощностью 150–250 м, тяготея к северо-западному и северо-восточному обрамлению синклиория. Наиболее обнажены выходы конгломератов на п-ове Кумпula и в районе Luostari. В связи с тем что полученные данные во многом совпадают с приведенными в работах предыдущих исследователей, мы считаем возможным ограничиться теми сведениями, которые дополняют уже опубликованные.

На п-ове Кумпula конгломераты залегают на выветрелых гранитах. Толща конгломератов мощностью до 180 м разделяется на три крупных ритма. Мощность каждого ритма около 60–70 м, причем верхний обнажен не полностью. Крупный обломочный материал концентрируется в виде грубых косых серий в основании ритмов. Вверх по разрезу ритмы накапливаются гравийный и грубозернистый псаммитовый материал. В нижних частях толщи материал представлен примерно равными количествами слабоокатанных фрагментов плагиогранитов, гранодиоритов и гранито-гнейсов, цементированных гравийным субграувакковым материалом. Выше увеличивается количество обломков плагиогранитов, цементирующий материал становится более тонким и сортированным и в верхах представлен крупнозернистыми субграувакковыми метапсаммитами с незначительной примесью хлорита.

В районе ст. Luostari мощность толщи, обнажающейся на протяжении 8 км, оценивается в 250 м. Конгломераты залегают с угловым несогласием на биотитовых гнейсах нижнего протерозоя, прорванных многочисленными жильными телами плагиогранитов. Южнее в основании конгломератов наблюдаются плагиомикроклиновые граниты. Конгломераты полого ($10-15^{\circ}$) погружаются на юго-запад под метадиабазы первой вулканогенной толщи. Детальному изучению доступна только средняя и верхняя части разреза. В его нижних уровнях конгломераты неслоисты. Гальки и валуны занимают

не более 45% объема и погружены в неслоистый темно-серый субграувак-ковый цемент. В более высоких уровнях наблюдается переслаивание грубо-зернистых метапсаммитов и гравелитов субграуваккового состава, мелко-галечных и грубообломочных конгломератов с редкими валунами. Собственно конгломераты составляют 60–70% объема толщи. Ритмичное строение выражено в чередовании слоев конгломератов мощностью до 1,5 м и слюдистых метапсаммитов. Микроритмы мощностью до 2 м обычно двучленны. Реже наблюдаются трехчленные ритмы, верхняя часть которых сложена мелко-зернистыми метапсаммитами. В целом вверх по разрезу намечается уменьшение размерности обломочного материала. Самые верхние горизонты содержат примесь основного туфогенного материала. Прослои конгломератов разделены косослоистыми сериями. Косая слоистость односторонняя, потокового типа. Судя по ориентировке галек и косослоистых серий, материал поступал с севера и северо-востока. Содержание грубообломочного материала в прослоях конгломератов колеблется от 44 до 72% (в среднем около 52%). Обломочный материал обладает плохой степенью сортировки, встречаются гальки размером до 20 см и единичные валуны до 50 см в диаметре. Преобладают гальки размером от 1 до 5 см (52%). Наибольшая доля объема обломочного материала приходится на фракции 7–10 и 10–15 см (рис. 2).

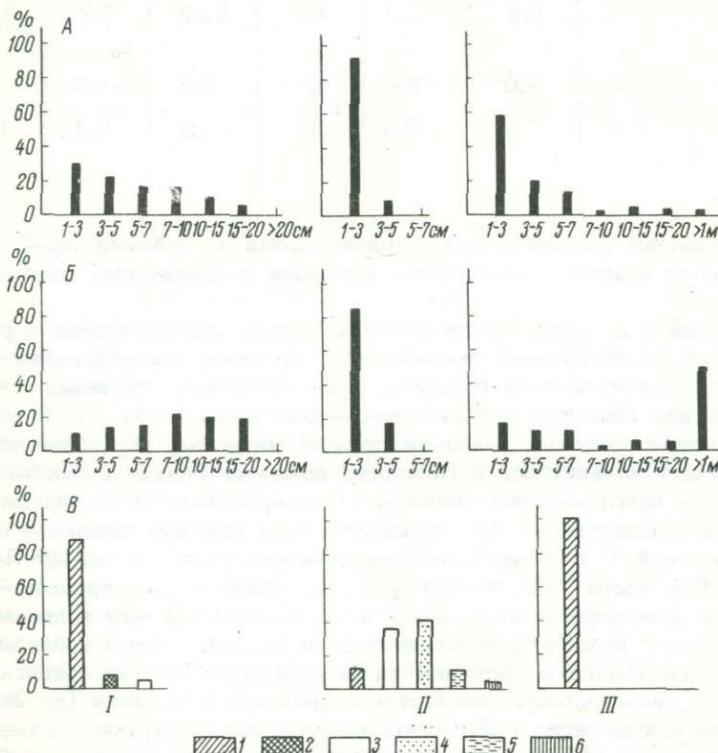


Рис. 2. Распределение галек различных фракций в конгломератах метаосадочных толщ северной зоны Печенгского синклиниория.

I – конгломераты первой осадочной толщи; II – конгломераты третьей осадочной толщи (р. Пику-Копасйоки); III – конгломераты четвертой осадочной толщи (р. Ламмасйоки); А – распределение галек различных фракций, % от общего числа галек; Б – распределение галек различных фракций, % от общего объема; В – содержание галек различных пород, % от общего количества галек; 1 – гранитоиды; 2 – гнейсы; 3 – жильный кварц; 4 – туфы; 5 – метапелиты; 6 – метадиабазы.

Таблица 3

Минеральный состав цемента конгломератов первой осадочной толщи (подсчет приближенный), об. %

Минералы	Луостари, группы ЛР-2, ЛР-3, ЛР-4					Кумлула, группа К-1	
	П-516	П-512	П-513	П-514	П-511	П-613	П-615
Кварц	37.5	31.8	28.8	42.0	29.3	36.6	39.2
Микроклин	2.0	2.6	3.4	4.5	6.8	5.7	11.6
Плагиоклаз	43.0	42.4	45.0	30.5	38.5	39.3	38.8
Биотит	5.9	6.8	8.4	12.0	1.8	6.4	4.1
Хлорит	0.4	0.4	-	0.5	6.8	4.5	0.8
Мусковит (серицит)	7.0	6.6	7.0	4.0	12.0	5.2	3.0
Карбонат	3.6	8.0	5.8	5.5	4.4	1.5	2.1
Рудные и ак- цессорные	0.4	1.2	0.4	0.5	0.4	0.8	1.1

Гальки представлены разнообразными гранитоидами и гнейсами (85–97%), а также жильным кварцем, слюдистыми сланцами и единичными обломками амфиболитов.

Обломочный и цементирующий материал толщи конгломератов в районе Луостари близок по степени окатанности, характеру распределения и составу к конгломератам п-ва Кумлула. Эта особенность отражена в минеральном составе обломочной и цементирующей части (табл. 3). В шлифах наблюдается мелкозернистый кварц–биотитовый материал, образовавшийся за счет первичной алевритовой и глинистой примеси. Редкие и маломощные прослои в толще конгломератов сложены тонкозернистым материалом – слюдистыми метапсаммитами. Они фиксируют моменты максимальной стабилизации движений. О составе таких пород можно судить по шлифу П-515: плагиоклаз – 0.5, кварц – 59, биотит – 22, мусковит – 2.5, карбонат – 13.5, рудные и акцессорные минералы – 2.5%. Состав цемента конгломератов тесно связан с породами, непосредственно подстилающими конгломераты. Там, где конгломераты залегают на плагиомикроклиновых гранитах в их цементе в значительном количестве появляется микроклин (до 24%).

В конгломератах первой осадочной толщи хорошо сохранились первичные псевфитовые и псаммитовые структуры. Цемент преимущественно базальный. Обломочный плагиоклаз представлен олигоклаз–андезином (22–26% An). Повсеместно присутствует в небольшом количестве карбонат, обычно развивающийся по трещинам в обломочных минералах. Верхние части разреза конгломератов обогащены хлоритом и эпидотом, которые возникли при перекристаллизации основного туфогенного материала.

В распределении депрессий, в которых отлагались конгломераты, проявлена определенная закономерность, поскольку они тяготеют к тектоническим швам, разделяющим структуру северной зоны на ряд блоков. Можно предполагать, что и ориентировка депрессий, заполнившихся конгломератами,

во многом совпадала с направлением поперечных зон нарушений (Загородный, Предовский, 1969).

Конгломераты и перекрывающие их вулканиты образуют единую последовательность, которая по своему объему может быть сопоставлена с одной из серий среднего протерозоя, выделяемых на территории Карелии. К. О. Кратц и др. (1971) относят базальные конгломераты Печенги к сариолю. Сходного мнения придерживается и В. З. Негруца. Однако у конгломератов первой осадочной толщи есть некоторые особенности, которые не позволяют с полной уверенностью считать их аналогами сариолийских. Дело заключается в том, что в составе первой осадочной толщи не отражена значительная степень предшествующего выветривания, неизбежного в связи с большим предпеченгским перерывом в седиментации. Одно из возможных объяснений заключается в том, что конгломераты не представляют собой низов первой осадочной толщи. По-видимому, могут существовать располагающиеся ниже горизонты, содержащие продукты перемыва коры выветривания. Справедливость этого, вероятно, будет проверена при глубинном разбуривании печенгского комплекса.

Если в составе первой толщи будут обнаружены продукты перемыва коры выветривания, то вопрос о ее сходстве с сариолием будет вновь поставлен на обсуждение. В связи с этим необходимо упомянуть, что Л. И. Увадьевым отмечались ритмично-слоистые хлорит-серицитовые сланцы, обнажающиеся в разрезе первой осадочной толщи в районе оз. Палоярви.

Характеристика химического состава метаосадков первой осадочной толщи вместе с результатами реконструкции протосостава приводится в табл. 4.

Первая вулканогенная толща

Породы первой вулканогенной толщи протягиваются от границы с Норвегией в районе Пороярви на западе до р. Валлас на востоке. Мощность толщи изменяется от 1,5 км в центре района до первых сотен метров на западном фланге. На востоке толща плохо обнажена. Вулканические образования согласно залегают на породах первой осадочной толщи. Метавулканиты на большом протяжении залегают и непосредственно на гранитизированных породах фундамента. Контакт между ними нередко тектонически осложнен.

Вулканогенная толща состоит из большого числа покровов. Простой осадочных пород и пирокластический материал не характерны для толщи. Разрез толщи слагается почти исключительно массивными лавовыми образованиями, которые на 98% представлены метадиабазами. Лишь около 2% приходится на долю более кислых пород — кварцсодержащих метаплагиопорфитов, именуемых некоторыми исследователями средними плагиопорфритами.

Покровы метадиабазов имеют мощность от нескольких метров до 50 м. По строению и текстурным особенностям выделяются два типа покровов, представленных массивными или миндалекаменными метадиабазами. Первые обычно хорошо раскристаллизованы, особенно в наиболее мощных покровах. Величина кристаллов в них увеличивается от приконтактовых частей к центральным. В висячем боку тел обычно наблюдаются скопления миндалин, что свидетельствует о спокойной кристаллизации лавы в большой массе.

Покровы миндалекаменных метадиабазов слагаются афанитовыми породами даже при значительной мощности. Миндалины в них распределены по всей мощности тел в виде полосчатых, линзовидных и шаровых скоплений. Слабая раскристаллизация и неравномерность внутреннего строения сближают

Таблица 4

Химический состав и объемный вес пород первой осадочной толщи и фундамента

Компоненты	ЛР-1	П-6	П-7	ЛР-2	П-11	ЛР-3	ЛР-4	П-2	ЛР-5	ЛР-6	П-13	К-1	П-614
SiO ₂	69.50	72.72	60.39	70.42	73.69	66.88	63.88	66.61	73.36	63.42	73.57	71.89	70.0
TiO ₂	0.35	0.21	0.43	0.29	0.25	0.43	0.39	0.32	0.25	0.44	0.28	0.27	0.25
Al ₂ O ₃	14.58	14.39	18.15	12.83	12.89	14.79	13.50	12.32	12.47	12.80	13.01	13.58	13.3
Fe ₂ O ₃	1.24	0.05	1.05	0.33	0.28	1.39	2.06	0.58	0.98	1.63	0.58	0.95	0.18
FeO	2.52	1.79	5.39	2.61	2.18	3.04	2.98	2.61	1.52	4.38	1.91	2.39	2.72
MnO	0.03	Нет	0.07	0.04	0.03	0.04	0.08	0.07	0.04	0.10	0.03	0.03	0.04
CaO	1.32	0.89	1.15	2.41	2.01	1.96	3.78	5.00	2.52	4.55	1.92	0.79	1.02
MgO	1.53	1.11	2.90	1.85	1.00	2.54	2.54	2.08	1.08	3.16	1.04	1.23	2.20
K ₂ O	3.60	4.18	5.92	3.20	3.30	4.20	3.30	3.31	2.80	1.32	3.34	3.26	2.94
Na ₂ O	3.40	3.84	1.12	3.20	3.47	1.70	3.70	2.38	3.20	3.90	2.98	3.37	3.66
P ₂ O ₅	0.13	0.14	0.12	0.12	0.13	0.14	0.13	0.15	0.15	0.14	0.13	0.12	0.14
П. п. п.	1.50	1.08	2.73	2.23	1.17	2.85	3.47	4.53	1.42	3.99	1.44	1.95	2.56
Σ	99.57	100.40	99.82	99.41	99.40	99.62	99.68	99.96	99.84	99.69	100.23	99.97	99.96
H ₂ O ⁺	1.26	0.69	2.15	1.04	0.10	2.03	0.81	1.32	0.94	1.32	0.49	1.50	1.46
H ₂ O ⁻	Не обн.	0.20	0.36	Не обн.	0.21	0.08	0.17	0.14	0.02	0.06	0.16	0.21	0.51
S _{вал}	" "	0.02	0.03	0.20	0.02	0.19	0.36	0.09	0.09	0.65	0.03	0.12	0.18

CO ₂	0.24	0.14	0.19	0.99	0.84	0.55	2.13	2.98	0.37	1.96	0.76	0.12	0.41
Li ₂ O	0.003	0.0019	0.0081	0.003	0.002	0.004	0.005	0.0040	0.0038	0.0041	0.0036	0.0035	0.0018
Rb ₂ O	0.013	0.010	0.022	0.01	0.01	0.011	0.01	0.011	0.010	0.005	0.008	0.011	0.010
Cu	0.002	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.004	0.002	0.003	0.003
Ni	0.005	0.004	0.009	0.004	0.003	0.005	0.005	0.004	0.004	0.006	0.005	0.004	0.003
Co	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	<0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001
Cr	0.010	0.009	0.008	0.010	0.009	0.010	0.008	0.008	0.008	0.008	0.006	0.007	0.006
V	0.007	0.003	0.013	0.023	0.004	0.033	0.006	0.006	0.009	0.008	0.005	0.005	0.002
Sn	0.0004	0.0005	0.0003	0.0004	0.0003	0.0004	0.0005	0.0004	0.0005	0.0004	0.0006	0.003	0.003
Pb	0.0052	0.0065	0.002	0.003	0.003	0.0016	0.0042	0.0061	0.0041	0.003	0.0028	0.002	0.001
B	0.0007	0.0007	0.0008	0.0014	0.0013	0.0019	0.0018	0.0019	0.0016	0.0005	0.0017	0.0013	0.0008
ρ, g/cm ³	2.64	2.61	2.63	2.67	2.64	2.71	2.70	2.70	2.61	2.70	2.71	2.67	2.65

Примечание. Здесь и далее в аналогичных таблицах состав пород дается в весовых процентах.

ЛР-1, П-6, П-7 – фундамент печенгского комплекса, метасубграувакки; ЛР-2, П-11 – субграувакковые гравелиты, цемент конгломератов, низы разреза; ЛР-3, ЛР-4, П-2 – косослоистые граувакковые гравелиты и метапсаммиты, цемент конгломератов, середина разреза; ЛР-5, ЛР-6, П-13 – косослоистые плагиоаркозовые и туфлит-граувакковые метапсаммиты, цемент конгломератов, верх разреза; К-1, П-164 – грубозернистые субграувакковые метапсаммиты, цемент конгломератов, участок Кумпula.

Таблица 5

Химический состав и объемный вес эфузивных и интрузивных пород первой

Номера проб	Положение в разрезе толщи	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO
ПА-13	Весь разрез	55.55	0.95	14.57	2.40	7.18	4.64
ПА-14	Средняя часть разреза	60.00	1.06	14.08	2.22	7.30	2.55
ПБ-11	Нижняя треть разреза	54.64	1.01	13.71	3.07	7.67	4.79
П1321	То же	57.73	1.44	13.50	3.31	8.85	2.42
ПБ-12	" "	54.70	1.00	13.84	3.93	7.04	4.34
ПБ-13	Средняя треть разреза	54.56	0.89	13.91	3.83	6.91	4.75
ПБ-14	То же	56.02	0.74	13.51	4.17	6.08	4.26
ПБ-15	Лежачий бок покрова	54.58	0.83	13.58	4.47	6.90	4.99
ПБ-16	Центральная часть покрова	52.92	1.10	13.65	3.77	8.13	4.42
ПБ-17	Висячий бок покрова	52.08	0.97	14.85	3.68	7.41	5.12
ПБ-18	Верхняя часть разреза	64.00	0.90	12.54	2.95	5.80	1.60
П1457	То же	63.62	1.02	13.67	3.52	4.67	1.37
П1744	" "	66.92	1.10	12.63	0.00	5.97	4.55
ПБ-19	" "	54.02	0.77	14.13	3.49	6.78	5.07
ПБ-20	" "	56.25	0.89	13.21	4.48	6.09	4.73
ПВ-11	Нижняя половина разреза	54.66	1.05	14.06	1.98	7.90	5.35
П1640	То же	54.54	0.92	14.62	1.69	8.63	6.04
ПВ-12	Верхняя половина разреза	55.07	0.92	13.52	2.31	7.48	5.89
ПВ-14	То же	62.83	1.05	14.23	2.10	6.34	1.18
ПА-1	Нижняя часть разреза	50.78	0.63	12.32	1.95	8.50	10.25
ПБ-1	То же	48.90	0.65	10.32	2.17	8.62	13.02
ПБ-2	На границе с фундаментом	42.78	2.77	9.49	4.56	12.81	12.49
ПБ-3	Верхняя часть разреза	51.82	1.25	13.19	4.26	9.51	5.12

Примечание. Эфузивные породы; ПА-13, ПВ-11, ПВ-12 - метадиабазы; П1321, ПБ-13, ПБ-15, ПБ-16, ПБ-19 - метадиабазы массивные; ПБ-12, содержащий метаплагиопорфирит гидротермально измененный. Интрузивные кратовые с большим количеством лейкоксена; ПБ-3 - метагаббромелано-диабаз

вулканогенной толщи

	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Σ
	0.18	8.87	3.05	1.19	0.15	1.49	100.13
	0.15	5.68	3.38	2.43	0.25	1.10	100.07
	0.15	8.37	3.20	1.24	Не опр.	2.53	100.38
	0.12	5.77	3.17	2.17	0.26	1.70	100.44
	0.15	8.48	3.20	1.28	Не опр.	2.24	100.20
	0.15	8.37	3.20	1.28	" "	2.09	99.94
	0.13	9.25	3.20	0.96	" "	2.22	100.55
	0.14	8.14	2.90	1.84	" "	2.09	100.46
	0.17	9.62	2.90	1.16	" "	2.74	100.58
	0.15	8.48	3.50	1.04	" "	2.92	100.20
	0.09	3.53	3.40	2.70	" "	1.95	99.46
	0.11	3.93	3.85	2.10	0.26	1.63	99.65
	0.07	0.94	4.43	0.29	0.15	3.13	100.18
	0.13	7.29	3.60	1.72	Не опр.	2.59	99.59
	0.14	7.58	3.60	0.80	" "	2.43	100.20
	0.18	7.86	4.00	1.18	0.22	1.63	99.58
	0.14	7.92	2.81	1.01	0.14	1.61	100.07
	0.19	7.39	4.23	1.12	0.16	2.06	100.25
	0.09	3.58	3.27	4.01	0.29	1.30	100.17
	0.13	9.23	2.62	0.94	Не опр.	2.45	99.80
	0.16	9.05	1.48	1.06	" "	3.84	99.27
	0.19	10.36	1.46	0.42	" "	3.23	100.57
	0.18	9.34	2.40	0.64	" "	2.84	100.55

ПА-14, ПБ-18, П1457, ПВ-14 - кварцодержащие метаплагиопорфириты; ПБ-11, ПБ-14, ПБ-17, ПБ-20, П1640 - метадиабазы миндалекаменные; П1744 - кварцпороды; ПА-1, ПБ-1 - метагаббромеланократовые; ПБ-2 - метагаббромеланогранофировый.

Таблица 5 (продолжение)

Номера проб	Положение в разрезе толщи	H_2O	$S_{\text{дал.}}$	CO_2	Cu	Ni	Co	Cr	V	$\rho, \text{г/см}^3$
ПА-13	Весь разрез	0,08	-	-	0,011	0,005	0,0025	0,007	0,015	2,89
ПА-14	Средняя часть разреза	0,14	Сл.	0,07	0,017	0,003	0,002	0,003	0,010	2,84
ПБ-11	Нижняя треть разреза	Нет	*	0,13	0,015	0,0035	0,002	0,007	0,018	2,91
П1321	То же	0,24	Не опр.	0,03	0,023	0,002	0,002	0,003	0,015	-
ПБ-12	" "	Не опр.	Сл.	Нет	0,018	0,004	0,002	0,005	0,017	2,92
ПБ-13	Средняя треть разреза	"	"	0,04	0,012	0,0045	0,0025	0,008	0,017	2,90
ПБ-14	То же	*	*	0,07	0,010	0,0043	0,002	0,012	0,015	2,90
ПБ-15	Лежачий бок покрова	0,04	*	Нет	0,013	0,004	0,002	0,006	0,020	2,88
ПБ-16	Центральная часть покрова	0,16	*	0,02	0,013	0,0037	0,0023	0,0037	0,022	2,97
ПБ-17	Висячий бок покрова	Нет	*	0,09	0,015	0,004	0,0023	0,0037	0,020	2,85
ПБ-18	Верхняя часть разреза	*	0,016	0,11	0,010	0,001	<0,001	<0,001	0,007	2,78
П1457	То же	0,19	0,01	0,26	0,007	0,002	<0,001	0,002	0,006	2,83
П1744	" "	0,10	Не опр.	Не опр.	0,001	0,004	0,002	0,004	0,012	2,70
ПБ-19	" "	Нет	Сл.	0,22	0,012	0,0033	<0,002	0,0064	0,018	2,88
ПБ-20	" "	0,24	*	0,37	0,010	0,004	0,0016	0,007	0,019	2,85
ПВ-11	Нижняя половина разреза	0,14	*	0,09	0,015	0,007	0,0026	0,014	0,017	2,92
П1640	То же	0,10	Неопр.	0,03	0,014	0,008	0,002	0,019	0,009	-
ПВ-12	Верхняя половина разреза	0,13	0,02	0,13	0,013	0,0046	0,002	0,014	0,017	2,85
ПВ-14	То же	0,10	0,05	0,31	0,012	Сл.	Сл.	0,003	0,007	2,78
ПА-1	Нижняя часть разреза	0,15	0,008	0,12	0,008	0,022	0,0043	0,088	0,014	2,92
ПБ-1	То же	0,04	Сл.	0,13	0,006	0,029	0,006	0,122	0,012	2,93
ПБ-2	На границе с фундаментом	Нет	0,048	0,26	0,018	0,049	0,007	0,070	0,027	3,12
ПБ-3	Верхняя часть разреза	*	Сл.	0,04	0,016	0,0047	0,0037	0,0033	0,019	3,01

Эти породы с шаровыми лавами. В краевых частях покровов обоих типов встречаются диабазовые порфиры, имеющие меньшее распространение, чем метадиабазы. Минеральный и химический состав массивных и миндалекаменных метадиабазов практически одинаков. Средний минеральный состав этих пород (в %): альбит - 45, актинолит - 35, эпидот - 10, остальное - биотит, хлорит, лейкоксен, кальцит, кварц. Миндалины выполнены кварцем, альбитом, кальцитом, эпидотом, хлоритом и биотитом.

Характерной структурой для хорошо раскристаллизованных метадиабазов является бластофитовая, для афанитовых - гранонематобластовая с реликтовой порфировой.

Кварцсодержащие метаплагиопорфиры образуют маломощные (менее 10 м) покровы, прослеженные в составе единого горизонта, отделяющего среднюю часть разреза от верхней на всем протяжении первой вулканогенной толщи. На западном фланге, в районе Пороярви роль этих пород в разрезе толщи увеличивается. Средний минеральный состав кварцсодержащих метаплагиопорфиритов (в %): альбит (анортоклаз ?) - 65, кварц - 15, биотит - 10, остальное - амфибол, эпидот, лейкоксен, апатит. Сильно варьирующий размер лист полевого шпата определяет порфировидную структуру породы. Основная масса сложена микролитами полевого шпата с неправильными срастаниями кварца и полевого шпата в мезостазисе. Амфибол присутствует только в наиболее меланократовых разностях и представлен весьма железистой резко плеохроирующей роговой обманкой ($-2V \approx 45^\circ$).

Породы первой вулканогенной толщи регионально метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Типичный для них минеральный парагенезис: альбит-актинолит-эпидот-хлорит. На западном и восточном флангах в основании разреза толщи появляется минеральная ассоциация олигоклаз-актинолит-эпидот, характеризующая переход к более высокой, эпидот-амфиболовой фации регионального метаморфизма. В районе Пороярви вулканогенные породы несут на себе признаки дислокационного метаморфизма, проявившегося в интенсивном рассланцевании, уничтожении реликтов магматических структур и в раскристаллизации минералов фации зеленых сланцев.

Химический состав пород первой вулканогенной толщи иллюстрируется табл. 5.

Вторая осадочная толща

Вторая осадочная толща протягивается узкой прерывистой полосой от берегов оз. Куэтсъярви (от зал. Питкялаукка) на западе до оз. Тульяэр и р. Валласйоки на востоке. Мощность толщи колеблется от первых метров до 250 м, что связано с выклиниванием отдельных горизонтов и наличием внутренних перерывов (Загородный и др., 1964). Нами изучены наиболее полные разрезы на участках р. Куввернерийоки, Печенгский северный и Тульяэр (рис. 1). Разрез толщи расчленяется на пять пачек, отличающихся литологическими и геохимическими особенностями (рис. 3).

Породы второй осадочной толщи со значительным размывом располагаются на эфузивах первой вулканогенной толщи. Их контакт наблюдался на р. Куввернерийоки и на участке Печенгский северный. В первом случае осадочные породы лежат на магнетитсодержащих метамандельштейнах, обнаруживающих следы выветривания и дезинтеграции. Мощность зоны выветривания достигает здесь 0.4 м. Выше залегают рыхлые зеленоватые карбонат-хлоритовые сланцы (метапелиты группы КР-1, содержащие незначительную примесь псаммитового кварцевого материала и обломков миндалин розового кварца). Они, как и перекрывающие их серые метапсаммиты с обломками эфузивов, составляют базальные слои толщи, т. е. низы пачки А, и имеют



мощность до 1 м. В их верхнем уровне появляются розовато-серые полевошпат-кварцевые метапсаммиты с неясной горизонтальной спойностью, содержащие обломочный материал нижних эфузивов и с доломитом в цементе. В аналогичной ситуации на участке Печенгский северный (правобережье р. Печенги) залегают тонкослоистые зеленовато-серые карбонат-хлорит-серицитовые сланцы (основные метапелиты группы ТР-1). Они имеют мощность до 2 м и извилистую нижнюю границу.

Преобладающими в пачке А являются грубо- и крупнозернистые полевошпат-кварцевые и аркозовые метапсаммиты с карбонатным цементом (группы КР-2, ТР-2). Породы массивные или тонкослоистые, розовато-серого и темно-серого цвета. Структура крупнозернистая, псаммитовая, цемент базальный и соприкосновения. Содержание обломочной части 60–65 %.

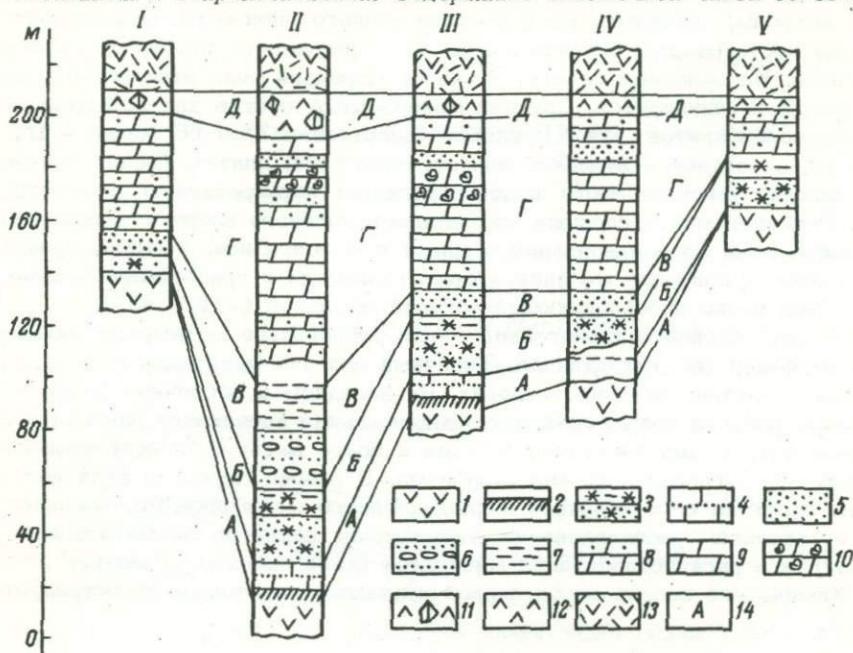


Рис. 3. Литологические колонки второй осадочной толщи.

I – устье р. Кувнеринойоки; II – р. Кувнеринойоки, 1,5 км от устья; III – участок Печенгский северный (правобережье р. Печенги); IV – участок оз. Тульяур; V – р. Валласйоки. 1 – метадиабазы первой вулканогенной толщи; 2 – базальные основные метапелиты; 3 – тонкослоистые гематитсодержащие и гематитовые полевошпат-кварцевые метапсаммиты; 4 – крупнозернистые полевошпат-кварцевые метапсаммиты; 5 – тонкослоистые полевошпат-кварцевые, кварцевые и аркозовые метапсаммиты; 6 – полевошпат-кварцевые и аркозовые метапсаммиты с линзами мелкогалечных кварцевых и полевошпат-кварцевых конгломератов и гравелитов; 7 – мартит-гематитовые метаалевролиты; 8 – песчанистые кристаллические доломиты; 9 – слабопесчанистые кристаллические доломиты; 10 – органогенные кристаллические доломиты; 11 – доломитовые брекции с туфогенным цементом; 12 – метатуфы и метатуфиты; 13 – метадиабазы второй вулканогенной толщи; 14 – индексы пачек.

Обломочный материал представлен крупными (0.5–2.5 мм) хорошо окатанными зернами кварца, сравнительно мелкими (0.3–0.6 мм) слабо окатанными зернами микроклина с отчетливо выраженной решеткой и реже зернами плагиоклаза. Цемент породы тонкозернистый (метаалевролитовый), сложен мелкими (0.05–0.01 мм) зернами кварца, доломита и чешуйками серицита. Доломит выделяется в виде изометрических зерен ромбоэдрического

облика, образует угловатые срастания. Показатели преломления $N_g = 1.688$, $N_p = 1.508$, $N_g - N_p = 0.180$. В центре зерен присутствует тонкий пылеватый гематит. Аксессорные минералы – хорошо окатанный циркон и плеохроирующий до густо-зеленого турмалин – равномерно распределены среди основной ткани цемента.

Пачку Б образуют гематитсодержащие полевошпат–кварцевые метапсаммиты и матаалевролиты, субграувакковые пелитовые метаалевролиты и кварцевые метапсаммиты. Наиболее полно породы этой пачки обнажаются по р. Кувернериноки, на участках Печенгский северный, и Тульяур. Повышенное содержание гематита и специфические текстурные особенности позволяют относить их к красноцветам. Они представлены группами ТР-3, ТР-5, КР-3, ТЯ-1. Пачка имеет сложное строение. В ее нижней части концентрируется наиболее крупнозернистый материал, который вверх по разрезу становится тоньше. Начинают преобладать красные и розовые косослоистые тонкозернистые метапсаммиты с постепенно увеличивающимся количеством тонких прослоев метаалевролитов, которые в верхней части горизонта занимают около 40% объема. Гематитсодержащие метапсаммиты и матаалевролиты заключают в себе большое количество мелких односторонних косых серий слабых потоков, падающих в южных и юго–восточных румбах. В верхних уровнях горизонта, перпендикулярно к направлению падения косой слоистости, развиты многочисленные знаки ряби, впервые отмеченные С. И. Сусловой (1963). Детальное изучение позволяет относить их к знакам ряби течений. В этих уровнях на поверхностях напластования встречены полигональные трещины усыхания, заполненные мелкозернистым мономиктовым кварцевым материалом. Трещины усыхания раззываются на слабо размытых ячеистых знаках ряби. На пластовых поверхностях темно–красных метаалевролитов встречаются валики, вершины которых заострены и запрокинуты. Они могли возникнуть при действии течений, откладывавших песок на рыхлом пелитовом осадке (Hull, 1951).

Наиболее высокие концентрации гематита в красноцветах отмечены в верхних уровнях пачки на правом и левом берегах р. Печенги (Предовский и др., 1970). Здесь в отдельных прослоях мощностью 0,1–1 м содержание гематита достигает 48–50%. Гематит пылевидный или тонкообломочный заполняет пространство между обломками кварца, обволакивает их и концентрируется в микрослои мощностью 0,5–1 мм. В цементе присутствует незначительное количество (1–3%) мелких бесцветных зерен доломита. Происхождение гематита в рассмотренных породах обломочное. Повышенное содержаниеrudогенных элементов, установленное в нем, связано с его происхождением за счет мартитизации магнетита основных вулканитов.

Пачка В завершает терригенную часть разреза. Это светлые серые, розоватые и зеленоватые полевошпат–кварцевые аркозовые и кварцевые метапсаммиты с лизами кварцевых и полевошпат–кварцевых мелкогалечных конгломератов и гравелитов и горизонтом мартит–гематитовых метаалевролитов (группы ТЯ-4, КР-4, КР-5, КР-12). Этот уровень второй осадочной толщи хорошо обнажен лишь на участке р. Кувернериноки. Специфической особенностью пород пачки можно считать появление пирита в метакристаллах до 1–2 см в полеречнике в присутствии тонкообломочного мартита и гематита, что свидетельствует о смене фациальной обстановки в бассейне седиментации. Это подтверждается и присутствием совместно с пиритом тонкого углеродистого вещества. Меняется и характер слоистости метапсаммитов. Преобладающей становится разнонаправленная перекрещивающаяся косая слоистость типа мульдообразной, которая формировалась в условиях прибрежно–морской мелководной зоны. Метапсаммиты (группы КР-4, КР-5, ТЯ-4) имеют микрослоистую текстуру, псаммитовую структуру и цемент соприкосновения. Тонкая слоистость образована скоплением чешуек

биотита в микроритмичных слоях мощностью 0,5–1,5 мм. Биотит зеленого цвета плеохроирует по схеме: N_g – густо-зеленый, N_p – бесцветный; $N_g - N_p = 0,040$. К биотитовым слойкам приурочены мелкие зерна и агрегаты сфена, развивающиеся по слоистости. Хорошо окатанные крупные (0,1–0,2 мм) зерна циркона приурочены к тем же биотитовым прослойям.

Линзы гравелитов сложены обломками кварца, микроклина, плагиоклаза и кварцитов. Кварцевый материал значительно преобладает в обломочной части. Величина обломков кварца 1–6 мм, форма хорошо окатанная или слабоугловатая. Замутненные зерна плагиоклаза (альбит № 6–10) и решетчатого микроклина хорошо окатаны. В цементе присутствует незначительное количество мелких (0,05–0,1 мм) чешуек зеленого биотита. Из аксессорных минералов присутствуют циркон и турмалин.

В отдельных обнажениях участка Кувернерийоки в верхах пачки В вскрываются метаалевролитовые сланцы (группа КР-12) мощностью 1,5–6 м, залегающие на светло-серых полевошпат-кварцевых и аркозовых метапсаммитах. Сланцы буровато-коричневого и темнокрасного цвета с тонкой горизонтальной или пологой косой слоистостью и знаками ряби. Тонкочешуйчатый серицит и кварц слагают основную массу породы. В основной ткани рассеяны мелкие зерна кварца, распыленный гематит и крупные (0,5–1 мм) кристаллы мартитизированного магнетита, содержание которого достигает 20%.

Верхняя, карбонатная часть разреза второй осадочной толщи начинается с доломитов пачки Г, содержащих примесь хорошо окатанного кварцевого псаммитового материала (до 30%), иногда обломки тонкозернистых доломитов. Песчанистые кристаллические доломиты (группы ТЯ-3, КР-6, КР-8) пластами по 2–3 м чередуются с тонкими (0,1–0,3 м) прослойями кварцевых метапсаммитов с карбонатным веществом. В последних наблюдается пологая разнонаправленная перекрещивающаяся косая слоистость. Основная масса карбонатных пород сложена средне-мелкозернистым бесцветным или желтоватого цвета доломитом ($N_g = 1,680$, $N_p = 1,504$, $N_g - N_p = 0,176$). В песчанистых доломитах, кроме того, присутствует метапелитовый материал, представленный тонкими (до 10 мм) прослойями тонкочешуйчатого серицита. Из аксессорных минералов встречаются редкие хорошо окатанные зерна циркона и слабоугловатые зерна турмалина.

Выше песчанистых доломитов следует мощный (10–140 м) горизонт доломитов, содержащих прослой водорослевых образований (Любцов и др., 1971). В верхней его части развит горизонт (1–8 м) светло-серых кварцевых метапсаммитов, который прослеживается от устья р. Кувернерийоки до правобережья р. Печенги. Органогенные доломиты представлены группами ТЯ-2, ТР-4, КР-9, КЯ-1. В верхней части пачки встречены прослои тонкослоистых доломитов (КР-7). Несмотря на незначительную мощность (0,4–1,3 м), эти породы устанавливаются во всех разрезах второй осадочной толщи. Они имеют характерный розовато-серый цвет, отчетливо выраженную тонкую волнистую слоистость и примесь серицита и хорошо окатанных зерен кварца.

Пачка Д представляет собой маломощный горизонт, сложенный доломитовыми брекчиями, кварцитами и зелеными тонкослоистыми основными туфогенными сланцами. Доломиты зеленоватого цвета, слоистые, содержат псаммитовый кварцевый материал. Присутствие туфогенной примеси выражается в неравномерном распределении тонкочешуйчатого хлорита, скапливающегося в отдельных слоях.

Доломитовые брекчии, описанные С. Н. Сусловой (1963) как известняковые агломераты, развиты в виде отдельных линз неправильной карманообразной формы мощностью до 1–6 м. Они состоят из крупных (0,1–1 м) угловатых обломков доломитовых мраморов, cementированных песчанистым доломитовым материалом с различным количеством тонкого туфогенного вещества. Среди доломитов наблюдаются многочисленные линзы

Таблица 6

Минеральный состав некоторых пород второй осадочной толщи (подсчет приближенный) об. %.

Минералы	Пачка А, полевошпат-кварцевые и аркозовые метапсаммиты с карбонатным цементом, группы КР-2, ТР-2			Пачка Б, полевошпат-кварцевые и кварцевые метапсаммиты с гематитом, группы КР-3, Тр-5			Пачка В, светлые полевошпат-кварцевые метапсаммиты и мартит-гематитовые метаалевролиты, группы КР-4, КР-12 (шл. 642)					Пачка Г, кристаллические органогенные доломиты и кристаллические песчанистые доломиты, группы КР-8, КР-11, КЯ-1			Пачка Д, кварцевые метапсаммиты и туфогенные хлоритовые сланцы, группа КР-10	
	П-17	П-352	П-62	П-18	П-21	П-69	П-19	П-20	П-22	П-642	П-504	П-505	192	П-510	602	
Кварц	59.0	60.8	67.4	73.2	73.1	50.1	71.2	71.4	70.1	43.4	31.2	14.1	2.8	90.6	21.3	
Микроклин	11.2	14.1	9.0	14.2	5.0	2.1	6.1	13.7	12.3	-	-	-	-	-	-	
Плагиоклаз	0.8	0.8	0.5	-	-	-	2.8	3.1	8.2	-	-	-	-	-	4.4	
Серицит	2.5	4.2	2.8	7.1	10.7	>1	2.2	1.3	4.5	34.4	-	11.8	>1	-	18.2	
Биотит	-	-	-	-	-	-	12.6	8.4	3.0	-	-	-	-	1.4	-	
Хлорит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.8	52.4	
Доломит	28.7	18.4	20.6	2.8	2.1	-	-	-	-	-	88.6	72.8	7.6	6.2	-	
Кальцит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	67.8	-	-	-	-	
Гематит	-	-	-	3.0	6.4	47.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Пирит	-	-	-	-	-	-	≈1	1.2	1.4	1.6	1.3	-	>1	-	21	
Магнетит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22.1	-	-	-	-	1.6	
Циркон	>1	1.3	>1	>1	>1	>1	1.5	≈1	≈1	≈1	>1	-	-	0.5	-	
Турмалин	>1	>1	>1	>1	>1	>1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Сфен	-	-	-	-	-	-	3.7	≈1	-	-	-	-	-	-	-	

Таблица 7

Химический состав и объемный вес пород второй осадочной толщи

Компоненты	KP-1	TP-1	KP-2	TP-2	KP-3	П-16	ТЯ-1	П-22
SiO ₂	28.32	50.94	75.42	73.86	69.14	76.20	67.62	60.86
TiO ₂	0.22	0.99	0.14	0.16	0.25	0.28	0.43	0.83
Al ₂ O ₃	5.97	14.56	6.25	6.23	9.29	9.86	13.86	14.73
Fe ₂ O ₃	1.79	6.86	1.18	1.59	2.30	1.88	2.69	1.30
FeO	1.52	4.41	0.46	0.89	0.54	0.81	0.58	3.50
MnO	0.16	0.06	0.03	0.04	0.03	-	0.02	0.09
CaO	25.74	3.80	4.14	5.38	3.92	0.95	1.12	0.23
MgO	11.36	5.76	2.66	2.58	2.49	1.07	1.32	0.76
K ₂ O	3.60	6.00	4.00	2.50	6.80	7.50	8.80	4.95
Na ₂ O	0.22	1.12	0.40	1.40	0.18	0.15	0.90	0.12
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0.16	-	-	-
П.п.п.	21.22	4.96	5.11	5.04	4.76	1.40	2.35	0.32
Σ	100.12	99.46	99.79	99.67	99.70	100.26	99.69	100.00
H ₂ O ⁺	1.16	2.87	0.91	0.87	0.99	1.27	1.31	0.30
H ₂ O ⁻	0.40	0.02	0.21	0.18	Не обн.	0.13	0.17	0.02
S _{вал}	Не обн.	Не обн.	0.01	0.01	0.01	-	0.05	Сл.
CO ₂	19.66	2.27	3.98	3.98	3.76	-	0.82	-
Li ₂ O	0.0097	0.005	0.0047	0.004	0.003	0.0034	0.0023	0.003
Rb ₂ O	0.01	0.016	0.005	0.004	0.007	0.011	0.02	0.014
Cu	0.0031	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.004	0.002
Ni	0.003	0.005	0.002	0.003	0.003	0.003	0.005	0.003
Co	0.002	0.003	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	-
Cr	0.002	0.004	0.002	0.004	0.003	0.003	0.004	0.004
V	0.003	0.011	0.001	0.003	0.003	0.004	0.004	0.01
Sn	0.0008	0.0003	0.0002	0.0005	0.0004	0.0004	0.0003	0.0004
Pb	0.002	0.0003	0.0005	0.0007	0.0006	0.001	0.0006	0.0005
B	0.0004	0.0018	0.0033	0.0017	0.0037	0.0028	0.002	0.0022
$\rho, \text{г/см}^3$	2.71	2.84	2.76	2.60	2.66	2.68	2.63	2.64

Примечание. KP-1, TP-1 - базальные метапелиты; KP-2, TP-2 - натом, пачка А; KP-3, П-16, ТД-1, П-22, TP-3, TP-5 - том, пачка Б; KP-4, KP-5, П-14, ТЯ-4 - кварцевые, тит-гематитовые метапелиты, пачка В; KP-6, ТЯ-3, KP-8, вые метапаммиты с карбонатом, пачка Г; ТЯ-2, TP-4, KP-7,

TP-3	TP-5	KP-4	KP-5	K-14	ТЯ-4	KP-12	KP-6	ТЯ-3
71.10	46.56	75.62	87.06	86.58	90.90	54.08	50.15	43.80
0.37	0.25	0.31	0.11	0.17	0.07	1.75	0.13	0.04
10.93	2.33	9.54	5.06	5.72	2.24	17.16	0.59	1.58
3.14	44.70	0.65	0.61	0.05	0.40	11.83	0.43	0.38
0.72	1.00	2.47	0.83	0.98	1.37	1.29	0.36	0.15
0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
1.90	1.40	0.84	0.63	0.46	0.85	0.78	15.28	16.83
1.69	0.64	1.61	0.64	0.74	1.18	1.55	10.32	10.90
6.60	1.80	7.80	3.60	4.66	1.30	8.69	0.35	1.00
0.46	0.22	0.40	1.02	0.21	0.36	0.10	0.07	0.30
-	-	-	-	0.18	0.82	0.34	-	-
2.62	0.97	1.01	0.77	0.70	0.85	-	21.25	24.60
99.57	99.70	100.28	100.39	100.24	99.54	99.97	99.51	99.69
1.07	0.53	0.89	0.65	0.56	-	2.05	-	0.88
0.12	0.10	Не обн.	Не обн.	0.10	0.18	-	0.09	0.15
Не обн.	0.01	0.07	0.01	0.04	0.01	0.00	Сл.	0.01
1.43	0.33	0.05	0.11	-	0.82	0.08	21.23	23.65
0.003	0.0007	0.0028	0.0009	0.0076	0.0012	0.0058	0.0010	0.003
0.016	0.001	0.001	0.001	0.007	0.003	0.019	0.001	0.001
0.001	0.001	0.004	0.004	0.002	0.002	0.008	0.005	0.001
0.003	0.004	0.003	0.003	0.008	0.003	0.005	0.001	0.001
0.002	0.009	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001
0.004	0.004	0.004	0.005	0.003	0.003	0.005	0.002	0.001
0.002	0.015	0.004	0.005	0.004	0.003	0.0042	0.003	0.001
0.0003	0.0002	0.0004	0.0004	0.0004	0.0005	0.0006	0.0004	0.0004
0.0004	0.0004	0.0005	0.0005	0.0004	0.0001	0.0004	0.0005	0.0002
0.0028	0.0016	0.0009	0.002	0.057	0.003	0.0066	0.0003	0.0008
2.62	2.92	2.63	2.59	2.64	2.68	2.81	2.65	2.68

крупнозернистые аркозовые и полевошпат-кварцевые метапаммиты с карбонатослоистые кварцевые и полевошпат-кварцевые метапаммиты с гематит-полевошпат-кварцевые и аркозовые метапаммиты, пачка В; KP-12 - марганцевистые доломиты, пачка Г; KP-10 - кварцевые доломиты, пачка Г; KP-9, КЯ-1 - кристаллические органогенные песчанистые доломиты, пачка Г.

Таблица 7 (продолжение)

Компоненты	KP-8	KP-11	KP-10	ТЯ-2	TP-4	KP-7	KP-9	KЯ-1
SiO_2	42.64	36.57	83.00	27.46	19.26	15.88	15.22	13.52
TiO_2	0.05	0.07	0.07	0.04	0.03	0.10	Сл.	0.04
Al_2O_3	0.24	0.59	1.07	0.82	0.41	1.79	0.13	0.88
Fe_2O_3	0.80	0.32	0.18	0.40	0.30	0.71	0.27	0.52
FeO	0.48	0.46	0.60	0.22	0.31	0.12	0.06	0.20
MnO	0.04	0.04	Сл.	0.08	0.08	0.04	Сл.	0.04
CaO	17.92	20.78	6.46	22.42	24.98	25.36	26.30	30.19
MgO	11.91	11.91	2.02	14.64	16.63	17.37	18.40	13.75
K_2O	0.24	0.22	0.41	0.90	0.48	0.60	0.18	0.80
Na_2O	0.04	0.01	0.09	0.36	0.18	0.05	0.02	0.10
P_2O_5	-	-	-	-	-	-	-	-
П. п. п.	25.37	28.49	5.72	32.46	36.87	37.87	38.83	38.62
Σ	99.93	99.56	99.74	99.80	99.53	99.67	99.52	98.66
H_2O^+	-	0.11	2.88	0.84	0.80	0.34	1.45	0.39
H_2O^-	0.07	0.02	0.02	0.16	Не обн.	0.13	0.10	0.06
$\text{S}_{\text{вал}}$	Сл.	Сл.	0.01	0.04	" "	Сл.	Сл.	0.01
CO_2	25.30	28.36	2.81	31.42	36.07	37.40	37.28	38.16
Li_2O	0.0004	0.0001	0.0001	0.005	0.0017	0.0001	0.0001	0.0009
Rb_2O	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.005	0.005
Cs	0.001	0.001	0.003	0.003	0.001	0.001	0.001	0.0012
Ni	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001
Co	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Cr	0.003	0.003	0.003	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003
V	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001
Sn	0.003	0.0003	0.0009	0.0004	0.0003	0.0007	0.003	0.0003
Pb	0.0001	0.0001	0.0003	0.0002	0.0001	0.0001	0.0001	0.0002
B	0.006	0.0011	0.0007	0.0002	0.0003	0.001	0.0003	0.0001
$\rho, \text{г/см}^3$	2.76	2.78	2.64	2.77	2.77	2.74	2.80	2.81

светло-зеленых кварциевых металсаммитов, сцементированных карбонатным веществом с примесью хлорита и зеленого биотита. В верхних уровнях мраморов установлен туфогенный материал, заполняющий небольшие углубления размыва в доломитах. Это порода темно-зеленого цвета с неясной сплошностью. В минеральном составе преобладает хлорит, в меньшем количестве содержится серицит, тонкозернистый кварц и рудные минералы – пирит и магнетит. Первично породы такого типа могли представлять собой глины, образовавшиеся за счет глубокого разложения тонкого основного туфогенного материала, что подтверждают и данные по их химизму.

Характер описанного разреза, его литологические, минералогические (табл. 6) и геохимические (табл. 7) особенности позволяют сделать предварительные выводы об условиях формирования толщи. Наличие значительного перерыва, предшествовавшего ее образованию, и высокая дифференцированность обломочного материала свидетельствуют о существенной стабилизации зон сноса и седиментации. Специфические текстурные признаки указывают на то, что среди осадков терригенной части разреза можно выделить образования временных потоков со слабым течением, прибрежных мелководных зон и периодически затопляемых участков суши. Розовый или красный цвет отложений, отсутствие большого количества глинистого материала говорят о жарком сухом климате типа аридного (Синицын, 1967). Медленные колебания дна бассейна седиментации выражались в появлении среди доломитов прослоев песчанистых доломитов и кварцитов. Активизирующаяся позднее тектоническая обстановка приводит к дроблению верхнего уровня карбонатных пород и появлению в них туфогенного материала. Ряд особенностей красноцветов второй толщи позволяет сопоставить их с пестроцветными гематитсодержащими породами ятулия Карелии, например с туломозерским уровнем онежской серии или, вероятнее, с образованиями некоторых уровней сегозерской серии ятулия Карелии. Сходство рассматриваемых толщ подчеркивается еще и тем, что в верхах осадочной подсерии сегозерской серии Карелии присутствуют ассоциации красноцветных метапесчаников, алевролитов, доломитов и доломитовых метапесчаников (Геологическое строение СССР, 1968).

Описание пород второй осадочной толщи целесообразно дополнить сведениями о горизонте туфогенно-осадочных пород, расположенным в средней части второй вулканогенной толщи. Краткие упоминания о нем встречаются в работах предыдущих исследователей, например М. А. Гиляровой (1967), В. Г. Загородного и др. (1964).

В процессе геохимического изучения метавулканитов Печенги (Федотов, 1972) было установлено, что горизонт туфогенных осадков разделяет вторую вулканогенную толщу на две части, в нижней из которых преобладают метамуджиериты (альбитофиры предыдущих исследователей), а в верхней – метадиабазы. Туфогенно-осадочный горизонт был прослежен и изучен на протяжении около 10 км. Его мощность достигает 40 м и является наибольшей в пределах быстро сокращающихся линзовидных участков. В разрезе одной из таких линз, расположенной на восточном склоне горы Ортоайви, на черных массивных метамуджиеритах располагается горизонт метатуфо-конгломератов мощностью около 13–14 м. Нижняя часть его сложена угловатыми, слабоокатанными вулканическими бомбами и обломками трахибазальтовых пород. По степени сортировки и составу материала породы близки к туфобрекциям. Цемент гравийный, вулканогенный, содержит значительное количество тонкокристаллического магнетита. Выше по разрезу степень сортированности обломочного материала увеличивается, но состав его не меняется. Цемент базальный, псаммитовый, с повышенным количеством гематита. Гальки метамуджиеритов и кварцевых метаальбитофиров имеют овальную, часто лепешкообразную форму, обладают специфической концентрически-скорлуповатой зональностью, обусловленной неравномерным

распределением гематита и пылеватого магнетита. Образование подобной зональности может быть объяснено эффектом перепада температур при падении вулканических бомб в водную среду и последующими явлениями метаморфизма пород. Метатуфоконгломераты с зональными гальками переходят в гравийные и псаммитовые прослои, на которых со следами размытия лежит пласт тонкослоистых гематитсодержащих пелитовых метаалевролитов мощностью до 1,5 м. Это породы темно-серого цвета с микрослоистой текстурой. Они состоят из серицита, обломков альбита и большого количества тонкого пылевого гематита. Гематитовые метаалевролиты сменяются грубообломочными метатуфоконгломератами (пласт 18 м) с отдельными крупными вулканическими бомбами. В этой части разреза обломки округлой овальной формы также зональны и представлены в основном метамуджиеритами. Вулканические бомбы изогнутой, неправильной формы, темно-зеленого цвета сложены метадиабазами. Химическая характеристика пород туфогенно-осадочного горизонта приводится в табл. 8. Слабосортированный цемент метатуфоконгломератов незначительно отличается по составу от обломков метамуджиеритов, в то время как состав гематитсодержащих пелитовых метаалевролитов

Таблица 8

Химический состав пород туфогенно-осадочного горизонта из средней части второй вулканогенной толщи

Компоненты	1480	1479	1478	601
SiO_2	52.48	57.77	47.39	46.97
TiO_2	2.14	2.00	2.37	2.25
Al_2O_3	16.70	13.91	18.09	18.28
Fe_2O_3	6.53	10.32	15.86	15.35
FeO	4.67	2.99	1.79	2.04
MgO	5.58	2.75	2.26	2.24
MnO	0.12	0.06	0.04	0.05
CaO	0.95	1.12	0.53	0.45
Na_2O	5.94	5.31	1.92	1.85
K_2O	2.35	2.36	7.36	6.69
P_2O_5	0.30	0.31	0.23	0.30
П. п. п.	2.42	1.35	2.63	0.84
Σ	100.24	100.30	100.33	100.00
H_2O	0.17	0.14	0.18	0.12

Примечание. 1480 – галька метамуджиеритов из туфогенных метаконгломератов; 1479 – цемент туфогенных метаконгломератов; 1478, 601 – гематитсодержащие пелитовые метаалевролиты.

указывает на значительную степень разложения исходного материала. Образование туфогенно-осадочного горизонта могло происходить за счет накопления вулканических выбросов в мелководных локальных бассейнах. Присутствие гематитсодержащих пелитовых метаалевролитов является прямым указанием на имевший место перерыв в вулканической деятельности. Сходные с рассмотренными породы, включающие вулканические бомбы, были описаны В. З. Негруцци (1966) в сегоэзерской серии ятулия.

Вторая вулканогенная толща

Породы второй вулканогенной толщи залегают или непосредственно на метаэффузивах первой толщи, или отделяются от них породами второй осадочной толщи, знаменующей длительный перерыв в вулканической деятельности. Резкой границы между вулканогенными и подстилающими их осадочными породами второй толщи нет. Верхняя часть осадочной толщи представлена метатуффитами, роль вулканогенного материала в которых увеличивается с приближением к вышележащим породам. Мощность второй вулканогенной толщи составляет около 2 км в центральной части северной зоны и уменьшается к востоку и западу до 300–400 м.

По разнообразию пород и характеру смены их в разрезе вторая вулканогенная толща является наиболее сложной и интересной в печенгском комплексе. В ее разрезе отчетливо выделяются две примерно равные по мощности части. Нижняя более неоднородна по составу, верхняя – монотонна. Границей между ними служит описанный выше горизонт туфов и туфогенно-осадочных пород.

Нижняя половина второй вулканогенной толщи (табл. 9) сложена метамуджиеритами (альбитофиры предыдущих исследователей), измененными меланократовыми трахибазальтовыми метапорфиритами, кварцевыми метаальбитофирами и туфоловами этих пород. Первые две разновидности присутствуют в сопоставимых количествах. На долю кварцевых метаальбитофиров приходится 1–2% объема толщи. Для описываемой части толщи характерно нахождение меланократовых трахибазальтовых метапорфиритов в нижней части разреза, а лейкократовых (метамуджиеритов) – в верхней. Смена пород сопровождается появлением в средних уровнях разреза образований промежуточного состава.

Меланократовые трахибазальтовые метапорфириты обычно сильно изменины, и первичная природа их устанавливается главным образом по косвенным признакам – ассоциации с метамуджиеритами, своеобразным структурам и химизму. Состав этих метапорфиритов неоднороден, что позволяет выделить среди них более и менее четко выраженные меланократовые разновидности. Последние имеют следующий средний состав (в %): альбит – 45, актинолит – 40, остальное – эпидот, биотит, магнетит, лейкоксен, кальцит. Состав более меланократовых разновидностей (в %): актинолит – 45, альбит – 30, хлорит – 15, остальное – эпидот, биотит, магнетит, лейкоксен, кальцит. Текстура пород миндалекаменная, реже массивная, структура гранонематобластовая с реликтами порфировой. Вкрапленники всегда представлены темноцветным минералом. Форма порфировидных выделений и замещение их хлоритом и магнетитом позволяют предполагать, что первично они слагались оливином или пироксеном.

Лейкократовые трахибазальтовые метапорфириты (метамуджиериты) представлены двумя основными разновидностями – черными стекловидными породами, имеющими средний состав (в %): альбит – 75, магнетит – 15, остальное – биотит, лейкоксен, апатит, и серыми мелкозернистыми породами со средним составом (в %): альбит – 70, магнетит – 10, биотит – 10,

Таблица 9

Химический состав и объемный вес эфузивных и интрузивных пород нижней половины второй вулканогенной толщи

Номер пробы	Положение пробы в разрезе толщи	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Σ
П1220	Низы разреза	51.50	1.50	12.81	8.66	5.25	5.22	0.15	7.18	4.64	0.72	Не опр.	2.12	99.75
П1176	Выше по разрезу	49.38	1.50	12.45	7.40	7.27	7.91	0.24	7.97	3.36	0.62	Не опр.	1.66	99.76
П1177	То же	52.12	1.35	11.65	8.35	4.88	5.86	0.17	7.92	5.50	0.36	" "	2.26	100.42
П1178	" "	50.56	1.85	18.48	11.76	2.63	1.47	0.06	2.32	5.60	3.30	" "	2.39	100.42
П1181	" "	55.28	1.55	12.13	10.58	2.87	3.52	0.16	5.18	5.0	1.40	" "	2.26	99.93
П1182	Верх разреза	66.00	0.90	12.78	4.19	3.45	1.96	0.14	1.42	4.60	2.70	" "	1.78	99.92
ПБ-21	Нижняя половина разреза	48.62	1.06	10.80	8.57	6.09	9.41	0.20	6.37	3.50	0.98	" "	4.01	99.61
ПВ-22	То же	51.34	1.50	12.22	8.89	5.34	6.98	0.19	6.77	3.60	0.50	" "	2.40	99.73
ПВ-23	Верхняя половина разреза	54.38	1.65	15.46	8.14	3.53	2.86	0.12	3.50	5.10	2.40	" "	2.38	99.52
ПВ-24	То же	56.62	1.64	14.34	10.70	1.89	2.02	0.10	2.16	6.90	1.20	" "	1.99	99.56
ПВ-211	" "	60.51	1.16	15.86	7.09	2.69	1.58	0.05	0.94	5.40	3.02	0.38	1.75	100.43
ПВ-25	" "	65.82	0.83	12.98	3.40	4.22	1.31	0.20	2.10	5.20	1.38	Не опр.	1.75	99.19
ПВ-21	Нижняя треть разреза	53.08	1.02	11.28	6.50	6.10	7.84	0.16	5.47	4.22	0.90	0.27	3.18	100.49
ПВ-22	Средняя треть разреза	55.24	1.83	16.14	6.87	4.43	4.01	0.07	1.39	6.00	1.58	0.31	2.35	100.04
ПВ-23	Верхняя часть разреза	56.92	1.98	14.66	6.38	5.03	3.42	0.11	1.60	3.37	3.95	0.42	2.34	99.98
ПВ-26	То же	68.88	0.83	13.48	3.12	2.39	0.52	0.03	0.61	3.08	6.39	0.19	0.48	99.91
ПВ-1	В нижней части разреза	46.40	2.33	10.22	3.61	9.69	11.66	0.20	7.13	2.56	0.78	0.27	4.95	99.57

Таблица 9 (продолжение)

Номер пробы	Положение пробы в разрезе толщи	H_2O^-	$S_{\text{вал}}$	CO_2	Cu	Ni	Co	Cr	V	$\rho, \text{г}/\text{см}^3$
П1220	Низы разреза	0.02	0.004	0.62	0.020	0.011	0.004	0.007	0.011	-
П1176	Выше по разрезу	0.10	0.008	0.12	0.009	0.013	0.005	0.008	0.018	-
П1177	То же	0.06	Сл.	1.01	0.008	0.016	0.004	0.037	0.015	-
П1178	" "	0.20	"	0.13	0.003	0.004	0.002	0.004	0.012	-
П1181	" "	0.06	"	1.06	0.008	0.013	0.004	0.044	0.012	-
П1182	Верх разреза	Нет	0.068	Нет	0.022	Сл.	Сл.	0.002	0.002	-
ПБ-21	Нижняя половина разреза	0.08	Сл.	"	0.021	0.039	0.005	0.112	0.019	2.91
ПВ-22	То же	0.20	"	0.66	0.010	0.015	0.0037	0.043	0.016	2.90
ПВ-23	Верхняя половина разреза	0.16	0.008	0.15	0.006	0.0034	0.0022	0.004	0.015	2.80
ПВ-24	То же	Сл.	0.008	0.18	0.010	0.0026	0.0018	0.003	0.015	2.77
ПВ-211	" "	0.18	Не опр.	0.10	0.006	0.0018	0.002	0.002	0.004	-
ПВ-25	" "	0.29	0.08	0.22	0.0032	Сл.	Сл.	0.002	Сл.	2.74
ПВ-21	Нижняя треть разреза	0.15	0.01	1.17	0.038	0.017	0.0034	0.061	0.024	2.90
ПВ-22	Средняя треть разреза	0.18	0.01	0.11	0.007	0.0047	0.0017	0.0057	0.018	2.77
ПВ-23	Верхняя часть разреза	0.10	0.02	0.33	0.009	0.0021	0.0014	0.003	0.013	2.76
ПВ-26	То же	0.07	Сл.	0.22	0.007	0.002	Сл.	0.003	0.005	2.66
ПВ-1	В нижней части разреза	0.15	0.02	1.65	0.032	0.052	0.005	0.065	0.024	2.92

Примечание. П1220, П1176, П1177, ПБ-21, ПВ-22, ПВ-21 – меланократовые трахибазальтовые металпорфириты; П1178, П1181, ПБ-23, ПБ-24, ПБ-211, ПВ-22, ПВ-23 – метамуджиериты; П1182, ПБ-25, ПВ-26 – кварцевые метаальбитофиры; ПВ-1 – метагаббро меланократовые с большим количеством лейкоксена.

остальное – лейкоксен, эпидот, апатит. Более лейкократовые черные метамуджиериты преобладают в самой верхней части разреза. Взаимоотношения между названными разновидностями сложные. Они образуют самостоятельные покровы, но нередко встречаются вместе в пределах одного покрова, слагая смешанные породы с неправильными пятнистыми и полосчатыми текстурами. Миндалины в метамуджиеритах редки и более характерны для их серой разновидности. Обычными структурами являются неотчетливая трахитовая и бастонитовая.

Кварцевые метаальбитофирсы представляют собой оранжево-серую породу с розоватым оттенком, содержащую порфировые вкрапленники альбита. Такие породы образуют единый прерывистый горизонт, приуроченный к верхам нижней половины второй вулканогенной толщи на всем ее протяжении. Состав кварцевых метаальбитофиров (в %): альбит (анортоклаз ?) – 69, кварц – 20, биотит – 10, остальное – магнетит, лейкоксен, апатит. Структура пород порфировая, основной массы – микропойкилитовая. Основная масса представляет собой агрегат срастаний кварца и полевого шпата. Наличие реликтовых признаков первичной перлитовой отдельности и капельных кварц-полевошпатовых сферолитов, возможно, указывает на стекловатое состояние основной массы в исходной породе.

Выше горизонта туфоконгломератов, охарактеризованного ранее, вторая вулканогенная толща имеет монотонное строение и состав (табл. 10). Более чем на 90% эта часть ее разреза слагается метадиабазами, однообразие которых нарушается изредка появляющейся в них шаровой отдельностью. Породы, близкие по составу к метамуджиеритам и столь характерные для нижней половины толщи, образуют здесь лишь единичные покровы в верхней части толщи. Кварцевые метаальбитофирсы обнаружены в верхней половине толщи только в центральной части района, в средней части ее разреза. Метадиабазы, доминирующие в разрезе этой части толщи, представляют собой мелкозернистые массивные породы серого цвета с коричневым оттенком. Их минеральный состав (в %): актинолит – 50, альбит – 30, эпидот – 10, остальное – магнетит, хлорит, биотит, лейкоксен. Структура метадиабазов гранонематобластовая, текстура – массивная.

Кварцевые метаальбитофирсы верхней половины толщи являются равномерно раскристаллизованными породами без порфировой структуры. Сложена порода микролитами альбита (анортоклаза ?), в промежутках между которыми располагаются незакономерные микропойкилитовые срастания кварца и полевого шпата.

В верхней части второй вулканогенной толщи изредка обнаруживаются сильно измененные тонкозернистые породы с высоким (до 8 вес. % и более) содержанием калия, которые предположительно могут рассматриваться как крайние калиевые члены трахибазальтового ряда второй вулканогенной толщи. Эти данные согласуются с материалами В. Г. Загородного и др. (1964) о наличии калиевых альбитофирсов и даек ортофирсов с содержанием 10.65 вес. % кали и 0.63 вес. % натра среди образований второй вулканогенной толщи.

Смена характера вулканизма от первой ко второй вулканогенной толще является, по нашему мнению, закономерной и связана прежде всего с временной стабилизацией тектонического режима (Предовский, Жангиров, Воинов и др., 1968; Предовский, Воинов и др., 1971; Предовский, Каржавин, 1973).

Таблица 10

Химический состав и объемный вес эфузивных и туфогенных пород верхней половины второй вулканогенной толщи

Номер пробы	Положение пробы в разрезе толщи	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Σ	H_2O^-	$\text{S}_{\text{вал}}$	CO_2	Cu	Ni	Co	Cr	V	$\rho, \text{г/см}^3$
ПА-27	Весь разрез	50,52	1,92	13,56	6,24	8,39	4,87	0,20	7,46	3,60	1,40	He опр.	2,29	100,45	He опр.	Сл.	0,22	0,033	0,005	0,0026	0,004	0,022	2,98
ПБ-26	Средняя часть разреза	64,48	1,01	12,74	4,67	2,58	1,62	0,09	1,87	3,20	5,40	"	1,44	99,10	0,06	"	0,70	0,003	0,0015	Сл.	Сл.	0,006	2,72
ПБ-27	Нижняя половина разреза	50,14	2,10	12,90	6,94	8,05	5,07	0,22	7,90	3,03	0,76	"	3,83	100,94	0,22	0,024	Нет	0,021	0,006	0,003	0,005	0,024	2,84
ПБ-28	Верхняя половина разреза	49,02	1,45	12,73	6,52	7,85	6,88	0,24	7,47	3,46	0,62	"	3,52	99,76	0,07	0,012	0,16	0,021	0,007	0,0034	0,0064	0,021	2,94
П1411	То же	51,84	1,50	11,93	7,81	9,36	5,23	0,18	3,70	4,06	0,20	"	3,89	99,50	0,03	0,016	0,11	0,020	0,003	0,004	0,001	0,024	
П1781	" "	50,00	2,81	13,06	6,03	10,29	3,78	0,20	4,02	3,08	1,94	0,30	4,74	100,25	0,14	0,01	1,22	0,034	0,005	0,003	0,001	0,032	2,76
П1627	Средняя часть разреза	48,59	1,08	15,20	5,76	6,70	7,39	0,14	9,14	2,15	0,34	0,08	3,28	99,85	0,10	He опр.	0,08	0,004	0,008	0,002	0,013	0,010	Не опр.
ПВ-25	Верхняя часть разреза	54,06	1,71	12,53	7,02	6,58	4,09	0,12	4,20	4,27	0,79	0,30	4,16	99,66	0,14	Сл.	1,87	0,017	0,006	0,002	0,011	0,22	2,8
ПВ-24	Весь разрез толщи	49,57	1,64	14,28	6,35	7,18	6,35	0,20	7,51	2,85	0,57	0,17	3,49	100,00	0,15	"	0,18	0,012	0,007	0,0025	0,011	0,025	2,85

Примечание. ПА-27, ПБ-27, ПБ-28, П1781, ПВ-24, П1627 – метадиабазы массивные; ПБ-26 – кварцевый метаальбитофир; П1411, ПВ-25 – шлаковые агломераты (метадиабазы).

Третья осадочная толща

Породы третьей осадочной толщи в виде узкой полосы с перерывами протягиваются вдоль северной зоны синклиниория. Для детального изучения был выбран непрерывно прослеживаемый ряд обнажений участка Лучломполо (от пос. Никель до оз. Степановинъярви). В восточной части синклиниория толща была изучена на участке Иллепинъярви. Нижняя граница толщи весьма неровная с раздувами к северу, которые располагаются на расстоянии 0,5–3 км друг от друга. Верхняя граница толщи более прямолинейна. Мощность колеблется от 100 до 150 м, а в местах раздувов возрастает до 150–350 м.

Характер разрезов, состав и строение пород указывают на то, что значительная часть толщи формировалась под влиянием потоков. Ее можно рассматривать как единый комплекс дельтовых, мелководно–морских и лагунных фаций (Ахмедов, 1970).

В составе толщи выделяется четыре пачки (рис. 4).

Пачка А мощностью 5–20 м сложена слабосортированными аркозовыми метапсаммитами и метаалевролитами, рассматриваемыми нами как отложения водных потоков. Породы основания разреза у р. Пику–Коласйоки располагаются на осветленных метамуджиеритах, содержащих редкие крупные (до 10 см) миндалины тонкозернистого кварца. Вблизи контакта вулканиты обладают характерной полосчатой текстурой. Тонкозернистые концентрические зоны черного цвета облекают и цементируют овальные слабоугловатые блоки светлой породы. Черный материал представляет собой сильно измененную породу, полностью серицитизированную, с очень большим содержанием пылеватого гематита и магнетита. Поверхность вулканитов размыта и их обломочный материал входит в состав нижних метатуффитов (группа ЛП-1) и метапсаммитов. Такие соотношения интерпретируются нами как результат выветривания и размыва муджиеритовых лав и туфов, подвергшихся до отложения осадков приповерхностному гидротермальному разложению.

На размытых породах зоны выветривания располагаются русловые отложения пачки А, представленные грубозернистыми косослоистыми гематит–магнетитовыми аркозовыми метапсаммитами с маломощными прослоями косослоистых метаалевролитов (группа ЛП-2). Метапсаммиты образуют линзовидные горизонты, достигающие наибольшей мощности в раздувах толщи. В русловых метапсаммитах выделяются два уровня. Нижний уровень отличается слабой сортированностью материала. Он представлен грубо– и крупнозернистыми разностями. Обломочная часть состоит из угловатых зерен кварца, полевых шпатов и альбитофиров величиной 0,5–3 мм. В ней присутствует большое количество обломков темно–серых и черных кремней, длинные оси которых направлены под углом к косой слоистости. Последняя подчеркивается скоплениями магнетита и гематита. В некоторых обнажениях наблюдались следы размыва косослоистых серий. Верхний уровень русловых метапсаммитов пачки А характеризуется более высокой степенью сортированности, преобладанием мелкозернистых разностей, а также наличием маломощных прослоев светло–серых метаалевролитов. Породы верхнего уровня содержат большое количество мелких косослоистых серий и обломки (катуны) косослоистых метаалевролитов. Косые и косоволнистые серии имеют пучковидную или перьевидную форму, типичную для потоковых отложений докембрийских и более молодых образований (Пиенар, 1967). Структура метапсаммитов пачки А псамmitовая, цемент базальный, соприкосновения или поровый. Обломки кварца угловатые, неправильной формы. Микроклин и плагиоклаз (олигоклаз № 20) окатаны лучше. Вулканогенный обломочный материал представлен различного размера (0,1–2,0 м) обломками муджиеритов, кварцевых

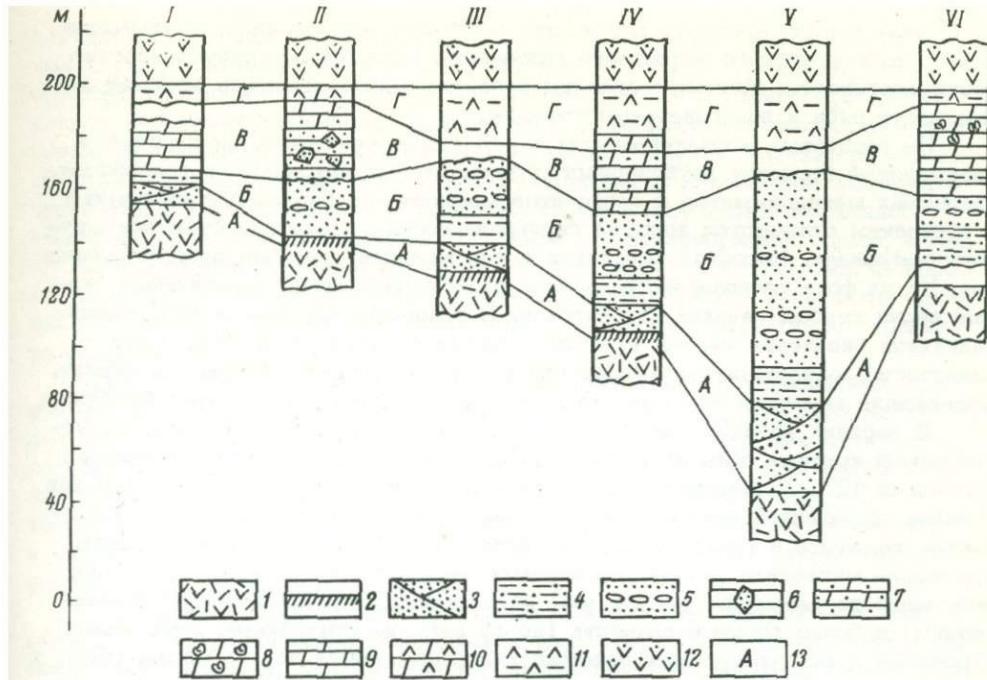


Рис. 4. Литологические колонки третьей осадочной толщи.

I - р. Коласйоки, пос. Никель; II - р. Коласйоки, 2,5 км от оз. Лучломполо; III - р. Коласйоки, 2 км от оз. Лучломполо; IV - р. Коласйоки, 0,5 км от оз. Лучломполо; V - 0,5 км к востоку от оз. Лучломполо; VI - оз. Иллепинъярви; 1 - метадиабазы второй вулканогенной толщи; 2 - пермытые продукты выветривания пород второй вулканогенной толщи; 3 - косослоистые гематит-магнетитовые аркозовые метапсаммиты; 4 - тонкослоистые магнетит-гематитовые полевошпат-кварцевые и аркозовые пелитовые метаалевролиты; 5 - мелкогалечные аркозовые и полевошпат-кварцевые конгломераты, гравелиты и метапсаммиты с гематитом; 6 - тонкослоистые магнетитовые полевошпат-кварцевые и граувакковые метапсаммиты с обломками аркозовых метаалевролитов; 7 - песчанистые кристаллические доломиты; 8 - органогенные кристаллические доломиты; 9 - кристаллические доломиты; 10 - кристаллические доломиты с туфогенным материалом; 11 - метатуфиты; 12 - метадиабазы третьей вулканогенной толщи; 13 - индексы пачек.

метаальбитофиров, кремнистых лав и миндалин, сильно измененных. Цемент тонкомелкозернистый и состоит из кварца, серицита, гематита и магнетита. Рудные минералы располагаются между обломками в виде тонкораспыленных частиц и мелких (0,01–0,2 мм) кристаллов. Серицит образует бесцветные тонкочешуйчатые агрегаты. В цементе присутствуют идиоморфные зерна сфена.

Пачку Б слагают подводно-дельтовые осадки, представленные в основном аркозовыми и полевошпат-кварцевыми метапсаммитами, метаалевролитами, гравелитами и конгломератами. В нижних уровнях дельтовых образований развиты фиолетовые тонкослоистые аркозовые и полевошпат-кварцевые пелитовые метаалевролиты с гематитом и магнетитом (группы ЛП-3, ЛП-6, Я-1) и фиолетовые магнетит-гематитовые полевошпат-кварцевые метапсаммиты и гравелиты (группа ЛП-11), имеющие общую мощность 6–15 м. Фиолетовые магнетит-гематитовые метаалевролиты слагают линзовидные прослои, достигая наибольшей мощности в раздувах (5–8 м). Породы тонкозернистые, сложены кварц-слюдистым материалом с высокой примесью (до 40%) гематита и магнетита. Рудные минералы концентрируются в тонких (1–3 мм) пелитовых слоях, ритмично чередующихся со светлыми, более крупнозернистыми

(2–10 мм) алевролитовыми. В верхней части сланцев появляются небольшие линзы грубозернистого аркозового материала, содержащие грубую пологую косую слоистость. Метаалевролиты содержат многочисленные асимметричные знаки ряби и полигональные трещины.

На пелитовых метаалевролитах с небольшим размывом располагается прерывистый горизонт грубозернистых гематитовых аркозовых и полевошпат-кварцевых метапсаммитов и гравелитов мощностью 1,5–5 м. Метапсаммиты и гравелиты отличаются хорошей сортированностью и окатанностью обломочного материала. Косослоистые серии в них крупные, пологие, однонаправленные. На их фоне располагаются мелкие разнонаправленные перьевидные косые серии слабых течений или потоков. В основании крупных косых серий находятся скопления мелких (1–3 см) обломков метаалевролитов, косая слоистость подчеркивается концентрацией рудных минералов в косых сериях. Содержание гематита и магнетита в породе колеблется в пределах 15–20%.

В верхних уровнях горизонта метапсаммитов и гравелитов впервые установлены крупные пологие косые серии, содержащие гематитовые овощи (Ахмедов, 1972а). Гематит выделяется в виде крупных (3–15 мм) зерен или бобовин сплющенной овальной формы, ориентированных по слоистости. Количество гематита в таких сериях достигает 70%. Здесь же широко развиты кристаллы магнетита. По ряду признаков оолиты разделяются на два типа: небольшие по размерам (до 2,5 мм), концентрически зональные (собственно оолиты) и более крупные разности (до 15 мм), не обладающие зональным строением и обычно рассматриваемые как псевдоолиты или бобовины (Бетехтия и др., 1958).

Наличием гематитовых оолитов в косых сериях объясняется высокое содержание железа в метапсаммитах, достигающее $> 50\% \text{ Fe}_2\text{O}_3$. Состав оолитов, их форма и внутреннее строение указывают на возможную связь процесса образования оолитов с вулканизмом (Ахмедов, 1972 в). Они могли возникнуть при резком и быстром пересыщении растворов железом и кремнеземом, поступавшими из подводных вулканических центров. Перемещаясь в гидродинамической среде, оолиты сортировались и откладывались в прибрежной части бассейна совместно с терригенным материалом,носимым с суши. Такого типа продукты известны в более молодых русловых и дельтовых отложениях (Формозова, 1960).

В верхней части дельтовых отложений пачки Б широко распространены аркозовые метапсаммиты и гравелиты с линзами маломощных аркозовых и полевошпат-кварцевых конгломератов общей мощностью 25–100 м (группы ЛП-2, ЛП-4, ЛП-7, ЛП-8, ИЯ-2). Метапсаммиты и гравелиты красного цвета сложены слабоокатанным кварц-полевошпатовым и вулканогенным обломочным материалом, сцепментированным метаалевролитовым веществом со значительным содержанием пылеватого гематита и магнетита. В пачке аркозовых пород развиты тонкие линзы метаалевролитов со слабо симметричными знаками ряби и трещинами усыхания. Линзы аркозовых конгломератов небольшой мощности ритмично и кулисообразно повторяются, что типично для конусов выноса дельт. Вверх по разрезу аркозового горизонта отмечается уменьшение количества вулканогенного материала и увеличение содержания обломков кварца.

Пачка В располагается на метапсаммитах пачки Б с перерывом и слагается породами мелководных и лагунных фаций, представленными полевошпат-кварцевыми метапсаммитами и метаалевролитами с гематитом и магнетитом, иногда граувакковыми метапсаммитами с примесью основного туфогенного и углеродистого вещества и кристаллическими доломитами. Линия контакта между аркозовыми гравелитами и черными магнетитсодержащими полевошпат-кварцевыми метапсаммитами весьма неровная. Крупные (0,5–3 м) красные угловатые обломки и блоки аркозовых пород располагаются в черных метапсаммитах на небольшом расстоянии от линии контакта. Черные

магнетитсодержащие металламмиты (группа ЛП-16), вмещающие блоки аркозов, имеют тонкослоистую и косослоистую текстуру. Морфологические особенности косой слоистости позволяют относить ее к слоистости мелководных отложений бассейнов, образовавшейся при поступательно-возвратном движении пологих песчаных гряд (Рухин, 1969). Структура металламмитов крупно-мелкотаммитовая с базальным цементом. В обломочном материале преобладают хорошо окатанные зерна тонкозернистого хальцедоновидного кварца (40–50% объема обломков) овальной и гантелеобразной формы, а также хорошо окатанные зерна крупнозернистого кварца и микроклина. В породе присутствует значительное количество (до 20%) мелких кристаллов магнетита, располагающегося по слоистости. Цемент тонкозернистый, серицит-хлоритовый.

Выше терригенных метаосадков обнажается пачка Г карбонатных пород – доломитов и карбонатных сланцев. Иногда, как и в западной части синклиниория, их разделяют маломощные горизонты туффитовых метаалевропелитов с примесью углеродистого вещества (группы ЛП-14, ЛП-15). Туффитовые метаалевропелитовые сланцы представляют собой тонкослоистые темно-серого цвета породы, содержащие тонкочешуйчатый биотит, серицит и хлорит. Среди основной ткани альбит-кварцевого состава присутствуют углеродистое вещество и сульфиды.

Карбонатные породы пачки образуют прерывистые горизонты и представлены кристаллическими доломитами, известковистыми доломитами и карбонатными сланцами. Кристаллические доломиты (группы ЛП-5, ИЯ-4) значительно преобладают среди других разновидностей карбонатных пород (до 70% объема). Наиболее полный карбонатный разрез опробован на участке Иллепинъярви. Породы серого, светло-розового, ярко-красного цвета, тонкослоистые, смяты в мелкие складки. Слоистость подчеркнута тонким пылеватым гематитом и терригенным серицит-кварцевым материалом, причем количество гематита вверх по разрезу растет.

Отдельные горизонты доломитов обогащены пирокластическим туфогенным материалом (проба ИЯ-3) и переходят в зеленые доломитовые сланцы с большим количеством хлорита. В верхних горизонтах доломитов разреза Иллепинъярви располагаются слои строматолитовых образований мощностью 0.5–0.7 м (Любцов и др. 1971). Аналогичные водорослевые структуры встречены в небольшом выходе доломитов в 1,5 км к востоку от оз. Лучломполо. Доломиты содержат прослои яшмовидной кварцевой породы ярко-красного и сургучного цвета (проба ИЯ-5). Они обогащены пылеватым гематитом и имеют горизонтальную слоистость. Происхождение таких пород можно связывать с хемогенной садкой кремнезема и гидроокисного железа.

Кристаллические доломиты темно-серого и зеленовато-серого цвета (группа ЛП-13) находятся в виде линз небольшой мощности (0.5–2 м) среди туфогенных карбонат-хлоритовых сланцев. Породы массивные, не слоистые. В качестве примеси присутствует туфогенный материал, представленный тонкозернистым альбитом и хлоритом. Встречаются редкие кристаллы пирита.

Разрез третьей осадочной толщи завершают зеленые карбонатно-хлоритовые сланцы пачки Д мощностью 10–60 м. Сланцы обладают реликтовой кластогенной туфовой текстурой. Тонкообломочный пирокластический материал полностью хлоритизирован и карбонатизирован. В составе туфогенных сланцев выделяются две разновидности: основные метаграувакки (альбит-хлоритовые разности, группа ЛП-10) и высокоразложенные пикритовые метатуфы (группа ЛП-17), превращенные в карбонат-серицит-хлоритовые сланцы. Последние вмещают линзы темно-серых известковистых доломитов и расположены в нижней части горизонта. Вверх по разрезу они постепенно сменяются основными метаграувакками, переходящими в метатуфы, которые являются переходными породами к диабазам третьей вулканогенной

толщи. Структура сланцев гранофибробластическая, фибробластическая. Сложены они альбитом, хлоритом, серпентитом, карбонатами и сфеном. Альбит (№ 5-8) образует редкие мелкие выделения величиной 0.005-0.02 мм, расположенные среди основной хлоритовой ткани, хлоритоид - тонкие (0.05-0.1 мм) чешуйчатые сростки ярко-зеленого цвета. Обладает аномальной низкой интерференционной окраской голубовато-серого цвета.

В составе туфогенной пачки по р. Коласйоки опробованы также специфические массивные породы фельзитового строения (ЛП-9). Они красновато-черного цвета, массивные, мощностью до 8 м, разбиты сетью тонких трещин, заполненных кальцитом. Типичным для таких пород является присутствие яшмовидного кварца лылеватого гематита, а также очень тонкозернистого калиевого полевого шпата. По составу эти породы интерпретируются как слабо разложенные трахитовые метатуфы.

Минеральный состав некоторых типичных пород третьей осадочной толщи отражен в табл. 11, химический - в табл. 12.

Приведенные в таблицах данные показывают, что последовательность и условия образования метаосадков третьей толщи были весьма специфичными и заметно отличают третью толщу от второй, несмотря на общее развитие их разрезов от терригенного материала к карбонатному. Характерными чертами третьей осадочной толщи в отличие от второй являются более активизированный тектонический режим формирования и существенное влияние на состав пород предшествующего вулканизма и сопровождающих его приповерхностных гидротермальных процессов. Для третьей толщи, как и для второй, поверхность перерыва устанавливается внизу и активный переход к последующим вулканитам вверху разреза. По особенностям состава и строения метаосадки третьей толщи наиболее сходны с образованиями онежской серии ятулия Карелии.¹

Метаосадки, содержащиеся в разрезе третьей вулканогенной толщи, в связи с их недостаточной доступностью нами не изучались. Поэтому здесь лишь приводятся анализы пород (группы ПЯ-29, ПЯ-30, ПЯ-31), обнаруженных нами среди метавулканитов третьей толщи на участке Пороярви северный. Они представлены граувакковыми метаалевролитами с сульфидами и углеродистым веществом и основными метатуфитами (табл. 12).

Третья вулканогенная толща

Разрез толщи слагается большим числом покровов массивных метадиабазов и прослоями шаровых лав мощностью от первых метров до десятков метров, чередующихся с горизонтами туфовых и осадочных пород. Количество туфовых и осадочных прослоев меняется по простиранию толщи. Породы третьей вулканогенной толщи протягиваются от границы с Норвегией на западе до ручья Ламмас на востоке. Максимальная мощность толщи в районе оз. Лучломполо составляет около 2 км. На востоке мощность ее уменьшается, и в районе ручья Ламмас толща выклинивается. Плохая обнаженность в этом районе не позволяет установить точно причину выклинивания.

Толща более чем на 95% сложена породами базальтового состава - массивными метадиабазами, шаровыми лавами, туфо- и лавобрекчиями и метатуфами. В центральной части северной зоны синклиниория преобладают массивные метадиабазы, в западной, у оз. Пороярви, они равномерно

¹ Данные в пользу такого сопоставления можно найти в работах по ятулийским метаосадкам В. З. Негруца (1966) и В. А. Соколова (1963).

Таблица 11

Минеральный состав некоторых пород третьей осадочной толщи (подсчет приближенный), об. %

Минералы	Пачка А, гематит-магнетитовые аркозовые метапсаммиты, группа ЛП-2; магнетитовые сланцы зоны выветривания (шл. 636)			Пачка Б, магнетит-гематитовые полевошпат-кварцевые метапеллит-алевролиты, группа ЛП-3; мелкогалечные полевошпат-кварцевые конгломераты и метагравелиты, группа ЛП-4						Пачка В, кристаллические доломиты, группы ИЯ-3, ЛП-5 (шл. 77, 55); метасилициты, группа ИЯ-5 (шл. 59); кристаллические доломиты серо-зеленые (шл. 632)				Пачка Г, основные граувакковые метапсаммиты, группа ЛП-10; основные магнезиальные метатуфиты, группа ЛП-17 (шл. 28)	
	636	39	483	35	485	486	487	490	635	77	55	59	632	79	28
Кварц	34.7	42.4	48.4	17.4	26.8	20.8	25.1	38.3	20.1	4.2	6.3	87.7	5.1	28.1	21.3
Микроклин	-	21.1	23.2	4.3	34.1	47.3	50.8	8.2	-	-	-	-	1.2	-	-
Плагиоклаз	19.6	12.3	6.7		10.1	3.5	4.0	1.9	1.1	-	-			29.4	12.2
Обломки пород	-	12.4	3.8	-	-	5.2	9.4	1.7	0.8	-	-	-	2.3	-	-
Серицит	12.5	4.1	9.6	38.3	41.7	13.0	4.6	4.2	3.6	2.6	4.2	-	-	3.1	6.5
Хлорит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	30.5	32.4
Гематит	28.2	8.5	7.4	40.0	21.4	15.9	6.1	2.0	56.4	0.5	3.1	12.3	-	-	-
Магнетит															
Пирит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.2	1.8	4.7
Доломит	1.3	-	-	-	-	-	-	-	-	91.9	86.4	-	88.1	5.7	21.6
Кальцит															
Сфен	4.8	1.2	0.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Турмалин	-	0.6	1.2	-	-	1.2	0.8	0.5	0.5	-	-	-	-	-	-
Циркон	-			-	-	0.7	1.3	0.5		-	-	-	-	-	-

Таблица 12

Химический состав и объемный вес пород третьей осадочной толщи и прослоев осадков в диабазах третьей вулканогенной толщи

Компоненты	ЛП-1	ЛП-2	П-39	П-651	ЛП-3	П-485	ЛП-6	ИЯ-1	ЛП-4	ЛП-7
SiO_2	53.34	62.56	63.32	62.36	45.42	48.86	51.92	62.60	80.72	64.60
TiO_2	2.12	1.70	2.62	2.32	2.12	2.07	1.95	1.70	0.73	1.75
Al_2O_3	11.92	12.10	11.48	12.00	15.82	15.89	16.52	8.96	7.15	10.41
Fe_2O_3	10.45	7.30	7.89	8.72	19.71	16.50	12.40	11.74	2.61	8.57
FeO	6.95	3.38	3.28	3.00	4.32	3.83	2.73	1.44	1.03	1.60
MnO	0.09	0.08	Сл.	0.03	0.02	0.04	0.10	0.05	0.02	0.13
CaO	2.73	1.90	1.72	2.05	0.19	0.35	1.68	2.69	0.44	2.91
MgO	2.08	1.96	0.58	0.40	0.92	1.31	2.13	2.56	0.32	1.41
K_2O	6.10	4.10	6.93	6.33	8.50	8.18	5.60	3.90	5.60	3.50
Na_2O	1.70	2.70	1.11	1.39	0.40	0.14	1.48	0.84	0.36	2.06
P_2O_5	-	-	0.16	0.12	-	0.12	-	-	-	-
П.п.п.	2.23	2.13	1.10	0.21	2.39	2.22	2.98	3.06	0.65	3.33
Σ	98.68	99.61	100.19	99.79	99.81	99.50	99.49	99.54	99.63	100.27
H_2O^+	0.92	0.91	0.23	-	1.79	2.18	2.67	0.26	0.38	2.58
H_2O^-	0.15	0.24	0.24	0.10	0.19	0.04	0.15	0.31	Не обн.	0.18
$\text{S}_{\text{вал}}$	0.06	0.02	0.03	0.00	Не обн.	Сл.	0.01	0.02	0.20	0.01
CO_2	1.10	0.96	0.60	0.80	0.41	Нет	0.15	2.47	0.07	1.56
Li_2O	0.035	0.002	0.002	0.002	0.0052	0.0052	0.004	0.0072	0.0005	0.0002
Rb_2O	0.016	0.012	0.015	0.016	0.030	0.030	0.01	0.012	0.011	0.01
Cs	0.023	0.026	0.012	0.024	0.003	0.005	0.029	0.001	0.003	0.007
Ni	0.003	0.005	0.006	0.005	0.006	0.006	0.013	0.01	0.003	0.008
Co	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.004	0.006	0.002	0.002
Cr	0.014	0.016	0.014	0.015	0.030	0.015	0.028	0.020	0.012	0.038
V	0.012	0.015	0.017	0.018	0.017	0.017	0.031	0.012	0.004	0.021
Sn	0.0003	0.0005	0.0004	0.0004	0.0003	0.00014	0.0005	0.0003	0.0005	0.0004
Pb	0.0002	0.0006	0.0008	0.0007	0.001	0.001	0.0004	0.0006	0.0008	0.0005
B	0.0023	0.0021	0.0021	0.0022	0.008	0.008	0.009	0.0062	0.0008	0.0023
$\rho, \text{г}/\text{см}^3$	2.92	2.73	2.78	2.89	3.04	3.01	2.89	2.67	2.65	2.78

Примечание. ЛП-1 – метатуфиты среднего состава; ЛП-2, П-39, П-651 – пачка А, магнетит–гематитовые аркозовые и полевошпат–кварцевые пелитовые личные аркозовые и полевошпат–кварцевые конгломераты и метатагра органогенные и кремнеземистые доломиты; ИЯ-5 – пачка В (верх), ЛП-14, ЛП-15 – пачка В (верх), граувакковые метаалевролиты и граувакковые металсаммиты; ЛП-17 – пачка Г, основные магнезиаль третьей вулканогенной толщи, метатуфиты и граувакковые метаалев

ЛП-8	П-31	ЛП-11	ИЯ-2	ЛП-16	ЛП-5	ЛП-13	ИЯ-3	ИЯ-4	ЛП-12
77.10	78.30	65.98	57.70	56.61	9.86	22.79	28.86	7.82	50.70
0.73	1.34	1.31	1.80	1.32	0.05	0.19	1.30	0.08	0.05
7.93	7.18	9.40	7.47	8.51	0.14	0.54	4.92	0.90	0.13
5.27	4.69	12.97	16.16	6.48	0.83	1.41	9.97	0.81	0.87
0.89	1.67	2.63	1.73	9.17	3.04	5.14	1.58	0.51	5.26
0.03	Сл.	0.03	0.08	0.24	0.80	1.34	0.16	0.15	0.14
0.61	0.23	0.17	3.80	5.64	28.00	22.91	18.05	34.43	13.92
0.76	0.21	0.67	3.32	1.98	16.33	12.68	11.60	13.63	7.18
3.80	5.65	5.00	2.30	3.37	0.20	0.11	2.10	0.70	0.06
1.32	0.26	0.15	2.00	0.07	0.24	0.02	0.36	0.12	0.03
-	0.10	0.11	-	0.08	-	0.18	-	-	0.08
1.40	0.30	1.34	3.23	-	40.19	32.19	21.01	40.51	2.17
99.84	99.93	99.81	98.59	99.94	99.68	99.50	99.70	99.61	99.59
1.14	0.21	1.02	-	2.13	0.14	-	-	-	-
0.02	0.07	0.13	0.18	0.04	0.05	0.5	0.35	-	0.06
0.09	0.02	Сл.	0.01	0.00	0.40	0.15	0.5	-	0.03
0.15	-	0.19	3.13	4.25	39.60	32.04	20.50	40.12	19.80
0.0007	0.0004	0.0033	0.0052	0.0071	0.0005	0.0005	0.0095	0.0005	0.0005
0.0085	0.013	0.012	0.005	0.009	0.005	0.005	0.005	0.0005	0.005
0.0036	0.002	0.004	0.001	0.0012	0.0008	0.001	0.001	0.001	0.001
0.005	0.003	0.005	0.008	0.008	0.002	0.001	0.082	0.002	0.002
0.001	0.001	0.001	0.006	0.003	0.002	0.001	0.041	0.001	0.001
0.012	0.012	0.013	0.016	0.014	0.007	0.004	0.062	0.005	0.004
0.007	0.014	0.016	0.009	0.018	0.004	0.001	0.006	0.005	0.001
0.0003	0.0005	0.0008	0.0003	0.0006	0.0005	0.0004	0.001	0.0004	0.0004
0.0007	0.001	0.0008	0.0003	0.0005	0.0003	0.0001	0.001	0.0003	0.0001
0.0017	0.0007	0.011	0.0007	0.0072	0.0002	0.0008	0.0005	0.0002	0.0006
2.15	2.87	2.99	2.82	2.86	2.84	2.85	2.84	2.81	2.78

гематит-магнетитовые аркозовые метапсаммиты; АП-3, П-485, ЛП-6, ИЯ-1 – пачка А, метаалевролиты; ЛП-4, ЛП-7, ЛП-8, П-31, ЛП-11, ИЯ-2, ЛП-16 – пачка Б, мелкогавелиты с гематитом; ЛП-5, ЛП-13, ИЯ-3, ИЯ-4, ЛП-12 – пачка Б, кристаллические яшмовидные метасиликаты; ЛП-9, П-611 – пачка В (верх), трахитовые метатуфы; основные метапелиты с углеродистым веществом; ЛП-10 – пачка В (верх), основные метатуфиты; ПЯ-29, ПЯ-30, ПЯ-31 – пачка Г, прослои осадков в метадиабазах ролиты с сульфидами.

Таблица 12 (продолжение)

Химический состав и объемный вес пород третьей осадочной толщи и прослоев осадков в диабазах третьей вулканогенной толщи

Компо-ненты	ИЯ-5	ЛП-9	П-611	ЛП-14	ЛП-15	ЛП-10	ЛП-17	Пя-29	Пя-30	Пя-31
SiO ₂	86.36	61.96	59.99	60.42	55.15	47.64	31.62	47.31	53.30	55.03
TiO ₂	0.04	1.40	1.84	1.77	1.02	2.30	1.73	1.66	1.65	1.55
Al ₂ O ₃	0.72	10.10	12.49	12.65	11.44	12.23	6.21	12.85	16.58	13.78
Fe ₂ O ₃	2.50	7.44	9.60	1.55	5.71	6.94	1.97	2.70	4.05	4.95
FeO	1.88	2.15	1.91	8.85	10.17	8.73	8.46	10.95	5.92	6.90
MnO	0.02	0.08	0.05	0.27	0.06	0.20	0.23	0.23	0.04	0.13
CaO	2.37	3.81	0.54	1.17	0.71	7.00	20.40	7.90	2.06	2.99
MgO	1.54	1.87	2.50	2.50	5.45	3.34	7.83	6.70	2.87	2.75
K ₂ O	0.70	7.40	8.05	4.47	1.50	1.60	0.47	0.33	3.06	2.12
Na ₂ O	0.30	0.78	1.03	3.38	0.06	3.20	0.08	1.79	3.34	1.93
P ₂ O ₅	-	-	0.09	0.18	0.19	0.0	0.18	0.20	0.17	0.27
П.п.п.	3.24	3.55	-	2.29	7.01	6.77	-	7.02	6.24	6.47
Σ	99.86	100.54	99.98	99.50	99.75	99.95	99.70	99.70	100.45	100.28
H ₂ O ⁺	2.63	0.95	-	1.29	5.23	3.81	4.57	4.32	4.18	3.80
H ₂ O ⁻	0.18	0.19	0.14	0.04	0.40	0.41	0.34	0.13	0.74	0.82
S _{дл}	0.02	0.32	0.00	Сл.	0.60	0.02	0.15	0.02	1.36	1.83
CO ₂	0.41	2.09	0.33	0.96	0.78	2.53	15.36	2.55	0.04	0.02
Li ₂ O	0.0009	0.0024	0.0026	0.002	0.0103	0.0045	0.0061	0.0042	0.0042	0.005
Rb ₂ O	0.005	0.011	0.013	0.01	0.005	0.005	0.009	0.000	0.000	0.011
Cu	0.003	0.001	0.003	0.017	0.015	0.025	0.061	0.021	0.015	0.012
Ni	0.002	0.007	0.008	0.0004	0.005	0.09	0.11	0.008	0.014	0.008
Co	0.003	0.002	0.001	0.002	0.001	0.004	0.006	0.003	0.003	0.002
Cr	0.010	0.018	0.016	0.022	0.01	0.13	0.20	0.007	0.019	0.024
V	0.003	0.010	0.012	0.011	0.007	0.022	0.028	0.028	0.018	0.017
Sn	0.0003	0.0002	0.0002	0.0004	0.0005	0.0005	0.0004	0.0003	0.0007	0.0008
Pb	0.0001	0.0006	0.0004	0.0003	0.0002	0.0008	0.0006	0.0002	0.0004	0.0006
B	0.0008	0.0005	0.0006	0.0007	0.0011	0.0008	0.0048	0.0021	0.0032	0.0038
ρ , g/cm^3	2.68	2.49	2.58	2.78	2.62	2.76	2.71	2.62	2.78	2.67

чредуются с шаровыми лавами. В районе пос. Никель количество пироклассики в разрезе резко увеличивается. Здесь наблюдаются обширные поля туфобрекчий, лавобрекчий и грубообломочных метатуфов.

Метадиабазы третьей вулканогенной толщи обычно интенсивно катализированы. Особенно сильно рассланцованны метадиабазы нижней части разреза толщи. Здесь практически невозможно различать текстурные разновидности пород. Средний минеральный состав метадиабазов (в %): актинолит - 60, эпидот - 20, альбит - 15, остальное - хлорит, лейкоксен. В центральной части северной зоны в верхах толщи в метадиабазах сохраняются остатки эзгита, замещаемого актинолитом. Структура породы гранонематобластовая с редкими реликтами пойкилоофитовой. В краевых частях покровов обычно присутствуют диабазовые метапорфиры, которые имеют ограниченное распространение.

Кроме метадиабазов в разрезе третьей толщи нами установлены покровы метапикритов. Три пластовых тела этих пород опробованы в основании разреза толщи, в 2 км западнее оз. Лучломполо. Породы настолько изменены, что диагностика их была первоначально произведена только по геохимическим признакам. Средний минеральный состав метапикритов (в %): актинолит - 75, хлорит - 20, остальное - эпидот, альбит, лейкоксен, апатит. Структура метапикритов порфиридная с лепидонематобластовой основной массой, текстура - сланцеватая.

Химический состав эфузивных и интрузивных пород толщи иллюстрируется табл. 13. Основной особенностью толщи является в целом однородный состав и формирование в обстановке равномерно активного тектонического режима, как бы наследующего усиление подвижности в зоне синклиниория, начавшееся при образовании третьей осадочной толщи.

Четвертая осадочная толща

Породы четвертой осадочной толщи в западной части северной зоны синклиниория имеют субширотное простирание, восточнее оно меняется на северо-восточное и субширотное, образуя изгиб, обращенный выпуклостью к северу, и, наконец, вновь меняется на юго-восточное. Мощность толщи колеблется от первых десятков метров в краевых частях синклиниория до 1000 и более метров в центральных. Точная оценка мощности затруднена из-за многочисленных послойных интрузий и складчато-блокового строения.

Породы толщи были опробованы на участках Кучинтиудра, Ламмас, Киецджилор, Никель. Породы участков рудного поля Пильгуярви, Ортоайви, Котсельваара, Каммикиви были изучены в обнажениях карьеров и по керну 34 скважин. Первый шаг в расчленении толщи был сделан Г. И. Горбуновым (1952, 1958, 1961), выделившим конгломераты, песчаники, туффиты и туфы. Позднее этот вопрос изучался В. Г. Загородным и др. (1964), М. А. Гиляровой (1967), Э. А. Поляк (1968). Наиболее детально разрез толщи расчленен в 1965 г. Л. И. Увадьев (1968), выделивший в ней четыре горизонта.

На основании литологического и геохимического изучения разрезов нами предлагается еще одна схема строения четвертой осадочной толщи, наиболее близкая к данным Л. И. Увадьева. Выделяется пять ритмично-слоистых пачек, снизу вверх (рис. 5).

Пачка А - терригенная, гравийно-псамитовая, с базальными сланцами в основании. Сложена грубо-крупнозернистыми субграувакковыми и граувакковыми металлосамитами с тонкими прослойками метаалевролитов и линзами субграувакковых гравелитов и конгломератов. Мощность пачки 10-100 м.

Пачка Б - терригенная алевро-пелитовая. Сложена тонко ритмично-слоистыми граувакковыми метаалевролитами (серцитовыми) с примесью

Таблица 13

Химический состав и объемный вес эфузивных и интрузивных пород третьей вулканической толщи

Номер пробы	Положение проб в разрезе толщи	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Σ	H_2O^+	$S_{\text{вал}}$	CO_2	Cu	Ni	Co	Cr	V	$\rho, \text{г/см}^3$
ПА-31	Нижняя треть разреза	49.88	1.15	13.86	3.97	8.10	6.27	0.17	10.71	2.40	0.44	Не опр.	3.60	100.55	Не опр.	0.004	0.48	0.014	0.009	0.0034	0.008	0.022	2.95
ПА-32	Средняя часть разреза	49.55	1.13	13.70	3.86	9.70	5.44	0.17	10.63	2.15	0.44	"	3.17	99.94	"	0.004	0.42	0.020	0.0075	0.0037	0.006	0.023	2.97
ПА-33	То же	50.12	1.15	13.38	4.41	8.94	5.54	0.17	9.85	3.20	0.38	"	3.19	100.33	0.02	0.056	Нет	0.018	0.008	0.0036	0.007	0.025	3.00
ПА-34	Верхняя треть разреза	49.20	0.95	14.61	3.43	7.13	6.29	0.16	11.62	2.60	0.34	"	4.25	100.58	Нет	Сл.	1.10	0.013	0.009	0.004	0.012	0.023	2.96
ПА-35	То же	49.05	1.01	13.32	4.35	8.66	6.91	0.17	10.64	2.00	0.20	"	4.10	100.41	"	0.004	0.92	0.015	0.0075	0.0035	0.008	0.023	2.96
ПА-36	Средняя часть разреза	48.32	0.72	14.87	2.18	6.46	7.54	0.16	13.25	1.70	0.20	0.12	4.84	100.19	0.09	0.01	1.81	0.019	0.013	0.0035	0.028	0.016	2.99
ПБ-31	Нижняя часть разреза	47.80	1.30	12.32	4.92	8.64	6.80	0.17	11.28	2.38	0.20	Не опр.	4.00	99.91	0.12	0.036	0.11	0.016	0.008	0.0034	0.014	0.027	3.00
ПБ-32	То же	44.00	2.34	6.52	3.10	11.95	12.83	0.20	11.06	0.24	0.20	"	7.39	99.83	0.31	0.004	1.70	0.015	0.058	0.0065	0.109	0.023	2.96
П1418	" "	44.56	2.21	6.74	2.82	10.65	12.13	0.20	11.28	0.10	0.06	0.20	8.60	99.33	0.30	Сл.	3.68	0.019	0.036	0.006	0.140	0.026	Не опр.
ПБ-33	Средняя часть разреза	47.34	1.28	12.50	4.06	9.79	6.51	0.20	11.12	2.04	0.20	Не опр.	5.13	100.18	0.12	0.06	1.10	0.018	0.007	0.0034	0.007	0.029	2.97
ПБ-34	То же	48.44	1.17	12.83	4.20	9.22	6.80	0.18	10.55	2.14	0.18	"	4.12	99.83	0.22	0.042	0.33	0.016	0.008	0.0035	0.009	0.028	2.99
ПБ-35	" "	51.08	1.22	11.85	3.39	9.51	6.91	0.18	9.33	3.10	0.40	"	2.75	99.72	0.17	0.08	0.66	0.023	0.007	0.0035	0.008	0.029	3.00
ПБ-36	Верхняя треть разреза	49.04	1.30	12.58	3.92	9.80	6.39	0.18	9.88	2.72	0.20	"	3.88	99.89	0.16	0.06	0.44	0.022	0.0065	0.0032	0.006	0.031	2.94
ПБ-37	То же	48.78	1.29	12.50	3.39	9.51	6.91	0.15	9.86	2.52	0.20	"	4.99	100.10	0.17	0.06	0.62	0.017	0.007	0.0037	0.007	0.030	2.91
ПБ-38	" "	49.10	1.17	12.60	3.91	10.37	7.62	0.13	8.51	2.40	0.30	"	3.61	99.72	0.23	0.036	0.61	0.016	0.006	0.0027	0.006	0.030	2.97
ПА-2	В верхней трети разреза	47.96	0.63	13.98	3.44	6.92	8.32	0.14	10.47	2.62	0.20	"	5.09	99.77	0.16	0.020	0.96	0.011	0.012	0.004	0.026	0.020	2.86
ПБ-4	По всему разрезу	47.50	1.07	14.36	3.18	8.77	7.48	0.21	11.56	2.03	0.22	0.10	3.70	100.18	0.16	Не опр.	0.12	0.010	0.003	0.022	0.020	3.03	
ПБ-7	В средней части разреза	47.27	1.22	14.32	4.06	8.14	7.11	0.20	11.81	2.13	0.23	0.13	3.53	100.03	0.10	0.01	0.44	0.013	0.0088	0.0036	0.014	0.022	3.00
П1051	В верхней части разреза	47.41	1.06	14.49	3.94	7.30	8.35	0.18	11.69	1.94	0.32	0.12	3.38	100.07	0.08	0.03	Нет	0.010	0.025	0.005	0.069	0.010	Не опр.
П1052	То же	48.19	1.02	14.65	3.45	7.06	7.59	0.18	12.75	1.80	0.08	0.11	2.86	99.64	0.13	0.02	0.02	0.014	0.007	0.004	0.024	0.015	" "

Примечание. Эфузивные породы: ПА-31, ПБ-31 ~ метадиабазы рассланцованные; ПА-32, ПА-34, ПБ-34, ПБ-37 ~ диабазовые афаниты с шаровой текстурой; ПА-33, ПА-35, ПБ-33, ПБ-36 ~ метадиабазы массивные; ПА-36 ~ метадиабаз; ПБ-32, П1418 ~ метапикриты; ПБ-35, ПБ-38 ~ туфобрекции диабазовых афанитов. Интрузивные породы: ПА-2, ПБ-4, ПБ-7, П1051, П1052 ~ метагабро-диабазы.

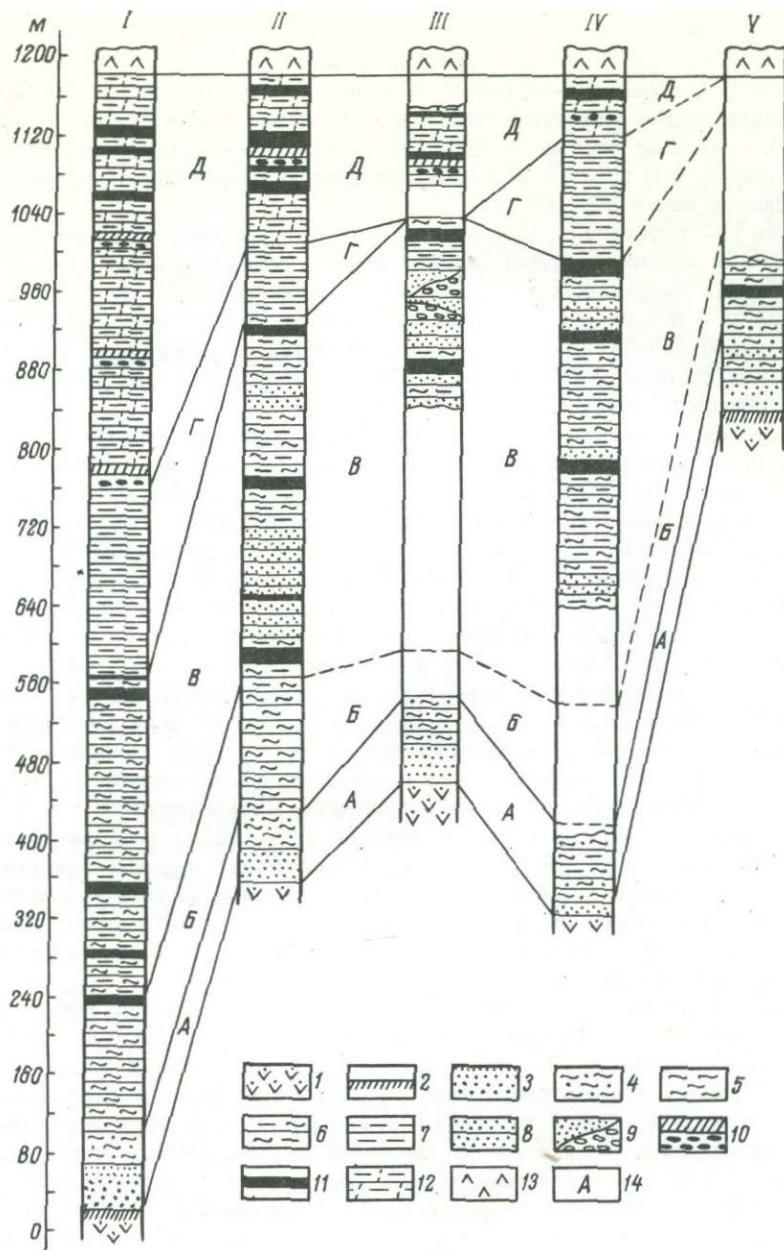


Рис. 5. Литологические колонки – четвертой осадочной толши.

I - Ламмасйоки; II - Пильгуярви; III - Киерджипор; IV - Оргойави; V - Никель; 1 - метадиабазы третьей вулканогенной толщи; 2 - базальные граувакковые метапелиты; 3 - субграувакковые гравелиты, субграувакковые и граувакковые метапсаммиты с углеродистым веществом и сульфидаами; 4 - граувакковые метаалевролиты с примесью псаммитового материала; 5 - граувакковые пелитовые серicitовые метаалевролиты; 6 - ритмично-слоистые граувакковые метаалевролиты (серicit-хлоритовые сланцы) с углеродистым веществом; 7 - ритмично-слоистые основные магнезиальные (хлоритовые) метаалевролиты; 8 - ритмично-слоистые граувакковые метапсаммиты; 9 - косослоистые граувакковые конгломераты и граувакковые метапсаммиты; 10 - уровни распространения линз известковистых доломитов, доломитов и валунногалечного в том числе гранитоидного материала; 11 - уровни распространения углеродисто-сульфидных сланцев; 12 - основные магнезиальные метатуфиты (карбонат-хлоритовые сланцы, возникшие при метаморфизме пород со значительной примесью разложенных пикритовых туфогенов); 13 - метадиабазы четвертой вулканогенной толщи; 14 - индексы пачек.

углеродистого вещества и сульфидов с тонкими маломощными прослойками черных углеродистых сланцев. Мощность пачки 40–200 м.

Пачка В – туфогенно-терригенная. Представлена она ритмично-слоистыми граувакковыми метапсаммитами и метаалевролитами (серicit-хлоритовыми) с примесью основного туфогенного материала, углеродистого вещества, сульфидов и с прослойками черных сланцев и граувакковых конгломератов. Мощность пачки 250–400 м.

Пачка Г – туфогенная. Сложена ритмично-слоистыми основными магнезиальными метаалевропелитами (хлоритовые) с примесью сильно разложенного материала пикритовых туфов. Мощность пачки 150–250 м.

Пачка Д – пикритовая туфогенная. Пачку слагают основные магнезиальные и слабо разложенные пикритовые метатуфы с прослойками черных углеродистых сланцев, линзами доломитов и конгломератов с гранитоидной галькой. Мощность пачки 100–400 м.

В основании пачки А четвертой осадочной толщи располагается горизонт базальных метапелитовых сланцев. Базальные сланцы лежат на изменившихся метадиабазах. Мощность их варьирует от 0,5 до 3,5 м. Породы опробованы на участках Ламмас и Никель. Они представлены тонкозернистыми серicitовыми сланцами (метапелиты и граувакковые метаалевролиты) темно-серого цвета (группы ЛМ-1, НР-1, НР-2). Содержание серицита на участке Никель достигает 60–70%, присутствует небольшое количество (10–20%) алевролитового кварцевого материала и тонкозернистого альбита. Встречаются слабоокатанные зерна турмалина и тонкозернистые агрегаты лейкококсена.

Выше располагается основная, метапсаммитовая часть пачки. Она лежит с размывом на базальных сланцах и прослеживается во всех разрезах толщи. Мощность ее увеличивается в краевых частях синклиниория (участки Ламмас и Никель). На участке Ламмас пачка мощностью 70 м в основном состоит из субграувакковых метагравелитов с примесью мелкогалечного материала, грубозернистых граувакковых метапсаммитов с сульфидно-углеродистым веществом. К западу (участки Пильгуярви, Киерджипор) крупнозернистые метапсаммиты переходят в среднемелкозернистые разности. Вблизи участков Ортоайви и Котельваара нижний горизонт представлен метаалевролитами и алевролитовыми метапсаммитами. На участке Никель вновь появляются гравийные и грубозернистые метапсаммиты.

Псаммитовая пачка заключает в себе большое количество косослонистых серий двух типов: односторонние пологие серии слабых потоков и течений и перекрещивающиеся. Серии первого типа встречаются в нижних грубозернистых уровнях псаммитовой пачки. В верхней части преобладает перекрестная сплоистость. Такие песчаники можно рассматривать как отложения прибрежных участков мелководного бассейна (Рухин, 1969). Этот вывод подтверждают обломки и окатыши черных алевропелитовых сланцев, а также многочисленные знаки ряби, встреченные на участках Пильгуярви, Киерджипор, Никель. Субграувакковые гравелиты, субграувакковые и граувакковые метапсаммиты и метаалевролиты (группы ЛМ-2, ЛМ-3, ПГ-1: КП-1, НР-4, НР-6, НР-7) имеют темно-серую окраску. Структура гравийная и груболссаммитовая. Обломочная часть составляет 50–70% объема и представлена слабоокатанными зернами кварца, микроклина, плагиоклаза, обломками эфузивов и мусковита. Кварц встречается в виде крупных (0,3–5 мм) зерен. Обломки решетчатого микроклина значительно мельче (до 1 мм). Плагиоклаз – альбит (№ 8–10) – представлен крупными (0,5–1,5 мм) слабоокатанными сильно пелитизированными обломками. Обломочная часть погружена в алевролитовый базальный, поровый или заполнения цемент кварц-серicitового состава. Местами в цементе появляется тонкочешуйчатый хлорит. Присутствуют крупные (до 3 мм) сильно деформированные пластинки мусковита с расщепленными краями, а также угловатые зерна турмалина с корочками выветривания и окатанные зерна циркона. Метапсаммиты и гравелиты обогащены сульфидами

и углеродистым веществом. Сульфиды – пирит и пирротин – образуют скопления, приуроченные к основаниям косых серий, и обогащают, как правило, более грубозернистые уровни. Тонкое углеродистое вещество сосредоточено в составе цемента.

Метапсаммиты чередуются с тонкими (0,1–1,5 м) прослойми граувакковых метаалевролитов и метапелитов, в том числе основных, с примесью углеродистого вещества (группы НР-3, НР-4, НР-5). С ними сходны сланцы группы ЛМ-4, относящиеся уже к пачке Б. Количество и мощность тонкозернистых прослоев растет вверх по разрезу пачки. Сланцы тонко ритмично-слоистые. Ритмичность двучленная. В породах присутствуют знаки ряби и трещины усыхания, отмеченные также Л. И. Увадьевым (1968). Псаммитовые части ритмов представлены тонкозернистыми граувакковыми метаалевролитами и граувакками, пелитовые части – метаалевропелитовыми разностями. Следует подчеркнуть, что крупночешуйчатый мусковит низов разреза является обломочным.

Пачка Б связана с пачкой А постепенным переходом, является ритмично-слоистой и слагается граувакковыми метаалевролитами и метапелитами с углеродистым веществом (группы ЛМ-4, НР-8). Необходимо отметить, что впервые разделение филлитов на серицитовые и хлоритовые было сделано Н. А. Елисеевым в 1947 г. (Ультраосновные и основные интрузии..., 1952). В описываемой пачке значительно преобладают серицитовые метаалевролитовые сланцы. Породы пачки Б темно-серые или черные, существенно кварц-серицитовые. Ритмичность двучленная, реже трехчленная: псаммитовый метаалевролит-метаалевролит-черный углеродистый метапелит. Наблюдается тенденция к увеличению количества тонкого пелитового материала вверх по разрезу пачки. Средняя мощность метапелитовых членов ритмов 1–8 см, алевролитовых 0,5–4 см. Тонкая (1–5 см) и мелкая (8–30 см) ритмичность развита на фоне значительно более крупной с мощностью 2–6 м. В пачке наблюдаются различные текстуры, свидетельствующие об ее образовании в мелководной зоне. Преобладают однонаправленные, местами размытые косые серии. Кроме того, наблюдаются подводно-оползневые текстуры, отмеченные также ранее С. Н. Сусловой (1963) и Л. И. Увадьевым (1968). Широко распространены следы размыва, окатыши нижележащих пород, а также реликты асимметричных знаков ряби. Структура сланцев метапсаммита-алевритовая, метаалевритовая и метапелитовая. Как правило, мелко- и тонкозернистые породы сложены серицитом, хлоритом, кварцем, альбитом, микроклином, углеродистым веществом и сульфидами. Серицит, играющий существенную роль в элементе пород, образует фиброластовую основную ткань, в которую погружены алевритовые обломки кварца, микроклина и альбита. Хлорит представлен леннином, содержание его в сланцах значительно, по-видимому, связанное с распределением первичного туфогенного материала ($N_g=1,728$, $N_p=1,712$, $N_g-N_p=0,006$). Слоистость подчеркивается обогащением верхних членов ритмов углеродистым веществом. Сульфиды – пирит, пирротин – обогащают нижние части ритмов или скапливаются в основании косых серий. Имеющиеся наблюдения дают основание думать, что обогащение сульфидами грубозернистых слоев имеет диагенетическое происхождение и возникло за счет выноса сульфидов из пелитов. Аксессорные минералы представлены редкими обломками турмалина и циркона.

Породы пачки В образуют наиболее мощную часть разреза толщи. Она состоит из граувакковых метапсаммитов, граувакковых, основных граувакковых и пелитовых метаалевролитов, метапелитов, отдельных прослоев граувакковых гравелитов, конгломератов, доломитов, туфитовых метаграувакк и горизонтов черных углеродисто-сульфидных сланцев. Для пород пачки характерны примесь основного туфогенного материала, обилие сульфидов и очень четкая тонкая ритмичная слоистость трехчленного типа (рис. 6).

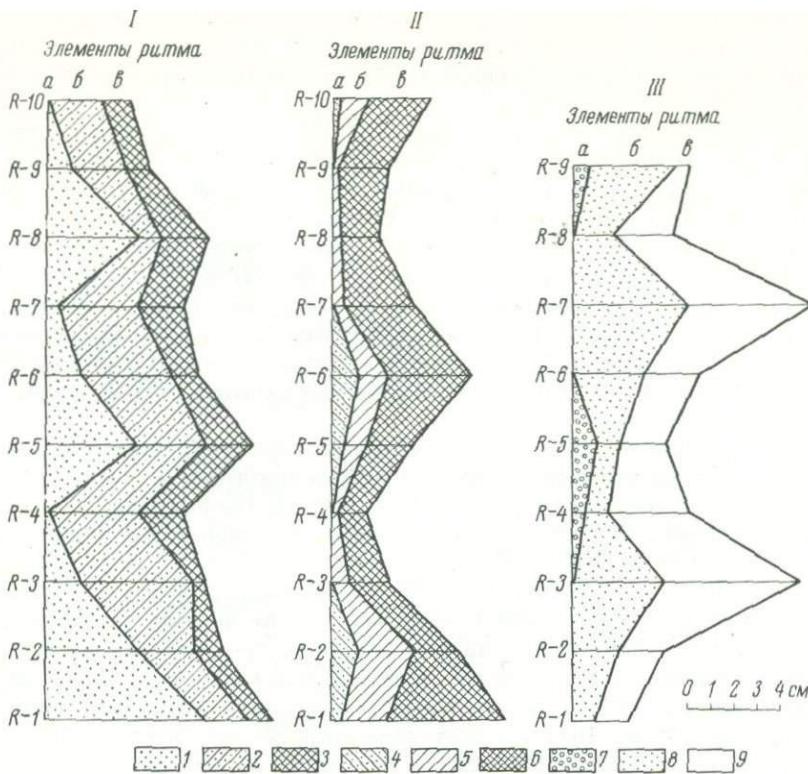


Рис. 6. Ритмограммы, отражающие характер ритмичности в различных уровнях разреза четвертой осадочной толщи (по данным исследования участка Пильгуйярви).

I - пачка В, псаммитовый тип ритмичности: а - граувакковые метапсаммиты, б - граувакковые псаммитовые метаалевролиты; II - пачка В, пелитовый тип ритмичности: 4 - граувакковые псаммитовые метаалевролиты, 5 - граувакковые метаалевролиты, 6 - углеродисто-сульфидные метапелиты; III - пачка Г, туфогенный тип ритмичности: 7 - основные магнезиальные метаалевролиты с примесью разложенного пикритового туфогенного материала, 8 - основные магнезиальные метаалевролиты, 9 - основные магнезиальные метапелиты. R-1, R-10 - разрезы ритмично-слоистых пород.

Граувакковые метапсаммиты и близкие к ним метаосадки (группы ПГ-10, ПГ-11, ОР-2, ОР-16, ОР-20) изучены на участках Пильгуйярви, Кирджипор и Оргоайви. Породы ритмично-слоистые, ритмы трехчленные: крупнозернистые метапсаммиты-мелкозернистые метапсаммиты-метаалевролиты. Наиболее развиты здесь псаммитовые части ритмов мощностью 0.1-0.4 м, причем верхние части ритмов часто размыты. Преобладают средне-мелкозернистые разности, содержащие односторонние косые серии. Метапсаммиты включают окатыши темно-серых алевропелитовых сланцев величиной до 15 см. Кроме того, встречены многочисленные линзы и прослои мелкогалечных конгломератов и метагравелитов. Такого типа образования изучены нами на участке Кирджипор. По мнению Г. Т. Макеенко и В. Г. Загородного (Загородный и др., 1964), они представляют собой линзы внутриформационных конгломератов. Мощность линз 30-60 см. Породы темно-серого цвета (группа КП-4), сложены крупными (0.1-4 см) хорошо окатанными обломками кварца, реже микроклина, основных пород и окатышами

черных углеродистых сланцев величиной до 20 см. В цементе преобладает граувакковый металламитовый материал. В линзах наблюдается грубая пологая и перекрестная косая сплоистость и многочисленные следы размывов. Характер обломочного материала и текстуры конгломератов позволяют считать их мелководными потоковыми образованиями.

Вверх по разрезу пачки постепенно меняется характер ритмичности. Уменьшается роль металламитового материала, растет содержание углеродистого вещества. Псаммитовые части ритмов представлены граувакковыми и туффит-граувакковыми метаалевролитами мощностью 1-8 см. Алеролитовые и пелитовые части ритмов обладают значительно большей мощностью. Туффит-граувакковые метаалевропелитовые сланцы содержат многочисленные оползневые текстуры, мелкие симметричные знаки ряби, текстуры проседания более крупной псаммитовой фракции в тонкую пелитовую. Эти признаки указывают на то, что образование породшло в мелководном бассейне на некотором удалении от береговой линии.

Метаалевропелитовые сланцы отличаются обилием хлорита и альбита, уменьшением роли серицита и обломочного кварца. В них присутствует значительная примесь разложенного основного пирокластического материала, представленного алевритовыми частицами измененных вулканических стекол, эфузивов и обломков плагиоклаза. Все они в значительной степени хлоритизированы. В породах широко развито углеродистое вещество. Может быть выделена группа черных углеродистых сланцев с сульфидами, содержащих большое количество тонкораспыленного углеродистого вещества (свыше 2,5%). Существенно хлоритовые (туфогенные) граувакковые и основные граувакковые метаалевропелитовые и метапелитовые сланцы в составе данной пачки значительно преобладают среди других разновидностей (группы ЛМ-5, ЛМ-6, ЛМ-7, ПГ-5, ПГ-6, ПГ-8, ПГ-9, ПГ-12, КП-5, ОР-35, ОР-36, ОР-37, ОР-38, КТ-1, КТ-5, КТ-6, КТ-8, КТ-10). Они зеленовато-серого и серого цвета, тонкослоистые, содержат косослоистые и оползневые текстуры, следы размыва. Структура сланцев метаалевролитовая, фибробластовая. Преобладающими минералами в них являются хлорит, а также хлоритоид ($\text{Ng} = 1.730$, $\text{Nr} = 1.725$, $2V = 40^\circ$) и альбит (№ 6-8). В небольшом количестве (1-3%) развит серицит. В большом количестве присутствуют карбонат, лейкоксен и сульфиды. Углеродистое вещество развито слабо.

Сланцы терригено-туфогенного типа уступают в распространении описаным выше туфогенным сланцам. Они представлены группами ПГ-7, ОР-3, ОР-4, ОР-9, ОР-10, ОР-8, ОР-19, ОР-23, КТ-4, КТ-9 и заметно отличаются от туфогенных сланцев возрастанием роли терригенного материала и углеродистого вещества. Хлорит в них также представлен хлоритоидом и реже пенином ($\text{Ng} = 1.582$, $\text{Nr} = 1.578$, $\text{Ng}-\text{Nr} = 0.004$, $2V = 15^\circ$). Терригенный материал — серицит, кварц, отдельные зерна микроклина. Из аксессорных минералов присутствуют циркон и турмалин. Углеродистое вещество и сульфиды обогащаются верхние уровни микро- и макроритмов.

Черные углеродистые алевропелитовые сланцы отличаются высоким содержанием сульфидов. Они обладают тоикой сплоистостью и текстурами, присущими всем сланцам этой пачки (группы ПГ-12, ОР-8, ОП-14, ОР-26, ОР-30, ОР-33, КТ-3). Среди черных углеродистых сланцев можно выделить два типа. Первый тип наиболее широко распространенный, содержащий терригенный метаалевропелитовый материал. Такие сланцы можно назвать углеродистыми метаалевропелитами (серицит-хлоритовыми сланцами). Второй тип — сланцы с преобладанием тонкозернистого кварцевого материала. По особенностям строения и химизму это первично хемогенные осадки — метасиликаты. Они значительно шире распространены в южной зоне синклиниория. Между обоими типами сланцев существуют взаимные переходы. Сланцы обогащены сульфидным материалом, в котором преобладает пирит и в меньшей степени развит пирротин.

В центральной части рудной полосы среди алевропелитовых пород данной пачки выделяется группа „пятнистых“ спилозитовидных сланцев, находящихся в контактовой близости с интрузиями основных и ультраосновных пород и описанных ранее Г. И. Горбуновым (1961) и Н. А. Елисеевым (1961). Контактovo-измененные сланцы (группы ОР-12, ОР-22, ОР-31, ПГ-2) в большинстве своем образованы по ритмично-слоистым серциит-хлоритовым метапеллитам. В ряде случаев устанавливается существенное изменение химизма.

Верхний горизонт туфов, выделенный Л. И. Увадьевым (1968), расчленен нами на две пачки – Г и Д.

Пачка Г состоит из пород, связанных с разложением и выветриванием основного и ультраосновного пирокластического материала – основных гравакковых и основных магнезиальных метапесчаников, метаалевролитов и метапеллитов, а также метатуффитов и реже метатуфов с отдельными прослоями черных углеродистых сланцев. Породы пачки сложены главным образом крупным и тонким измененным и разложенным пирокластическим материалом основного состава и обладают зеленоватым цветом и неясной горизонтальной и косой ритмичной слоистостью (рис. 6). Преобладают породы типа групп ОР-1, ОР-11, ОР-15, ЛМ-8, ОР-32. Отмечаются отдельные небольшие (0.1–0.3 м) линзы гравийных и конгломератовых метатуфов. Основные минералы пород – хлориты, альбит, карбонаты. Терригенный материал практически отсутствует. В сланцах основного состава в верхней части пачки появляется незначительная примесь ультраосновного туфогенного материала.

Пачка Д, венчающая четвертую осадочную толщу, сложена измененными при выветривании и последующем метаморфизме ультраосновными туфами и продуктами их полного седиментационного изменения, а также линзами доломитов, прослоями конгломератов и черных углеродистых сланцев. Породы этой пачки обнажены во всех разрезах толщи, но мощность горизонта ультраосновных метатуффитов, имеемых нами также основными магнезиальными метатуффитами, по простирации от западного к восточному краям синклиниория сильно изменяется. Так, на западе и в центре мощность пикритовых метатуффитов и метатуфов составляет первые метры или десятки метров. К востоку мощность пачки и крупность пирокластического материала быстро увеличиваются. На участке Ламмас мощность пикритовых метатуффитов и метатуфов составляет 400–600 м. Здесь же наблюдаются наиболее грубообломочные разновидности пород. Дальше к востоку мощность горизонта снова быстро сокращается и в районе горы Кучинтуандры выклинивается полностью.

В толще пикритовых метатуфогенов отмечаются несколько уровней, в каждом из которых наблюдаются линзы темно-серых доломитов мощностью до 0.5 м и скопления галек и валунов различного состава: плагиогранитов, гранито-гнейсов, кварцитов и реже диабазов. Валунный и галечный материал слабо окатан. Наиболее крупный валун плагиогранитов на Ламмасе имеет уплощенную караваеобразную форму и достигает величины 3.5 x 1.5 м. Кроме того, одиночные гальки и валуны встречаются по всей толще туфов. Конгломератовые скопления отмечены в центральной части синклиниория, на участках Каммикиви и Котセルваара. Валунный и галечный материал, сформированный средне- и мелкозернистыми туфогенами, справедливо рассматривается рядом исследователей, например В. Г. Загородным и др. (1964), М. А. Гиляровой (1964), Л. И. Увадьевым (1968), как внутриинформационный. По вопросу о происхождении конгломератов Ламмаса нет единого мнения. Так, В. Г. Загородный считает их продуктом деятельности подводных потоков, а М. А. Гилярова рассматривает как тиллитовые образования, представляющие айсберговую фацию морены. Л. И. Увадьев называет их туфоконгломератами. Особенности строения и характер изменения обломков позволяют предполагать, что часть обломков была выброшена вулканическими аппаратами из более глубоких горизонтов печенгского комплекса. Пачку ультраос-

Таблица 14

Минеральный состав метаосадков и метатуфогенов четвертой осадочной толщи
(подсчет приближенный), об. %

Минералы	112	593	113	118	119	600	139	2015	143	145	2017	2036	212	129	133	146	151	154	157
Кварц	38.2	33.4	57.0	61.3	64.8	36.1	43.4	45.7	14.4	24.9	16.3	28.4	58.2	22.7	28.1	-	-	-	-
Микроклин	2.1	1.2	11.6	4.5	5.1	4.3	3.9	1.6	-	-	-	-	4.1	-	-	-	-	-	-
Плагиоклаз	7.8	3.3	8.3	6.7	3.4	18.1	12.1	14.1	16.7	12.6	18.5	12.7	15.3	18.7	16.4	6.1	5.8	3.7	4.2
Серицит	44.1	53.7	15.1	18.3	20.1	25.6	32.1	31.3	6.1	4.9	8.2	5.9	4.3	-	-	8.6	6.1	-	-
Хлорит	2.4	6.1	3.2	2.7	1.8	12.1	6.4	3.8	56.3	49.7	49.1	44.4	3.6	34.3	27.6	70.3	77.5	76.3	62.1
Карбонаты	0.5	0.5	0.8	0.9	0.7	0.6	0.9	0.8	3.6	2.7	2.4	1.9	1.6	3.2	5.1	7.4	6.9	8.2	22.6
Сульфиды	1.2	1.4	1.1	2.4	2.6	3.1	1.6	1.2	1.1	0.9	2.8	4.4	0.8	3.4	1.6	2.4	2.7	1.9	1.7
Лейкоксен	1	0.6	1.2	3.1	1.6	-	1.1	0.8	2.3	3.7	1.5	0.8	0.5	4.3	3.8	2.7	3.2	4.1	4.0
Тальк	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.7	5.3	-
Углеродистое вещество	0.5	0.5	1.0	0.8	1.1	1.1	0.6	1.9	0.5	0.9	1.1	2.4	0.5	0.8	0.5	0.8	0.5	-	-
Мусковит обломочный	-	-	0.6	0.5	0.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Обломки сланцев	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13.1	-	-	-	-	-	-
Обломки эфузивов вулканических стекол	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13.4	16.1	-	-	-	-
Турмалин, циркон	-	1	1	1	1	0.5	0.5	0.5	-	-	-	-	0.5	-	-	-	-	-	-

Примечание. Пачка А: шл. 112, 593 – базальные метапелиты; шл. 113, 118, 119 – субграувакковые метагравелиты и металсамиты. Пачка Б: шл. 600, 139, 2015 – хлорит–серизитовые метаалевропелиты с углеродистым веществом. Пачка В: 143, 145 – серизит–хлоритовые метаалевропелиты; шл. 2017, 2036 – сульфидно–углеродистые черные метаалевропелиты; шл. 212 – субграувакковые и граувакковые гравелиты. Пачка Д: шл. 146, 151 – основные магнезиальные метаосадки (глубокоразложенные пиритовые туфы); шл. 154, 157 – метатуфы и разложенные пиритовые туфы.

Таблица 15

Химический состав пород четвертой осадочной толщи (участок Кучинтундра)

Компоненты	КТ-3	КТ-4	КТ-6	КТ-2	КТ-7	КТ-8	КТ-9	КТ-10	КТ-11	
SiO_2	50.51	61.98	51.00	60.33	42.50	54.26	44.46	62.02	53.80	59.73
TiO_2	1.93	1.65	1.93	1.86	2.27	1.83	2.50	1.76	1.68	1.55
Al_2O_3	14.78	12.92	15.17	12.62	14.36	13.28	19.43	16.59	16.51	14.83
Fe_2O_3	6.22	3.45	4.00	3.78	6.07	4.54	4.43	2.53	1.93	4.87
FeO	7.40	3.83	9.09	10.41	13.88	6.58	11.21	1.49	11.37	5.15
MnO	0.04	0.07	0.07	0.21	0.14	0.07	0.11	0.03	0.09	0.10
CaO	1.36	2.17	2.01	9.41	4.14	2.43	2.70	1.53	3.35	2.17
MgO	3.19	2.55	3.49	6.51	6.04	3.84	3.48	1.11	3.85	2.74
K_2O	3.85	1.87	2.68	0.53	0.53	1.45	3.65	3.47	3.70	1.82
Na_2O	1.43	1.65	3.21	2.05	3.41	2.73	1.15	3.30	0.42	3.24
P_2O_5	0.10	0.11	0.19	0.26	0.19	0.20	0.12	0.07	0.14	0.10
П. п. п.	8.22	5.42	6.20	1.90	5.63	7.26	6.62	6.45	3.20	3.28
Σ	100.24	99.54	99.97	99.91	99.68	100.19	100.45	100.40	99.92	99.91
H_2O^+	0.61	1.53	3.87	1.78	4.17	3.79	4.15	5.75	2.71	1.82
H_2O^-	1.54	0.80	0.60	0.04	0.30	0.96	0.85	0.41	0.18	0.67
$S_{\text{вал}}$	6.07	2.98	1.62	0.04	1.05	2.40	1.51	0.18	0.06	0.67

CO_2	Нет	0.11	0.11	0.04	0.11	0.11	0.11	0.11	0.35	0.12
Li_2O	0.0038	0.0041	0.0008	0.0011	0.0024	0.0007	0.0008	0.0012	0.0032	0.0026
Rb_2O	0.0068	0.012	0.0051	0.0062	0.0029	0.0019	0.0036	0.005	0.0061	0.0028
Cu	0.021	0.020	0.022	0.020	0.041	0.023	0.023	0.010	0.028	0.016
Ni	0.015	0.008	0.009	0.007	0.008	0.013	0.011	0.003	0.016	0.011
Co	0.003	<0.002	<0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	-	0.003	0.002
Cr	0.017	0.022	0.021	0.008	~0.01	0.034	0.028	0.025	0.028	0.022
V	0.028	0.018	0.029	0.030	0.033	0.021	0.025	0.026	0.029	0.019
Sn	0.0008	0.0003	0.0008	0.0011	0.0006	0.00065	0.00065	0.00065	0.0003	0.0006
Pb	0.001	0.002	0.0017	0.0001	0.0008	0.0003	0.0001	0.0022	0.0008	0.0023
B	0.0041	0.0062	0.0024	0.0009	0.0012	0.0018	0.0027	0.0009	0.0061	0.0024

Примечание. КТ-3, КТ-4 - граувакковые метаалевролиты с сульфидами и углеродистым веществом, пачка В; КТ-6 - основные граувакковые метаалевролиты, пачка В; КТ-2 - основные метатуфы, пачка Г; КТ-7 - основные магнезиальные граувакковые метаалевролиты, пачка Г; КТ-8 - граувакковые метаалевролиты с сульфидами, пачка В; КТ-9 - основные металелиты с сульфидами, пачка В; КТ-10 - граувакковые метаалевролиты, пачка В; КТ-11 - основные алевролитовые метапелиты, пачка В; КТ-12 - граувакковые металсаммиты, пачка В.

Таблица 16

Химический состав и объемный вес пород четвертой осадочной толщи,
(участок Ламмас)

Компоненты	П-112	ЛМ-1	ЛМ-2	ЛМ-3	П-115	ЛМ-4	ЛМ-6	ЛМ-7	ЛМ-8
SiO ₂	53.71	53.78	71.46	59.86	63.24	58.52	63.06	68.76	46.56
TiO ₂	1.22	1.26	0.77	1.35	1.11	1.31	1.17	1.08	1.93
Al ₂ O ₃	18.22	16.93	8.29	12.66	12.85	15.08	12.85	8.90	10.33
Fe ₂ O ₃	4.94	5.12	1.73	6.11	1.43	3.44	2.14	4.84	9.52
FeO	6.91	6.52	6.81	5.48	8.75	7.01	7.01	3.50	7.07
MnO	0.07	0.06	0.10	0.15	0.18	0.11	0.14	0.06	0.15
MgO	3.50	3.53	2.23	3.16	1.25	3.24	2.56	2.80	10.52
CaO	0.35	0.47	1.53	0.83	3.17	0.53	1.14	0.67	2.20
K ₂ O	5.09	5.36	2.10	2.56	1.32	2.80	1.60	1.60	0.86
Na ₂ O	0.81	0.96	1.32	1.96	1.79	2.84	3.90	2.32	2.10
П. п. п.	5.17	5.56	5.49	5.24	0.35	4.65	4.10	4.98	8.28
Σ	99.99	99.55	99.47	99.51	99.51	99.88	99.67	99.51	99.52
H ₂ O ⁻	0.36	0.15	0.11	0.16	0.14	0.17	Не обн.	Не обн.	0.61
H ₂ O ⁺	4.01	4.53	2.82	4.48	0	3.49	3.45	3.24	6.95
S _{вал}	0.80	0.88	1.79	0.60	0.17	0.61	0.32	1.41	0.28
CO ₂	Не обн.	Не обн.	0.77	Не обн.	0.04	0.38	0.33	0.33	0.44
Li ₂ O	0.0097	0.0097	0.005	0.0062	0.0076	0.009	0.0066	0.0075	0.0048
Rb ₂ O	0.011	0.011	0.0034	0.0042	0.005	0.006	0.0025	0.005	0.005
Cu	0.0061	0.0061	0.00613	0.008	0.0093	0.0099	0.0066	0.010	0.034
Ni	0.008	0.008	0.0055	0.005	0.01	0.0062	0.0065	0.0035	0.018
Co	0.003	0.003	0.003	0.001	0.002	0.0032	0.001	0.001	0.0025
Cr	0.022	0.022	0.019	0.023	0.030	0.029	0.020	0.028	0.066
V	0.008	0.0080	0.0097	0.015	0.013	0.013	0.0095	0.018	0.024
Sn	0.0003	0.0003	0.0005	0.0004	0.0003	0.00025	0.0002	0.00058	0.00053
	0.001	0.001	0.00056	0.0007	0.0007	0.00063	0.0003	0.00025	0.0002
	0.0036	0.0036	0.0024	0.0022	0.0027	0.0027	0.0008	0.0012	0.00085
	2.68	2.63	2.73	2.49	2.67	2.69	2.73	2.35	2.71

Примечание. П-112, ЛМ-1 – базальные метапелиты, пачка А (низы); ЛМ-2, ЛМ-3, ЛМ-4, ЛМ-6, ЛМ-7 – граувакковые и субграувакковые метаалевролиты ролиты, пачка Г; ЛМ-5 – граувакковые метаалевролиты, пачка В; ЛМ-10, ЛМ-12 – основные магнезиальные метапелиты и метатуфиты, Д; ЛМ-14, ЛМ-15, П-160 – основные граувакковые и субграувакковые

ЛМ-5	ЛМ-9	ЛМ-13	ЛМ-10	ЛМ-12	ЛМ-11	ЛМ-14	ЛМ-15	П-160
56,44	43,72	44,88	37,96	48,19	15,56	74,92	59,52	60,44
1,50	2,30	2,20	2,20	1,17	Не обн.	0,62	1,13	1,46
14,98	7,77	8,71	6,85	6,34	0,75	5,93	11,08	12,63
6,91	7,47	6,70	7,58	3,91	0,54	4,15	2,04	1,91
3,67	9,34	10,30	8,86	6,93	0,89	3,76	7,18	7,14
0,08	0,19	0,21	0,23	0,15	0,15	0,11	0,10	0,10
3,00	16,02	14,15	13,26	9,92	8,87	3,53	7,32	5,35
0,86	2,46	3,16	8,75	10,73	39,17	1,12	2,15	1,62
2,80	0,42	0,28	0,56	0,14	0,07	0,30	0,26	0,24
3,90	0,02	0,22	0,02	0,08	0,05	1,88	2,96	4,24
5,38	9,80	8,79	13,23	12,26	33,58	3,99	5,75	0,24
99,52	99,51	99,60	99,60	99,82	99,63	100,37	99,50	99,69
0,32	0,47	0,53	0,55	0,15	Не обн.	0,21	0,04	0,24
4,01	8,78	7,45	6,83	5,50	1,79	3,28	4,54	
0,83	0,11	0,15	0,68	0,12	0,03	0,17	0,07	0,06
0,22	0,44	0,66	5,17	6,49	31,76	0,33	1,10	0,20
0,0069	0,0032	0,0054	0,0029	0,0029	0,0036	0,0019	0,005	0,0038
0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
0,010	0,020	0,016	0,023	0,015	0,0012	0,0038	0,008	0,005
0,0065	0,079	0,048	0,068	0,014	0,003	0,006	0,020	0,01
0,0015	0,009	0,007	0,009	0,0025	0,001	0,001	0,004	0,002
0,027	0,135	0,086	0,14	0,058	0,003	0,01	0,022	0,020
0,0115	0,024	0,021	0,023	0,010	0,0028	0,006	0,014	0,010
0,00015	0,0004	0,0004	0,0005	0,00025	0,00024	0,002	0,00035	0,0003
0,0008	0,00015	0,0003	0,0003	0,0015	0,00071	0,003	0,0003	0,0003
0,00061	0,00035	0,00036	0,00037	0,00035	0,00011	0,0003	0,0004	0,0004
2,59	2,71	2,69	2,70	2,71	2,72	2,65	2,72	2,74

П-115 – субграувакковые и граувакковые метагравелиты и метапсаммиты, пачка А; с углеродистым веществом, пачки Б и В; ЛМ-8 – основные магнезиальные метаалев-ЛМ-9, ЛМ-13 – основные магнезиальные метапелиты и метатуфиты, пачки Г и Д; пачка Д; ЛМ-11 – кристаллические кремнеzemистые доломитовые известняки, пачка метаалевролиты, пачка Д.

Таблица 17

Химический состав и объемный вес пород четвертой осадочной толщи
(участки Пильгуйярви и Кирджипор)

Компо-ненты	ПГ-1	4001	ПГ-3	ПГ-7	3115	ПГ-5	ПГ-6	ПГ-4	ПГ-9	ПГ-10
SiO_2	64.96	65.52	54.62	53.20	51.91	56.72	53.16	47.88	50.78	54.48
TiO_2	1.04	1.32	1.12	1.47	1.66	0.92	0.92	1.52	1.77	1.25
Al_2O_3	11.46	12.57	14.81	15.15	15.38	9.06	17.32	14.76	13.80	12.97
Fe_2O_3	1.87	0.58	2.44	1.87	0.25	3.03	2.80	2.38	2.67	2.36
FeO	7.71	5.81	10.22	10.36	12.34	10.94	11.66	7.92	12.67	10.08
MnO	0.05	0.08	0.08	0.05	0.06	0.06	0.05	0.16	0.12	0.04
CaO	1.52	1.88	1.29	1.34	1.43	3.03	0.84	6.45	3.54	3.84
MgO	2.84	3.20	3.12	2.86	3.08	6.24	3.06	6.00	4.82	2.70
K_2O	2.30	1.51	3.50	3.80	3.56	2.20	2.80	1.10	1.50	3.90
Na_2O	3.20	4.47	4.60	2.60	2.64	1.80	2.10	5.80	2.50	2.60
П.п.п.	2.73	0.13	4.38	7.15	4.33	5.51	5.06	5.95	5.90	5.54
Σ	99.78	99.55	100.18	99.95	99.52	99.51	99.77	99.92	99.87	99.56
H_2O^+	1.42	-	0.85	-	4.25	1.20	3.73	-	-	-
H_2O^-	0.23	0.12	0.25	0.27	0.08	0.23	0.07	0.29	0.25	0.32
$S_{\text{вал}}$	0.68	0.18	2.73	10.30	-	0.92	0.30	0.10	5.83	7.72
CO_2	0.40	0.05	0.55	0.33	-	3.16	0.96	5.87	0.96	5.22
Li_2O	0.0073	0.0080	0.0126	0.0097	0.0041	0.0098	0.0112	0.0024	0.0063	0.0071
Rb_2O	0.0081	0.0062	0.0093	0.0064	0.0028	0.0110	0.0098	0.0051	0.0087	0.012
Cs	0.025	0.017	0.077	0.016	0.031	0.014	0.022	0.037	0.046	0.012
Ni	0.007	0.009	0.062	0.044	0.021	0.026	0.015	0.012	0.029	0.0008
Co	0.002	0.003	0.004	0.002	0.003	0.003	0.002	0.004	0.004	0.001
Cr	0.030	0.0026	0.020	0.029	0.026	0.059	0.027	0.035	0.038	0.031
V	0.015	0.017	0.016	0.020	0.024	0.012	0.028	0.020	0.018	0.012
Sn	0.00046	0.00051	0.0002	0.0002	0.0002	0.0001	0.0003	0.0002	0.0005	0.00062
Pb	0.00032	0.0004	0.00031	0.00018	0.0023	0.0009	0.0006	0.0004	0.0008	0.0011
B	0.0007	0.0002	0.0006	0.0037	0.0009	0.002	0.0036	0.0005	0.0008	0.00018
$\rho, \text{г}/\text{см}^3$	2.73	2.70	2.78	2.86	-	-	2.84	2.78	-	-

Примечание. ПГ-1, 4001 - граувакковые метапсаммиты с углеродистым веществом, родистым веществом, пачки Б и В; ПГ-5 - граувакковые псаммитовые пачка В; ПГ-4 - контактовоизмененные метаалевролиты, пачка Б; ПГ-9, ПГ-12, 3100 - сульфидно-углеродистые граувакковые пелитовые ковьес метаалевролиты, пачки Б и В; КП-1, КП-2 - граувакковые КП-3 - граувакковые метапсаммиты с углеродистым веществом, В; КП-5 - углеродистые основные метатуфиты, пачка В.

ПГ-11	ПГ-12	3100	ПГ-3	ПГ-8	КП-1	КП-2	КП-3	КП-4	КП-5
54.25	51.18	52.45	54.62	49.62	60.94	58.80	67.28	67.68	58.64
1.35	1.40	1.52	1.12	1.10	1.02	1.08	0.83	0.60	0.70
13.67	14.30	15.23	14.81	11.82	14.26	13.94	9.80	7.26	10.02
4.28	2.05	1.90	2.44	3.08	4.84	3.20	1.98	2.37	2.47
7.78	12.24	12.00	10.22	13.82	5.76	8.36	7.78	6.20	6.92
0.05	0.05	0.05	0.08	0.05	0.06	0.09	0.13	0.11	0.09
2.77	1.23	1.00	1.29	1.34	0.39	0.98	1.56	5.44	6.94
3.18	3.28	4.00	3.12	2.68	3.38	2.84	2.38	2.44	2.96
3.70	3.60	2.62	3.50	6.48	3.40	3.10	1.98	1.10	0.84
3.20	2.30	2.46	4.60	1.30	2.60	2.60	1.50	1.70	2.14
5.45	8.30	2.46	4.38	8.66	4.85	4.47	4.43	4.78	4.49
99.68	99.93	99.97	100.18	99.95	99.90	99.54	99.65	99.60	
-	-	-	0.85	-	3.54	2.78	2.35	0.10	0.79
0.26	0.34	0.14	0.25	0.25	0.80	0.36	0.36	0.30	0.35
7.23	9.88	3.95	2.73	14.01	0.10	0.78	0.55	0.26	1.78
2.48	0.41	0.23	0.55	0.41	0.41	0.55	1.17	4.12	0.57
0.0068	0.0181	0.0126	0.0054	0.0082	0.0067	0.0084	0.006	0.0034	0.004
0.0078	0.013	0.010	0.016	0.0091	0.0094	0.0065	0.0050	0.005	0.005
0.040	0.015	0.019	0.077	0.016	0.010	0.010	0.004	0.008	0.003
0.011	0.017	0.022	0.062	0.019	0.007	0.007	0.006	0.007	0.008
0.003	0.003	0.003	0.004	0.002	-	-	0.001	0.002	0.001
0.037	0.026	0.028	0.020	0.020	0.027	0.026	0.024	0.021	0.019
0.016	0.020	0.032	0.016	0.016	0.011	0.013	0.010	0.010	0.009
0.00048	0.0004	0.00031	0.0002	0.0003	0.00034	0.00073	0.0004	0.0001	0.0002
0.0007	0.0006	0.0008	0.0003	0.0004	0.0003	0.00046	0.00034	0.003	0.0003
0.0099	0.00095	0.0004	0.0006	0.0008	0.0035	0.0018	0.0021	0.0014	0.0008
-	-	-	2.78	-	2.71	2.75	2.73	2.73	2.77

пачка А (низы); ПГ-3, ПГ-7, 3115 – сульфидные граувакковые метаалевролиты с углеметаалевролиты с углеродистым веществом, пачка В; ПГ-6 – основные метапелиты, ПГ-10, ПГ-11 – сульфидно-углеродистые граувакковые метаалевропсаммиты, пачка В; метаалевролиты, пачка В; ПГ-3, ПГ-8 – измененные сульфидно-углеродистые граувакко-метаалевропсаммиты и псаммитовые метапелиты с углеродистым веществом, пачка А; пачка А; КП-4 – граувакковые мелкогалечные конгломераты и метагравелиты, пачка

Таблица 18

Химический состав и объемный вес пород четвертой осадочной толщи
(участок Ортоайви)

Компоненты	OP-35	OP-36	OP-37	OP-38	OP-25	OP-5	OP-4	OP-26	OP-8	OP-9	OP-10
SiO ₂	51,84	50,64	55,00	53,65	52,40	50,82	45,58	47,80	47,88	50,09	48,90
TiO ₂	2,10	1,51	1,42	1,94	1,46	1,70	1,65	1,45	1,65	1,47	1,67
Al ₂ O ₃	16,52	14,27	12,88	15,11	12,75	14,24	11,74	14,65	13,25	14,46	13,85
Fe ₂ O ₃	2,38	2,58	3,33	1,54	4,85	4,38	7,98	4,06	4,86	5,03	7,18
FeO	11,13	9,81	9,09	10,59	7,15	8,04	11,55	10,18	10,37	9,40	8,00
MnO	0,13	0,16	0,12	0,03	0,10	0,09	0,06	0,11	0,08	0,06	0,07
CaO	2,11	1,23	4,07	1,30	3,22	4,01	3,65	3,78	4,95	2,05	2,82
MgO	3,36	9,16	4,90	3,20	7,95	7,43	4,62	5,98	3,90	4,40	5,66
K ₂ O	2,28	2,67	2,96	3,61	1,70	0,76	1,60	2,30	2,00	2,80	2,40
Na ₂ O	3,69	0,14	0,45	1,64	2,30	3,0	2,00	2,20	2,60	2,60	2,70
P ₂ O ₅	0,17	0,20	0,09	0,24	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	4,12	4,42	6,28	5,60	5,05	4,95	8,49	6,30	7,48	7,11	5,65
Σ	99,98	100,17	99,77	100,27	98,93	99,42	98,92	98,67	99,02	99,58	98,90
H ₂ O ⁺	3,36	3,61	4,13	3,61	-	0,73	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	0,02	0,20	0,10	0,02	0,44	0,18	0,46	0,48	0,30	0,46	0,22
S _{вал}	0,74	0,57	0,21	1,97	5,10	2,94	19,35	7,87	11,72	11,41	8,96
CO ₂	0,01	0,04	1,84	-	1,10	1,10	1,01	1,36	1,98	0,52	0,32
Cu	0,015	0,038	0,12	0,021	0,060	0,028	0,037	0,055	0,043	0,034	0,020
Ni	0,009	0,016	0,01	0,008	0,085	0,027	0,025	0,020	0,030	0,048	0,035
Co	0,002	0,005	0,003	0,002	0,005	0,004	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003
Cr	0,019	0,019	0,019	0,022	0,061	0,054	0,037	0,029	0,032	0,032	0,041
V	0,020	0,033	0,018	0,019	0,026	0,027	0,023	0,028	0,024	0,026	0,018
Sn	0,0003	0,0006	0,0008	0,0004	0,0011	0,0005	0,0006	0,0004	0,0005	0,0005	0,0005
B	0,0028	0,0022	0,0036	0,0024	0,002	0,0008	0,0009	0,0022	0,0015	0,0020	0,0014
ρ , $\text{г}/\text{см}^3$	2,76	2,66	2,75	2,82	2,82	2,78	3,00	2,80	2,86	2,88	2,86

Примечание. OP-35, OP-36, OP-37, OP-38 – основные граувакковые метаалевролиты метаалевролиты, пачки В и Г; OP-5 – углеродистые основные граувакко OP-14, OP-19, OP-23, OP-24, OP-30 – ритмично-слоистые сульфидно-магнезиальные псаммитовые метаалевролиты с углеродистым веществом, ковые и граувакковые метаалевролиты и алевропсаммиты, пачки В и Г; и Г; OP-15 – сульфидные граувакковые метаалевролиты, пачки В и Г; ложенческие основные метатуфы; OP-12, OP-18 – контактовоизмененные магнезиальные метапелиты, пачки В и Г; OP-22, OP-31, OP-28, метатуфиты, пачки В и Г.

OP-13	OP-14	OP-19	OP-23	OP-24	OP-30	OP-2	OP-6	OP-20	OP-17	OP-3
51.12	47.42	48.20	48.50	47.10	51.60	44.06	50.36	48.20	47.63	47.70
1.60	1.60	1.73	1.70	1.56	1.45	3.10	1.95	1.64	1.73	1.75
12.96	13.90	13.88	14.12	12.60	14.58	10.90	13.33	12.88	11.90	13.55
4.60	6.47	6.25	1.87	3.88	2.85	11.15	5.85	6.97	4.36	5.57
8.90	8.25	9.05	15.09	12.50	10.88	7.81	9.22	8.68	8.60	8.98
0.06	0.07	0.07	0.04	0.07	0.04	0.08	0.07	0.09	0.11	0.07
3.90	4.80	3.27	2.60	3.62	2.93	3.95	3.36	2.87	6.98	3.92
5.21	3.73	6.20	3.53	5.53	3.25	8.29	6.08	7.74	6.19	8.23
1.90	2.30	1.70	1.90	2.10	2.60	0.80	1.60	1.10	1.50	1.40
3.20	3.20	2.80	3.70	2.50	2.30	1.30	2.60	2.75	2.10	2.10
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4.78	5.00	5.45	7.11	7.00	6.28	6.51	5.19	6.37	5.75	5.31
98.23	-	-	-	98.46	98.76	98.13	99.61	-	-	98.67
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0.22	0.14	0.15	0.27	0.32	0.30	0.42	0.44	0.54	0.21	0.40
8.50	10.87	8.52	12.53	13.31	10.95	11.18	6.75	7.80	6.32	6.18
0.75	2.24	0.70	0.35	1.10	1.72	0.96		0.40	3.53	1.36
0.025	0.023	0.064	0.015	0.046	0.015	0.051	0.023	0.053	0.019	0.027
0.029	0.014	0.22	0.014	0.042	0.01	0.11	0.024	0.055	0.028	0.041
0.003	0.003	0.007	0.003	0.004	0.003	0.005	0.003	0.003	0.004	0.004
0.045	0.024	0.037	0.022	0.037	0.025	0.053	0.040	0.025	0.058	0.064
0.017	0.027	0.028	0.019	0.035	0.021	0.033	0.020	0.024	0.025	0.024
0.0004	0.0003	0.0006	0.0005	0.0004	0.0008	0.0013	0.0005	0.0009	0.0005	0.0006
0.0014	0.0012	0.001	0.0013	0.0014	0.0042	0.0012	0.0012	0.0009	0.001	0.0009
2.80	2.86	2.84	2.77	2.88	2.84	2.91	2.81	2.81	2.76	2.81

и метапелиты с сульфидами, пачка В (середина); OP-25 – сульфидные граувакковые
ые метаалевролиты с сульфидами, пачка В; OP-4, OP-26, OP-8, OP-9, OP-10, OP-13,
углеродистые граувакковые метаалевролиты, пачки В и Г; OP-2 – сульфидные основные
пачка В; OP-6, OP-20, OP-17, OP-3 – сульфидные основные и магнезиальные граувак-
OP-11 – основные магнезиальные педитовые метаалевролиты с сульфидами, пачки В
OP-16 – сульфидные высокомагнезиальные метапсаммиты; OP-32 – углеродистые раз-
граувакковые и основные магнезиальные метаалевролиты, пачки В и Г; OP-21 – основ-
OP-29 – контактово-измененные сульфидные граувакковые метаалевролиты и основные

Таблица 18 (продолжение)

Компоненты	OP-11	OP-15	OP-16	OP-32	OP-12	OP-18	OP-21	OP-22	OP-31	OP-28	OP-29
SiO_2	40.80	42.70	34.30	45.20	50.60	41.00	36.10	44.50	47.94	50.30	38.52
TiO_2	1.86	1.87	1.55	1.50	1.48	2.75	2.18	1.95	1.55	2.16	1.27
Al_2O_3	9.30	10.38	7.40	9.54	13.80	9.30	14.00	15.20	10.37	11.85	4.75
Fe_2O_3	6.17	7.88	8.00	3.85	5.40	9.80	3.85	3.85	3.98	6.55	4.33
FeO	10.80	11.67	21.65	8.94	7.80	11.35	12.96	10.83	10.35	7.56	11.21
MnO	0.14	0.11	0.08	0.18	0.09	0.14	0.25	0.06	0.10	0.06	0.19
CaO	6.80	5.64	4.40	10.50	4.41	7.03	9.78	10.45	5.32	3.56	4.79
MgO	12.50	6.03	8.48	8.20	5.53	8.86	17.46	4.96	10.78	8.56	22.95
K_2O	0.60	1.05	0.70	0.60	2.05	0.25	0.46	0.66	0.94	0.40	0.18
Na_2O	1.00	1.60	0.67	1.40	2.90	0.56	0.36	1.70	2.70	2.30	0.14
P_2O_5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	6.70	10.23	8.78	8.54	4.90	6.50	8.60	4.65	5.00	5.88	9.08
Σ	96.67	99.16	-	98.45	98.96	-	-	-	99.80	99.18	98.81
H_2O^+	-	-	-	3.59	-	-	7.91	-	-	-	0.68
H_2O^-	0.64	0.03	0.40	0.09	0.23	0.48	0.59	0.09	0.20	0.20	0.82
$\text{S}_{\text{вал}}$	4.83	18.12	25.48	3.51	5.17	9.60	0.10	7.66	6.80	6.53	3.50
CO_2	3.23	2.37	1.98	1.35	1.06	2.82	Не обн.	Не обн.	0.22	0.66	4.08
Cu	0.060	0.024	0.54	0.014	0.032	0.035	0.021	0.044	0.046	0.013	0.105
Ni	0.12	0.031	>1%	0.032	0.014	0.069	0.018	0.026	0.076	0.035	0.30
Co	0.006	0.005	0.041	0.004	0.003	0.0053	0.004	0.005	0.007	0.005	0.014
Cr	0.12	0.052	0.17	0.056	0.030	0.056	0.032	0.044	0.12	0.056	0.25
V	0.025	0.033	0.021	0.027	0.024	0.040	0.022	0.027	0.029	0.030	0.030
Sr	0.0004	0.0005	0.0007	0.0004	0.0004	0.0002	0.0009	0.0006	0.0002	0.0010	0.0007
B	0.0008	0.0007	0.0006	0.0009	0.0089	0.0009	0.0014	0.001	0.0009	0.0005	0.0018
$\rho, \text{г}/\text{см}^3$	2.89	3.12	2.96	2.82	3.83	2.78	2.86	3.12	2.85	2.92	2.84

Таблица 19

Химический состав пород и объемный вес четвертой осадочной толщи (участок Никель)

Компоненты	HP-1	HP-2	HP-3	HP-5	HP-4	HP-7	HP-6	HP-8
SiO_2	51.35	45.86	56.30	56.46	64.00	63.15	58.00	66.90
TiO_2	1.70	2.16	1.12	1.12	1.19	1.09	1.08	1.55
Al_2O_3	19.27	23.04	14.40	14.39	13.70	12.65	12.18	15.16
Fe_2O_3	2.77	2.64	3.82	3.91	0.44	1.93	2.88	2.05
FeO	7.30	7.42	9.75	10.05	8.64	9.57	12.03	4.07
MnO	0.07	0.07	0.16	0.20	0.05	0.11	0.10	0.07
CaO	1.70	1.65	1.09	1.06	1.02	0.82	1.06	0.41
MgO	3.46	4.20	3.88	3.43	2.32	2.07	1.94	1.18
K_2O	3.03	5.65	0.76	0.71	1.54	1.76	2.05	2.90
Na_2O	3.74	1.92	3.07	2.99	2.32	1.77	1.44	0.74
$\rho_{\text{г}}\text{, g/cm}^3$	0.29	0.29	0.27	0.20	0.12	0.25	0.22	0.08
П. п.п.	4.90	5.91	4.93	5.04	4.59	4.61	5.72	4.50
Σ	99.80	100.14	99.95	99.57	100.07	100.41	99.82	99.57
H_2O^+	4.49	5.72	3.53	2.90	4.37	3.10	2.65	3.27
H_2O^-	0.14	0.10	0.20	0.33	0.04	0.24	0.50	0.52
$\text{S}_{\text{вал}}$	0.23	0.05	1.16	1.15	0.14	1.24	2.48	0.05
CO_2	0.04	0.04	0.04	0.66	0.04	0.03	0.09	0.66
Li_2O	0.0076	0.0082	0.0058	0.0038	0.0072	0.0064	0.0069	0.0066
Rb_2O	0.0062	0.012	0.0005	0.012	0.0005	0.005	0.005	0.001
Cs	0.042	0.015	0.036	0.008	0.012	0.038	0.021	0.004
Ni	0.006	0.006	0.011	0.009	0.005	0.008	0.016	0.008
Co	-	-	0.003	0.003	<0.002	<0.002	0.002	0.002
Cr	0.020	0.033	0.015	0.018	0.016	0.021	0.022	0.026
V	0.022	0.027	0.01	0.012	0.018	0.014	0.018	0.014
Sn	0.0004	0.0006	0.0001	0.0004	0.0003	0.0004	0.0005	0.0001
Pb	0.00044	0.0002	0.00018	0.0001	0.0002	0.0005	0.00026	0.00021
B	0.0036	0.0066	0.0056	0.0093	0.0023	0.0073	0.0083	0.0073
$\rho, \text{g/cm}^3$	2.66	2.78	2.66	2.63	2.71	2.67	2.71	2.55

Примечание. HP-1, HP-2 – базальные основные метапелиты и граувакковые метаалевролиты, пачка А (низ); HP-3, HP-5 – основные граувакковые метаалевролиты и метапелиты, пачка А (низ); HP-4 – граувакковые пелитовые метаалевролиты, пачка А; HP-7, HP-6 – углеродистые граувакковые метапсаммиты, пачка А; HP-8 – метапелиты с углеродистым веществом, пачка Б.

новных метатуфогенов необходимо рассматривать как составную часть четвертой осадочной толщи, потому что в ней помимо уровней с обломочным материалом, линз доломитов и прослоев черных углеродистых туфитов метаалевропелитовых сланцев развиты тонкие продукты выветривания и разложение пикритовых туфов. Ультраосновные разложенные туфы (метатуфиты и основные магнезиальные метапелиты) представлены карбонат-серицит-хлоритовыми сланцами (группы ЛМ-10, ЛМ-13, ЛМ-12). Породы светло-зеленого цвета, тонкослоистые, структура нематофибробластовая, текстура микрогоризонтально-слоистая. Хлориты являются преобладающими минералами в этих сланцах. Среди них можно выделить две разновидности – светло-зеленые клинохлоры ($Mg = 1.584$, $Np = 1.578$, $Mg - Np = 0.006$, $2V = 18^\circ$) и красновато-бурые хлориты с более высоким двупреломлением, которые, по-видимому, приближаются к лептохлоритам ($Mg = 1.628$, $Np = 1.617$, $Mg - Np \approx 0.011$). В сланцах присутствует также большое количество карбоната – доломита в виде буроватых ромбоэдрических выделений ($Mg = 1.676$, $Np = 1.501$, $Mg - Np = 0.175$). Из акессорных минералов развит лейкоксен. Сланцы, развивающиеся по первично менее разложенным туфам, отличаются ясно видимой текстурой, минеральным и химическим составом. Они представлены карбонат-тальк-хлоритовыми и карбонат-хлоритовыми сланцами. Хлориты в них те же, что и в вышеописанных метатуфитах. Бесцветные чешуйки талька ($Mg = 1.580$, $Np = 1.596$, $Mg - Np = 0.016$) образуют срастания с хлоритом. В сланцах присутствует большое количество порфиробластического доломита. Доломиты (группа ЛМ-11) темно-серого цвета, кристаллические, массивные, туфогенный материал в них отсутствует. Линзы доломитов небольшой мощности (0,1–0,5 м) располагаются среди пикритовых метатуфогенов. Туфитовые метаалевропелитовые сланцы (группы ЛМ-14, ЛМ-15) обнажаются в небольших выходах на участках Ламмас, Пильгуйярви и Ортоайви. Сланцы ритмично-слоистые, структура гранолепидобластовая. В шлифах различается примесь туфогенного основного материала. Определяющими минералами являются хлорит (пеннин), альбит (№ 5–6), кварц и серицит, в небольшом количестве присутствует сфеин.

Верхние уровни пачки пикритовых метатуфогенов в значительной степени обогащены прослоями черных углеродистых сланцев, отличающихся очень высоким содержанием органического вещества (до 4% Сорг.). Прослои сланцев небольшие (0,1–1,5 м), но количество их велико. Кроме углеродистого вещества в них присутствует большое количество сульфидов. Последние представлены пиритом и пирротином (группа ОР-24).

Строение и состав четвертой осадочной толщи северной зоны указывают на то, что ее формирование происходило в мелководных условиях компенсированного прогибания при достаточно стабилизированном тектоническом режиме, который нарушался эпизодическим оживлением движений, особенно активно проявившихся на конечных этапах осадконакопления. В составе толщи важную роль играет основной туфогенный материал, количество и основность которого растут вверх по разрезу толщи. Минеральный состав некоторых типичных пород отражен в табл. 14. Данные по химизму пород толщи на разных участках приводятся в табл. 15–19.

Четвертая вулканогенная толща

По составу и характеру разреза четвертая вулканогенная толща является в значительной мере сходной с третьей. Присутствие типичных шаровых лав, переслаивающихся с покровами массивных метадиабазов, близких по облику туфобрекций, наличие пластовых тел пикритового состава, многочисленные прослой метаосадочных пород характеризуют как третью,

так и четвертую вулканогенные толщи. Четвертая толща отличается от третьей лишь еще большим обилием и неравномерностью распространения пирокластических и туфогенно-осадочных пород.

Породы четвертой толщи слагают ядро Печенгского синклиниория. Северная граница толщи в общем плане повторяет контуры нижележащих толщ. На юге она проходит вдоль зоны глубинного Порьиташского разлома, по которой породы четвертой вулканогенной толщи контактируют с породами южной зоны синклиниория. Эффузивные образования толщи повсеместно залегают на породах четвертой осадочной толщи. Верхняя пачка последней, как отмечалось выше, содержит большое количество пирокластического материала. Различные по составу туфогены этой пачки непосредственно под метадиабазами сменяются грубообломочными туфами, знаменуя постепенность перехода от осадочной к вулканогенной толще.

В строении толщи принимают участие породы базальтового состава – метаморфизованные диабазы, шаровые лавы, лаво- и туфобрекции, туфы, на долю которых приходится преобладающая часть объема толщи. Измененные пикриты, кварцевые порфиры и туфогенные осадочные породы образуют прослои между покровами диабазов и небольшие по масштабам самостоятельные горизонты. Преобладающими среди вулканических продуктов являются покровы метадиабазов и горизонты шаровых лав. Лаво- и туфобрекции встречаются совместно и обычно образуют в разрезе толщи редкие пласты и линзы. Их роль увеличивается в районе горы Матерт и в зоне печенгских разломов. Метатуфы диабазового состава образуют в разрезе толщи пласты мощностью в первые метры. В периферических частях покровов ограниченно распространены диабазовые метапорfirиты.

Четвертая толща располагается в пределах нескольких метаморфических зон. Соответственно этому метадиабазы имеют разный минеральный состав. В центральной части северной зоны породы очень слабо изменены. Их средний минеральный состав (в %): пироксен – 45, альбит – 30, хлорит – 15, остальное – эпидот, актинолит, лейкоксен, пренит, аксинит. В метадиабазах хорошо сохранились магматические структуры, из которых наиболее характерны пойкилофитовая, интерсерпельная. Для шаровых лав типична гиалопилитовая структура, иногда с радиальным расположением микролитов. В лавобрекциях в этой зоне метаморфизма сохраняется витрофировая структура. На западном фланге четвертой толщи и к востоку от руч. Ламмас диабазы превращены в зеленокаменные породы, имеющие состав (в %): актинолит – 65, альбит – 25, остальное – эпидот, лейкоксен, пренит, кальцит. Структура породы гранометабластовая с реликтами пойкилофитовой.

На крайнем юго-востоке, в районе хребта Куайвиюнь и Кучинтунды диабазы четвертой толщи превращены в амфиболиты. В нижней половине разреза располагаются амфиболиты с голубоватым оттенком. Верхняя часть толщи сложена черными ильменитовыми амфиболитами. Эти две разновидности амфиболитов отличаются составом и степенью сохранности первичных текстур. Амфиболиты нижней части разреза имеют следующий средний состав (в %): роговая обманка – 60, андезин – 25, эпидот – 10, остальное – лейкоксен, кальцит, пренит. В них хорошо сохраняются шаровые и брекчевые текстуры вулканогенных пород. Туфовый цемент исходных шаровых лав превращен в крупнозернистый амфиболит с ориентированными в плоскости сланцеватости призмами амфиболя. В то же время вещество самих шаров сохраняет мелкозернистую структуру шаровой лавы и сланцеватость проявлены в нем слабо. Ильменитовые амфиболиты имеют в среднем следующий состав (в %): роговая обманка – 50, андезин – 35, ильменит – 5, остальное – эпидот, лейкоксен, кальцит, кварц, пренит. Ильменитовые амфиболиты имеют сланцеватую текстуру и не сохраняют реликтов шаровых текстур. Судя по составу, ильменитовые амфиболиты образовались по более лейкократовым диабазам четвертой толщи.

Покровы метапикритов или их глубоко измененных аналогов установлены на всем протяжении четвертой толщи. Все они располагаются в нижней половине разреза. Вулканиты пикритового состава представлены массивными пикритовыми металлорифитами, метавариолитами и метатуфами. Пикритовые метапорфиры ранее отмечались многими исследователями (Уэгупунен 1938; Загородный и др., 1964). Они слагают единичные пластовые и жильные тела мощностью от долей метра до 10 м среди диабазов четвертой вулканогенной толщи. Порода слагается правильными короткопризматическими зональными зернами авгита ($2V = 55^\circ$, $cNg \geq 40^\circ$), логруженными в амфибол-серпентин-хлоритовую основную массу, в которой иногда угадываются контуры замещенного оливина. В небольшом количестве присутствуют плагиоклаз и лейкоксенитизированный титаномагнетит. Пикритовые метавариолиты образуют редкие пластовые тела. Это почти мономинеральные амфиболовые породы, сложенные неориентированными сноповидными агрегатами актинолита с мелкой сырью лейкоксена. В центральных частях тел выделения актинолита содержат характерный авгитовый скелет. Скелетная форма зерен пиксена и его взаимоотношения с актинолитом свидетельствуют об очень быстрой кристаллизации породы. Встречаются правильные изометрические выделения хлорита размером до 0,2 мм – возможно, псевдоморфозы по фенокристаллам оливина. Метатуфы пикритовых вариолитов, описанные при характеристике четвертой осадочной толщи, установлены в верхней части четвертой осадочной толщи первоначально только по очень высоким содержаниям хрома и никеля. Ультраосновная их природа определена по полной аналогии химизма и минерального состава с пикритовыми метавариолитами. Эти породы были известны и раньше, но принимались за туфы основного состава.

Кварцевые метапорфиры, известные по работам предыдущих исследователей, обнаружены только в центральной части толщи в районе гор Матерт и Куорпукас. Кварцевые метапорфиры и метатуфы слагают пластовые тела мощностью до 20 м, прослеженные по простирианию на десятки километров. В разрезе четвертой толщи они размещаются преимущественно в средних частях. Внешне они представляют собой черные стекловатые породы. Иногда в них различимы слои течения. Порода слагается микропойкилитовыми срастаниями кварца и полевого шпата и не содержит порфировых вкраепленников. Наиболее раскристаллизованные кварцевые метапорфиры встречаются среди обломков в метатуфах, которые обычно содержат много оправленных обломков кварца и микроклина.

По составу и характеру пород четвертой вулканогенной толши (табл. 20) можно считать, что она является усложненным подобием третьей вулканогенной толши.

Южная зона Печенгского синклиниория

Метаосадочные породы

Южная зона Печенгского синклиниория, отделенная от северной зоны полосой нарушений Порьиташского разлома, занимает меньшую площадь и представляется как самостоятельная сильно дислоцированная синклинальная структура, расширяющаяся с запада на восток от 3 до 10 км. По данным ряда исследований, в том числе и наших, в южной зоне участки повышенных мощностей приурочены к крупным полеречным долгоживущим нарушениям, обусловливающим, кроме того, специфические черты осадков (Загородный, Предовский, 1969). Из-за плохой обнаженности структурные особенности южной зоны изучены слабо. Созданные В. Г. Загородным, С. Н. Сусловой, Д. Д. Мирской, Э. А. Поляк, М. А. Гиляровой, С. И. Ма-

киевским и другими стратиграфические схемы отличаются по количеству, составу и взаимному расположению выделяемых толщ. Некоторые авторы, например М. А. Гилярова (1967), на основании более высокой степени метаморфизма пород южной зоны считают необходимым исключить их из состава печенгского комплекса и считать их раннепротерозойскими. В связи с неясностью ряда моментов мы воздерживаемся от рассмотрения внутренних соотношений супракrustальных толщ южной зоны и приводим здесь только их геохимическую характеристику. Вместе с тем мы рассматриваем эти толщи как наиболее молодые образования печенгского комплекса (Предовский, Ахмедов, Федотов, 1971). Аналогичной точки зрения придерживаются В. Г. Загородный и его коллеги (Загородный и др., 1972).

В пределах южной зоны нами было детально изучены и опробованы несколько участков: Пороярви южный, Кассисйоки, Порыташ-оз. Капля (изучался совместно с группой В. Г. Загородного), Печенгский южный. Полученные данные позволяют с некоторой долей условности выделить четыре основные толщи (рис. 1, мощности предположительные): 1) черных (углеродистых метаалевропелитовых) сланцев с сульфидами мощностью 400–1200 м; 2) ритмично–слоистых метапсаммитов и сланцев мощностью 500–1000 м; 3) пикритовых метатуфов и сланцев мощностью 300–2000 м; 4) биотит–плагиоклазовых сланцев (андезитоидных метавулканитов, метаосадков и метатуфогенов) мощностью 1500–2000 м. Краткая характеристика толщ приводится ниже на примере трех основных участков.

На участке Пороярви южный, залегая на голубовато–зеленых метабазах северной зоны и контактируя с ними тектонически, обнажается толща черных углеродистых сланцев. В зоне контакта углеродистые сланцы милонитизированы и окварцованны. Дальше к югу они переходят в разновидности, очень богатые углеродистым и сульфидным веществом (группа ПЯ-1, ПЯ-2, ПЯ-3). Породы тонкозернистые и тонкослоистые. Минеральный состав: кварц, серицит, альбит, редко хлорит, кристаллы пирита. Отдельные мощные (20–50 м) уровни черных углеродистых сланцев, расположенные ближе к контакту с метабазами, содержат 11–15% С_{org}. Сланцы перекрываются горизонтом зеленых хлорит–амфиболовых сланцев (группа ПЯ-5).

В толще ритмично–слоистых метапсаммитов и сланцев (группы ПЯ-6, ПЯ-9, ПЯ-13, ПЯ-8) тонкослоистые кварц–серicitовые метапелиты и углеродистые субграувакковые и граувакковые метаалевролиты ритмично переслаиваются с прослойями субграувакковых метапсаммитов и граувакковых метаалевролитов. Ритмичность флишоидного типа двучленная с мощностью ритмов 3–10 см. Метапсаммиты сложены крупными слабоокатанными зернами кварца и плагиоклаза (альбит № 8–10), цемент тонкозернистый кварц–серicitовый. В породах присутствует примесь углеродистого вещества и сульфидов. К югу в метаосадках появляется туфогенная примесь (группы ПЯ-7, ПЯ-10, ПЯ-14, ПЯ-15). Породы приобретают зеленовато–серый цвет, увеличивается количество хлорита, плагиоклаза, карбоната и наблюдается постепенный переход к хлорит–карбонатным сланцам следующей толщи.

Толща метапикритов и сланцев (группы ПЯ-16, ПЯ-18, ПЯ-19, ПЯ-20) обнажена на западном берегу оз. Пороярви и слагается тонкозернистыми серицит–карбонат–хлоритовыми сланцами, тальк–хлорит–карбонатными сланцами, основными метаграувакками, основными магнезиальными метапелитами зеленовато–серого и зеленого цвета. Они содержат крупные порфиробласты железистого доломита ($Mg = 1.768$, $Np = 1.557$, $Mg - Np = 0.211$), количество которого в отдельных прослоях достигает 50%. Кластическая туфовая структура в сланцах почти неразличима. В шлифах виден только тонкий обломочный хлоритизированный материал. Большая часть сланцев представляет собой разложенные при выветривании тонкие пикритовые туфы, аналогичные метатуфогенам лачки Д четвертой осадочной толщи северной зоны. Минеральный состав пород тот же, что и в северной зоне: хлорит–пенинин,

серицит, доломит, тальк, титаномагнетит. В отдельных прослоях появляется примесь пылеватого углеродистого вещества. Среди карбонат-хлоритовых сланцев встречаются прослои черных углеродистых сланцев мощностью 0,5–2 м, отличающихся высоким содержанием углеродистого вещества (6,5%) и сульфидов (5–15%). В них наблюдаются зоны сплошного колчеданного оруденения мощностью до метра. Кроме черных углеродистых сланцев обнаружены прослои светло-серых тонкозернистых метасилицитов, частью альбитизированных (группа ПЯ-17).

На восточном берегу оз. Пороярви обнажается толща биотит-плагиоклазовых сланцев, в составе которой устанавливаются прослои туфогенных граувакковых метапсаммитов, метаалевролитов и метатуффитов (группы ПЯ-21, ПЯ-22, ПЯ-23, ПЯ-24, ПЯ-25). Обломочный материал и цемент „туфоконгломератов“ (Суслова, 1966; Загородный и др., 1964; Гилярова, 1967) одинаковы по составу и представлены плагиоклаз-биотитовыми и хлорит-плагиоклаз-биотитовыми разностями. Структура цемента „туфоконгломератов“ метапсаммитовая и метаалевролитовая, текстура тонкослоистая. Угловатые обломки кварца, плагиоклаза (олигоклаз № 18) погружены в хлорит-биотитовую и кварц-плагиоклаз-биотитовую основную ткань. Биотит плеохроирует от коричнево-бурого до светло-желтого цвета ($N_g = 1.638$, $N_p = 1.573$, $N_g - N_p = 0,065$).

На участке Порыташ-оз. Капля к югу от Порыташского разлома расположена толща черных сланцев, граувакковых, отчасти субграувакковых метаалевропелитов и псаммитов. Как и на участке Пороярви, черные сланцы богаты углеродистым веществом и пиритом. Сланцы тонкозернистые и тонкослоистые, состоят из кварца, альбита, сериита, углеродистого вещества и сульфидов (группы ПК-1, ПК-9, ПК-12, ПК-19). Среди метаалевропелитовых разностей наблюдаются линзы небольшой мощности (0,1–0,3 м) метаалевролитовых углеродистых сланцев и метасилицитов (ПК-2, ПК-16). К югу от черных сланцев вскрыта толща, отделенная маломощным горизонтом диабазов, ритмично-слоистых граувакковых метапсаммитов и сланцев (группы ПК-20, ПК-32, ПК-33, ПШ-4, ПК-41). Породы зеленовато-серого, темно-серого цвета крупно- и мелкозернистые. Среди них различаются метапсаммиты, возникшие за счет туфогенного материала. Они содержат в цементе повышенное количество хлорита и альбита. В темно-серых граувакковых метапсаммитах, слагающих подавляющую часть толщи, обломочный материал (кварц и плагиоклаз) слабо окатан и погружен в базальный кварц-серошитовый цемент с примесью пылеватого углеродистого вещества. В цементе присутствуют редкие зерна турмалина. В верхней части толши увеличивается количество основного туфогенного материала.

Толща метапиритов и сланцев в данном профиле имеет значительно большую мощность, чем в Пороярвинском разрезе, и содержит более грубообломочные метатуфы.

Среди разложенных пикритовых метатуфов и метатуффитов изучались как массивные грубозернистые разности (группа ПК-23), так и более тонкие слоистые серицит-хлорит-карбонатные и карбонат-хлоритовые сланцы (группы ПК-37, ПК-39, ПК-40, ПК-42). Среди тонкозернистых пикритовых метатуфов встречаются многочисленные маломощные (0,5–3 м) прослои черных углеродистых сланцев с сульфидами, а также прослои (1–3 м) тонкослоистых карбонат-биотитовых сланцев буровато-коричневого цвета. Встречаются отдельные маломощные (до 1,5 м) линзы белых мономиктовых кварцитов. Южнее обнажаются интрузии метаплагиопорфиритов и связанных с ними андезитоидных метатуфов толщи биотит-плагиоклазовых сланцев. Среди них различаются ритмично-слоистые псаммитовые и алевролитовые разности. Минеральный состав пород: плагиоклаз, кварц, биотит, хлорит, карбонат. Угловатые обломки плагиоклаза (олигоклаз № 14–16) и кварца расположены в хлорит-биотитовом цементе.

Таблица 20

Химический состав и объемный вес эфузивных и интрузивных пород четвертой вулканогенной толщи

Номер пробы	Положение пробы в разрезе толщи	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	P_2O_5	П.п.п.	Σ	H_2O^-	$S_{\text{дал}}$	CO_2	Cu	Ni	Co	Cr	V	$\rho, \text{г/см}^3$
ПБ-41	Нижняя треть разреза	47,02	1,17	12,83	3,57	9,87	6,94	0,18	10,97	2,40	Неопр.	4,62	99,77	0,22	0,06	0,63	0,020	0,010	0,004	0,015	0,025	2,95
ПБ-42	То же	46,92	1,22	13,02	3,66	9,89	7,53	0,18	11,70	2,48	" "	3,57	100,37	0,11	0,118	0,44	0,015	0,011	0,004	0,018	0,029	3,01
ПБ-43	Средняя часть разреза	47,56	1,35	12,35	5,61	8,71	6,88	0,18	10,12	2,42	" "	4,53	100,01	0,40	0,076	0,61	0,017	0,009	0,004	0,011	0,028	2,97
ПБ-44	То же	47,10	1,89	11,80	5,54	10,58	5,90	0,19	9,46	2,62	" "	4,91	99,93	0,28	0,128	0,60	0,017	0,0065	0,004	0,006	0,029	3,00
ПБ-45	" "	43,72	1,90	8,59	4,17	11,30	13,18	0,17	9,81	0,60	" "	6,09	99,73	0,39	0,096	0,36	0,021	0,080	0,006	0,074	0,020	3,04
П1137		42,08	2,67	9,01	4,45	11,60	13,76	0,19	9,56	0,40	0,27	6,08	100,16	0,52	0,2	0,10	0,017	0,060	0,006	0,075	0,022	
ПБ-46	Верхняя часть разреза	47,72	1,29	12,55	4,77	9,86	6,65	0,19	10,29	2,62	Неопр.	3,86	99,80	0,29	0,10	0,44	0,017	0,009	0,0039	0,012	0,030	2,94
ПБ-47	То же	47,38	1,35	12,53	4,65	9,80	6,74	0,19	10,37	2,16	" "	4,48	99,85	0,40	0,088	0,40	0,015	0,008	0,0038	0,009	0,029	3,01
ПБ-48	" "	74,26	0,45	9,42	1,27	3,74	1,62	0,07	1,72	2,70	" "	2,39	99,84	0,23	0,184	0,44	0,0037	0,0023	0,001	0,003	0,003	2,66
ПБ-49	Верх четвертой осадочной толщи	40,70	2,54	7,95	3,07	12,92	13,34	0,14	7,38	0,36	0,30	10,44	99,30	0,81	0,63	4,51	0,028	0,060	0,006	0,100	0,020	2,78
ПВ-41	Нижняя треть разреза	43,21	1,43	8,46	2,18	12,57	16,17	0,16	9,41	0,21	0,29	5,45	100,54	0,30	0,03	0,39	0,024	0,074	0,0065	0,090	0,024	2,98
ПВ-42	То же	47,28	1,52	13,91	3,30	10,29	6,82	0,20	11,24	2,16	0,15	3,33	100,36	0,12	0,04	0,09	0,015	0,0075	0,0025	0,016	0,024	3,05
ПВ-43	" "	47,17	1,84	13,05	3,46	12,57	6,07	0,22	8,58	2,69	0,19	3,85	99,96	0,12	0,11	0,07	0,015	0,006	0,003	0,0077	0,028	2,99
ПВ-44	" "	47,14	2,50	12,81	2,74	12,57	5,68	0,23	9,60	2,52	0,29	3,31	99,46	0,23	0,10	0,11	0,015	0,006	0,0032	0,011	0,030	3,04
ПВ-45	" "	47,58	2,42	14,70	4,09	10,89	4,08	0,12	6,06	1,87	0,31	4,97	99,15	0,19	1,87	1,16	0,019	0,013	0,0025	0,026	0,017	2,95
ПВ-46	Средняя часть разреза	46,37	1,72	13,65	3,20	11,55	7,01	0,21	9,93	2,08	0,26	3,95	99,93	0,24	0,08	0,24	0,019	0,0077	0,0035	0,013	0,025	3,08
ПВ-47	То же	45,84	2,00	13,33	2,77	11,61	6,22	0,24	10,46	2,44	0,22	4,77	99,94	0,14	0,10	1,12	0,013	0,008	0,0035	0,015	0,026	2,97
ПВ-48	" "	43,68	1,24	13,40	2,78	9,93	6,44	0,21	12,75	2,18	0,15	6,56	99,44	0,15	0,18	3,52	0,018	0,0067	0,003	0,012	0,021	2,97
ПВ-49	" "	54,84	1,82	14,06	3,05	9,57	3,84	0,10	3,53	2,22	0,18	4,36	99,33	0,30	0,24	0,80	0,010	0,0085	0,003	0,013	0,015	2,80
ПВ-50	Верхняя часть разреза	47,14	1,38	13,30	3,12	11,61	6,56	0,20	8,34	2,37	0,16	4,44	99,68	0,08	0,11	0,06	0,018	0,006	0,0035	0,0075	0,028	3,01
ПВ-51	То же	49,91	1,52	12,87	2,40	10,95	5,35	0,21	8,52	2,79	0,17	4,84	99,69	0,10	0,09	1,54	0,017	0,0047	0,0032	0,004	0,026	2,90
ПВ-52	" "	43,49	1,48	12,81	2,34	12,81	5,74	0,28	9,93	1,87	0,16	8,70	99,97	0,18	Сл.	4,56	0,016	0,005	0,003	0,0065	0,028	2,92
П1600	Основание разреза у горы Аутиотупо	42,61	2,57	7,71	1,74	15,02	15,08	0,23	9,17	0,07	0,24	5,75	100,27	0,30	0,15	0,05	0,031	0,075	0,007	0,120	0,021	3,05
ПВ-54	Весь разрез у горы Аутиотупо	47,93	1,62	13,40	3,19	10,77	6,08	0,21	10,60	2,36	0,18	3,20	99,54	0,10	0,05	0,26	0,012	0,005	0,003	0,010	0,023	3,02
ПВ-55	То же	48,12	1,38	13,56	3,60	9,57	6,25	0,20	11,34	1,73	0,16	3,45	99,35	0,09	0,07	0,26	0,013	0,0085	0,008	0,016	0,026	3,06
ПГ-42	Нижняя треть разреза	47,90	1,28	13,43	2,66	10,56	7,62	0,18	11,81	1,95	0,18	1,92	99,58	0,04	0,04	0,17	0,016	0,012	0,0037	0,016	0,026	3,07
ПГ-43	То же	48,00	1,28	13,44	2,76	10,89	6,84	0,23	11,69	2,29	0,16	1,94	99,59	0,10	0,05	0,42	0,015	0,012	0,004	0,011	0,028	3,08
ПГ-44	Средняя часть разреза	47,83	1,40	13,75	2,47	10,37	7,06	0,22	11,10	2,31	0,16	1,99	98,72	0,11	0,03	0,26	0,013	0,009	0,0036	0,010	0,027	3,07
ПГ-45	То же	48,38	1,18	13,89	2,87	10,23	6,97	0,20	12,01	2,20	0,15	1,99	100,11	0,07	0,03	0,33	0,013	0,010	0,004	0,013	0,026	3,06
ПГ-46	" "	42,30	2,12	6,48	2,30	13,68	18,10	0,20	8,23	0,06	0,31	6,00	99,61	0,04	Сл.	0,87	0,014	0,073	0,009	0,090	0,020	3,03
ПГ-47	Верхняя треть разреза	48,68	2,12	12,47	3,92	12,33	5,30	0,21	10,04	2,54	0,22	1,87	99,76	0,09	0,04	0,48	0,012	0,0065	0,0038	0,0054	0,035	3,07
П1717	Средняя часть разреза	47,46	1,05	17,26	2,85	9,45	5,93	0,15	10,40	2,79	0,13	2,50	99,99	0,12	0,30	0,29	0,038	0,012	0,003	0,017	-	</td

Таблица 25

Химический состав и объемный вес метаморфизованных эффузивных и интрузивных пород южной зоны синклиниория.

Номер пробы	Положение пробы в разрезе толщи	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Σ	H_2O^-	$\text{S}_{\text{вал}}$	CO_2	Cu	Ni	Co	Cr	V	$\rho, \text{г/см}^3$
ПЕ-31	Ансемйокская толща, р. Печенга	46.20	1.22	14.07	2.11	6.46	7.23	0.13	10.57	2.90	0.35	0.34	8.51	100.02	0.14	0.04	-	0.009	0.006	0.0027	0.002	0.020	-
ПЕ-32	То же	46.74	1.02	15.49	2.26	6.10	6.71	0.13	11.98	2.52	0.19	0.17	6.65	99.86	0.20	0.02	3.19	0.010	0.010	0.0032	0.027	0.020	-
ПА-41	То же на северном берегу Пороярви	46.32	1.26	12.55	3.55	8.91	8.01	0.17	12.44	1.76	0.16	Не обн.	4.55	100.68	Нет	0.012	1.10	0.017	0.021	0.0048	0.040	0.021	3.02
П1755	То же, на западном берегу Пороярви	48.12	1.41	12.91	1.52	10.37	8.26	0.20	8.57	3.87	0.08	0.13	4.26	100.01	0.06	0.04	1.16	0.005	0.015	0.003	0.024	0.023	2.90
П3-11	Южнопороярвинская толща	48.01	1.18	14.14	2.43	10.17	7.85	0.22	11.22	2.33	0.14	0.11	2.31	99.99	0.05	0.01	0.46	0.008	0.008	0.003	0.021	0.022	3.06
П3-12	То же	49.84	1.32	13.79	1.98	10.35	6.25	0.25	3.17	2.81	0.16	0.16	4.84	99.79	0.08	Нет	1.46	0.006	0.0066	0.0025	0.006	0.027	2.94
П3-13	" "	45.60	1.23	13.66	1.44	10.53	7.30	0.18	8.34	2.21	0.14	0.16	9.16	99.93	0.04	0.01	4.28	0.006	0.008	0.0028	0.014	0.026	2.84
П3-14	" "	46.76	1.23	13.65	2.10	9.52	7.8	0.18	10.05	2.06	0.16	0.14	6.22	99.75	0.08	Сл.	2.36	0.008	0.0075	0.002	0.012	0.030	2.90
ПЕ-4	Ансемйокская толща	47.60	0.91	13.86	3.29	6.94	9.05	0.16	13.63	0.89	0.05	0.09	4.46	99.84	0.05	0.16	0.89	0.016	0.014	0.004	0.036	0.019	3.00
ПЕ-12	Южный горизонт метапикритов	43.20	1.35	7.40	4.76	7.90	18.97	0.20	8.68	0.77	0.19	0.12	4.99	99.48	0.04	0.61	0.08	0.015	0.100	0.007	0.120	0.015	3.03
ПЕ-13	То же	43.25	1.62	10.99	3.68	10.05	13.52	0.18	10.89	2.31	0.35	0.44	2.16	99.28	0.04	0.05	0.13	0.006	0.0034	0.004	0.063	0.0018	4.5
ПЕ-14	" "	41.40	1.59	7.22	4.73	8.55	19.76	0.14	8.00	0.94	0.30	0.18	6.64	99.29	0.20	0.11	1.76	0.010	0.093	0.005	0.135	0.012	3.1
ПЕ-15	" "	46.15	0.70	8.48	1.65	9.15	19.70	0.16	6.80	1.17	0.18	0.14	5.54	99.55	0.20	0.04	1.23	0.008	0.074	0.0055	0.198	0.010	2.94
ПЕ-16	" "	51.58	0.99	13.43	2.21	7.66	9.77	0.18	7.93	3.51	0.66	0.19	1.66	99.67	0.04	0.09	0.13	0.009	0.015	0.0027	0.049	0.014	3.03
ПЕ-21	Северный горизонт метапикритов	43.60	1.81	7.88	2.19	10.77	18.20	0.14	8.22	0.85	0.08	0.29	5.78	99.63	0.04	0.04	1.11	0.013	0.085	0.007	0.110	0.016	2.99
ПЕ-22	То же	47.28	1.71	5.85	2.01	10.27	18.92	0.16	8.00	0.45	0.12	0.25	4.47	99.32	0.04	0.04	0.61	0.10	0.087	0.006	0.110	0.016	2.96
ПЕ-23	" "	48.07	2.42	11.65	2.73	10.89	9.15	0.14	7.22	3.92	0.13	0.20	3.01	99.28	0.04	0.13	0.92	0.028	0.033	0.005	0.071	0.022	3.02
П3-15	Касесйоки, толща метапикритов и сланцев	45.33	1.76	10.73	1.16	9.28	12.49	0.14	9.25	2.58	0.10	0.20	7.21	100.05	0.20	Нет	2.97	0.023	0.056	0.0047	0.075	0.019	-
ПЕ-11	В гранодиоритах	47.50	1.03	4.02	2.86	6.22	17.88	0.13	14.61	0.49	0.26	0.24	3.39	99.33	0.04	0.06	1.32	0.007	0.031	0.004	0.108	0.012	3.08
ПЕ-1	Толща метапикритов и сланцев	49.51	0.79	9.66	2.10	9.27	14.56	0.21	8.81	1.87	0.13	0.11	2.61	99.55	0.04	0.05	0.09	0.006	0.043	0.0066	0.130	0.013	3.09
ПЕ-2	То же	52.60	1.42	13.42	2.74	9.45	6.55	0.20	8.46	2.71	0.52	0.20	1.79	99.92	0.02	0.02	0.08	0.017	0.0075	0.0025	0.007	0.023	2.96
ПЕ-3	" "	48.00	1.35	15.33	2.68	9.87	7.60	0.21	9.40	3.27	0.29	0.20	1.36	99.43	0.04	0.05	0.04	0.008	0.013	0.003	0.016	0.018	3.00
П1769	Западный берег оз. Пороярви	45.20	0.58	6.04	0.61	7.54	16.24	0.13	14.82	0.19	0.31	0.03	7.83	99.52	0.10	0.18	4.69	0.018	0.055	0.004	0.230	0.020	-
П1771	То же	48.47	1.36	14.04	2.22	9.33	7.82	0.14	8.53	3.42	0.13	0.10	4.22	100.66	0.14	0.18	0.84	0.005	0.011	0.003	0.011	0.032	-
П3-21	Южная часть толщи биотит-плагиоклазовых сланцев	52.69	0.92	14.71	1.62	6.04	5.78	0.13	6.34	2.92	1.76	0.26	6.31	99.39	0.12	0.02	3.19	0.007	0.005	0.0014	0.024	0.016	2.80
П3-22	То же	54.25	0.92	13.65	1.91	6.04	8.05	0.14	6.52	3.55	1.69	0.23	2.91	99.77	0.10	Сл.	0.64	0.0045	0.009	0.002	0.046	0.016	2.85
П3-23	" "	51.69	0.95	14.96	2.58	5.62	7.14	0.13	6.84	2.85	1.83	0.32	4.89	99.50	0.21	"	1.45	0.006	0.002	0.025	0.0022	2.79	
П3-31	Северная часть той же толщи	59.90	0.87	14.75	1.33	4.31	4.74	0.08	3.47	3.57	2.54	0.27	4.23	99.97	0.11	"	1.72	0.0035	0.0065	0.002	0.013	0.009	2.71
П3-33	То же	57.34	0.96	14.83	2.14	4.55	5.28	0.12	4.64	3.96	2.94	0.34	2.51	99.51	0.21	0.28	0.48	0.006	0.0075	0.002	0.016	0.011	2.82
П1764	У оз. Капля	54.11	1.06	15.91	2.66	3.62	3.50	0.11	6.02	4.91	3.06	0.40	4.99	100.35	Нет	0.01	3.60	0.004	0.001	0.008	0.006	2.75	
П1763	То же	57.72	1.06	16.37	2.17	4.10	3.83	0.11	3.86	5.42	2.36	0.37	3.00	100.17	"	0.02	1.45	0.005	0.004	0.001	0.008	0.006	2.72
П1762	" "	56.96	1.02	17.50	1.66	2.91	2.49	0.08	5.43	5.90	1.67	0.38	3.61	99.62	"	0.01	2.41	0.008	0.004	0.001	0.008	0.007	2.78
П1761	" "	58.22	1.09	18.22	3.23	2.30	2.29	0.08	4.06	4.98	3.37	0.41	1.91	100.16	"	0.01	0.94	0.006	0.001	0.001	0.002	0.007	2.78
П3-2	В толще метапорфиритов	50.52	2.36	12.35	3.02	11.61	4.45	0.23</															

Наиболее широкое распространение метаосадочные толщи южной зоны имеют по профилю вдоль р. Печенги на участке Печенгский южный. Толща черных сланцев обнажена вдоль берегов оз. Каллаярв и значительно южнее его. Здесь на поверхность выходят породы, типичные для толщи черных сланцев всей южной зоны (группы ЮП-30, ЮП-31 и др.). Сланцы содержат до 3-4% углеродистого вещества.

В районе оз. Брагино и южнее нами опробована толща ритмично-слоистых метапсаммитов и сланцев. Среди пород толщи различаются граувакковые и аркозовые метапсаммиты и метаалевролиты, а также в меньшем количестве метатуфиты с углеродистым веществом. Метапсаммиты и метаалевролиты тонко переслаиваются. Минеральный состав пород сходен. В метаалевролитовых разностях биотит выделяется в виде крупных (до 0,5 мм) порфиробласт, включающих углеродистое вещество. В породах, содержащих примесь туфогенного материала, появляется хлорит и повышенное количество плагиоклаза. Присутствуют горизонты светло-серых мономиктовых кварцитов, обладающих неясной перекрестной косой слоистостью. В контактах с прорывающими толщу основными интрузиями в кварцитах появляется альбит. В районе интрузий распространены породы толщи метапикритов и сланцев. Здесь она имеет наибольшую мощность и в основном представлена наиболее сохранившимися грубообломочными разновидностями метатуфов. Тонкие разложенные пикритовые метатуфы отсутствуют.

Данные по химическому составу метаосадков южной зоны синклиниория приведены в табл. 21-24 для каждого участка отдельно.

Метавулканиты

Описание метавулканитов южной зоны синклиниория дается по результатам опробования пород на участках Пороярви южный, Поръиташ-оз. Капля и Печенгский южный.

В районе оз. Пороярви в большем или меньшем объеме представлены все толщи, выделяемые в южной зоне. Поскольку участок Пороярви располагается в западной фланговой части синклиниория, противопоставление северной и южной его зон является в значительной мере условным. На участке распространены метадиабазы, шаровые лавы и близкие им по составу метатуфобрекции. Обнажения этих пород узкой полосой протягиваются вдоль северного и западного берегов оз. Пороярви.

На восточном берегу оз. Пороярви обнажаются рассланцованные метатуфы, "туфоконгломераты" и метаосадки биотит-актинолит-полевошпатового состава. В этой толще в направлении с севера на юг выделяются: 1) горизонт "туфоконгломератов", ритмически чередующихся с более тонкообломочными породами (от метапсаммитов до метаалевролитов); 2) горизонт массивных метаплагиопорфиритов; 3) горизонт тонкоритмичных псаммитовых метатуфов с подчиненными алевролитовыми темными прослоями; 4) горизонт биотит-актинолит-плагиоклазовых сланцев неясного, возможно, туфогенно-осадочного происхождения, занимающий около двух третей разреза.

Горизонт биотит-актинолит-плагиоклазовых пород аналогичен толще биотит-плагиоклазовых сланцев района оз. Капля. Северный контакт толщи у оз. Пороярви не обнажен. На юге эти породы лежат согласно с метадиабазами, превращенными в зеленые сланцы. Общая ширина выходов биотит-плагиоклазовых пород на восточном берегу оз. Пороярви достигает 3 км. Южнее располагается толща метадиабазов. Общая ширина выходов этих пород около 1,5 км. Большая часть толщи сложена актинолитовыми, эпидот-актинолитовыми и хлоритовыми зелеными сланцами. Южная часть шириной около 300 м слагается тонкозернистыми амфиболитами. По положению

Таблица 21

Химический состав и объемный вес метаосадочных пород южной зоны
Печенгского синклиниория (участок Пороярви южный)

Компоненты	ПЯ-1	ПЯ-2	ПЯ-3	ПЯ-4	П-254	ПЯ-5	ПЯ-6	ПЯ-8
SiO_2	57.03	67.88	71.32	64.86	66.04	48.28	75.70	70.44
TiO_2	0.95	0.68	0.55	0.68	0.31	1.84	0.48	0.56
Al_2O_3	10.96	14.81	11.78	15.68	15.68	13.17	10.56	12.99
Fe_2O_3	3.47	1.72	1.29	2.21	1.74	2.27	1.35	1.32
FeO	Не опр.	1.72	3.73	2.38	2.73	8.07	2.27	2.99
MnO	0.03	0.03	0.08	0.04	0.03	0.17	0.04	0.04
CaO	0.22	0.39	0.69	0.69	0.43	8.82	0.72	0.97
MgO	1.02	1.49	2.32	2.19	1.99	4.98	1.21	1.51
K_2O	2.32	2.40	1.84	2.86	2.97	0.68	2.06	2.72
Na_2O	2.10	4.36	2.40	3.00	2.86	2.84	2.26	2.85
P_2O_5	-	-	-	-	0.16	-	-	-
П. п. п.	21.58	4.07	3.53	4.86	1.46	8.77	2.89	3.25
Σ	99.60	99.55	99.53	99.45	99.46	99.89	99.54	99.64
H_2O^+	17.08	3.51	3.02	2.98	0.92	4.26	2.11	3.11
H_2O^-	Не обн.	0.12	Не обн.	0.02	0.28	Не обн.	Не обн.	Не обн.
$\text{S}_{\text{вал.}}$	4.28	Не обн.	0.07	1.20	0.12	" "	0.12	0.11
CO_2	0.22	0.44	0.44	0.66	0.14	4.51	0.66	0.03
Li_2O	0.0039	0.004	0.005	0.0059	0.0069	0.0062	0.0035	0.0045
Rb_2O	0.0074	0.01	0.001	0.009	0.012	0.001	0.010	0.012
Cs	0.012	0.0047	0.0087	0.0081	0.01	0.045	0.0038	0.0047
Ni	0.007	0.002	0.008	0.005	0.005	0.011	0.002	0.0034
Co	0.0021	0.001	0.001	0.0013	0.001	0.004	0.001	0.001
Cr	0.012	0.008	0.018	0.0103	0.014	0.021	0.006	0.0084
V	0.047	0.008	0.008	0.0013	0.013	0.026	0.005	0.006
Sn	0.00034	0.0002	0.001	0.0005	0.0005	0.00035	0.0004	0.0004
Rb	0.0046	0.001	0.002	0.0024	0.001	0.00015	0.00016	0.0013
B	0.0027	0.0006	0.0006	0.005	0.0005	0.004	0.0036	0.0061
$\rho, \text{ г/см}^3$	2.48	2.41	2.66	2.58	2.60	2.76	2.67	2.64

Примечание. Толща черных сланцев: ПЯ-1 – высокоуглеродистые аркоэвакуационные породы; ПЯ-3, ПЯ-4, П-254 – граувакковые. Толща ритмично-слоистых метапсаммитов и сланцев: ПЯ-6, литы; ПЯ-14 – граувакковые метаалевролиты; ПЯ-15 – граувак сланцев; ПЯ-10 – граувакковые метаалевропелиты; ПЯ-16 – незиальянные метаграувакки; ПЯ-19 – карбонатные основные биотит-плагиоклазовых сланцев; ПЯ-21, ПЯ-22, ПЯ-23 – среднего состава; ПЯ-32 – метатуфы (гальки „туфоконгломератов“).

ПЯ-9	ПЯ-13	П-281	ПЯ-14	ПЯ-15	ПЯ-7	ПЯ-10	ПЯ-16	ПЯ-18
74.64	72.65	73.88	65.67	66.22	54.00	56.30	38.74	37.68
0.48	0.61	0.28	0.63	0.63	0.82	0.73	0.94	0.95
11.38	12.11	12.05	16.36	15.18	22.09	14.40	11.42	9.25
1.75	2.03	1.73	1.47	1.21	2.25	4.43	1.12	0.89
1.98	2.39	2.00	3.77	3.35	4.56	2.01	8.37	7.44
0.03	0.03	0.04	0.07	0.04	0.06	0.10	0.15	0.11
0.36	0.88	0.47	0.82	1.64	0.64	7.24	12.30	10.44
1.53	1.52	1.77	1.96	1.52	2.64	2.19	8.87	11.29
1.92	2.43	2.32	4.72	3.12	5.00	1.24	1.09	0.10
2.26	2.78	2.22	1.28	3.71	3.00	2.84	1.82	2.29
-	0.17	0.13	0.13	0.18	-	-	0.26	0.10
3.18	2.63	0.85	3.32	2.91	5.23	8.12	14.35	18.90
99.51	99.62	100.11	100.2	99.71	100.32	99.60	99.57	99.53
2.17	2.53	0.55	2.81	1.78	4.72	2.59	3.32	3.40
Не обн.	0.04	0.20	0.10	0.04	0.09	0.05	0.10	0.10
0.11	0.03	0.05	0.02	0.01	0.09	0.09	0.04	Сл.
0.90	0.03	0.05	0.39	1.08	0.33	5.39	10.89	15.40
0.0046	0.004	0.006	0.0058	0.004	0.009	0.0053	0.006	0.0046
0.009	0.007	0.015	0.017	0.007	0.02	0.00075	0.00075	0.001
0.0046	0.014	0.0057	0.006	0.008	0.013	0.0036	0.0075	0.0095
0.0025	0.0027	0.005	0.003	0.002	0.006	0.0035	0.0165	0.034
0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.0035	0.007
0.011	0.006	0.0091	0.006	0.0045	0.018	0.055	0.080	0.090
0.012	0.0093	0.006	0.006	0.005	0.014	0.007	0.016	0.015
0.00026	0.0005	0.00065	0.0003	0.0004	0.0006	0.00015	0.0005	0.00048
0.0011	0.0017	0.003	0.002	0.0018	0.00022	0.00065	0.00036	0.00025
0.002	0.004	0.0018	0.0028	0.0054	0.012	0.0014	0.00045	0.00015
2.42	2.56	2.52	2.73	2.69	2.60	2.70	2.75	2.74

пелитовые метаалевролиты; ПЯ-2 – субграувакковые метаалевролиты с угленосными метаалевролитами и метапелитами; ПЯ-5 – основные метатуффиты. ПЯ-8, ПЯ-9, ПЯ-13, П-281 – субграувакковые метапсаммиты и метаалевролитовые метаалевропсаммиты; ПЯ-7 – метапелиты. Толща метапикритов и основные магнезиальные метапелиты; ПЯ-18 – карбонатные основные магнезиальные метапелиты; ПЯ-17 – альбитовые метасилициты. Толща граувакковые метапсаммиты и метаалевролиты; ПЯ-25 – метатуффиты

Таблица 21 (продолжение)

Компоненты	ПЯ-19	ПЯ-20	ПЯ-17	ПЯ-21	ПЯ-22	ПЯ-23	ПЯ-24	ПЯ-25	ПЗ-32
SiO ₂	37.97	34.16	80.91	61.40	60.22	60.64	62.89	62.12	66.46
TiO ₂	0.67	1.03	0.24	0.86	0.83	0.74	0.70	0.73	0.72
Al ₂ O ₃	6.67	5.25	10.58	14.70	14.73	14.38	15.60	15.05	13.34
Fe ₂ O ₃	0.78	0.61	0.82	0.98	1.30	1.39	1.31	1.26	0.70
FeO	8.02	8.56	0.24	4.73	3.50	3.65	3.23	3.77	2.34
MnO	0.65	0.19	0.03	0.07	0.04	0.08	0.03	0.10	0.07
CaO	7.57	9.61	0.47	1.73	2.73	3.20	1.06	2.76	4.17
MgO	16.43	15.69	0.16	5.25	5.47	4.44	4.59	3.95	1.91
K ₂ O	0.14	0.80	0.43	2.12	1.62	1.71	1.89	2.90	1.89
Na ₂ O	0.09	0.08	5.59	4.00	4.05	4.00	4.32	4.66	4.66
P ₂ O ₅	0.08	0.13	0.12	0.24	0.28	0.27	0.22	0.23	0.23
П.п.п.	21.31	23.34	0.40	3.81	5.28	5.14	3.72	2.18	3.35
Σ	100.19	99.68	99.97	99.89	100.06	99.64	99.56	99.71	99.89
H ₂ O ⁺	6.99	4.72	0.18	2.98	3.41	2.75	2.85	1.39	0.96
H ₂ O ⁻	0.20	0.14	0.07	0.16	0.13	0.15	0.17	0.11	0.12
S _{вал}	0.04	0.10	0.01	0.01	Сл.	0.02	0.06	0.07	0.03
CO ₂	14.08	18.48	0.14	0.66	1.74	2.22	0.64	0.61	2.24
Li ₂ O	0.0054	0.0065	0.004	0.0046	0.005	0.005	0.0042	0.0051	0.0062
Rb ₂ O	0.0008	0.0005	0.002	0.00	0.008	0.007	0.005	0.006	0.008
Cu	0.016	0.007	0.002	0.017	0.009	0.009	0.004	0.003	0.009
Ni	0.094	0.075	0.002	0.009	0.005	0.007	0.004	0.006	0.0040
Co	0.007	0.008	0.001	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	<0.002	0.0020
Cr	0.197	0.23	0.003	0.018	0.013	0.011	0.018	0.021	0.013
V	0.013	0.011	0.005	0.008	0.011	0.006	0.008	0.007	0.007
Sn	0.0053	0.0003	0.0003	0.0007	0.0011	0.0013	0.0008	0.0006	0.0009
Pb	0.0006	0.0008	0.003	0.0006	0.008	0.0007	0.0011	0.0001	0.002
P	0.0003	0.0008	0.0004	0.0029	0.004	0.0005	0.0025	0.0005	0.0024
ρ , г/см ³	2.79	2.86	2.59	2.68	2.74	2.78	2.83	2.67	2.86

Таблица 22

Химический состав и объемный вес метаосадков южной зоны
Печенгского синклиниория (участок Касийоки)

Компоненты	КС-3	КС-4	КС-2	КС-5	ПЯ-28	ПЯ-26	ПЯ-27	КС-6	КС-9	КС-7	КС-8
SiO ₂	67.00	70.75	70.77	63.25	69.93	65.50	68.18	50.07	36.77	47.63	9.78
TiO ₂	0.63	0.64	0.63	0.68	0.58	0.06	0.64	0.96	0.67	1.27	0.09
Al ₂ O ₃	15.77	13.92	13.13	17.45	14.00	16.54	15.24	13.77	7.87	16.79	0.48
Fe ₂ O ₃	1.68	1.64	1.91	1.99	1.42	1.55	1.59	1.61	0.68	2.22	0.43
FeO	3.23	2.39	2.15	3.41	2.33	3.05	3.05	8.26	8.12	6.58	0.60
MnO	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.13	0.14	0.07	0.11
CaO	0.77	1.39	1.70	0.89	0.89	0.71	0.89	6.03	7.41	5.44	49.07
MgO	1.86	1.22	1.39	2.30	1.36	1.80	1.73	6.69	16.42	5.63	0.64
K ₂ O	3.69	2.74	2.74	4.42	2.89	3.57	3.18	0.21	0.34	0.41	0.03
Na ₂ O	2.84	3.61	3.28	2.36	4.70	4.06	3.07	3.08	0.08	5.08	0.09
P ₂ O ₅	0.14	0.15	0.15	0.14	0.16	0.16	0.15	0.18	0.11	0.18	0.03
П.п.п.	2.68	1.79	1.85	3.30	2.15	2.53	2.60	8.90	21.12	8.61	38.18
Σ	100.34	100.29	99.74	100.23	100.45	100.18	100.37	99.94	100.03	100.00	99.53
H ₂ O ⁺	2.18	1.39	0.57	2.66	1.54	1.98	2.05	4.54	6.68	4.58	-
H ₂ O ⁻	0.17	0.16	0.18	0.31	0.17	0.31	0.18	0.18	0.18	0.23	0.15
S _{вал}	0.02	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0.15
CO ₂	0.31	0.24	1.10	0.33	0.44	0.24	0.37	4.18	14.26	3.80	38.06
Li ₂ O	0.0044	0.0029	0.0033	0.0051	0.0040	0.0043	0.0041	0.0047	0.0029	0.0063	-
Rb ₂ O	0.017	0.01	0.017	0.02	0.012	0.013	0.016	0.0108	0.0064	0.009	-
Cu	0.01	0.005	0.004	0.009	0.005	0.007	0.002	0.019	0.034	0.026	0.002
Ni	0.0006	≈0.003	0.003	0.004	<0.002	≈0.003	≈0.002	0.005	0.0084	0.012	0.002
Co	0.002	-	-	<0.002	-	<0.002	<0.002	<0.002	0.005	0.003	-
Cr	0.011	0.007	0.007	0.009	0.008	0.007	0.006	0.007	0.18	0.026	-
V	0.004	0.004	0.004	0.006	0.005	0.005	0.005	0.022	0.034	0.033	-
Sn	0.00093	0.0007	0.00048	0.0006	0.00085	0.00065	0.0008	0.0008	0.0009	0.0001	-
Pb	0.0028	0.0050	0.0053	0.003	0.0011	0.0025	0.0014	0.0012	0.0004	0.0034	-
B	0.0041	0.0015	0.0019	0.001	0.0008	0.0021	0.0032	0.0006	0.0008	0.0017	-
$\rho, \text{г/см}^3$	2.71	2.79	2.66	2.68	2.63	2.66	2.62	2.74	2.91	2.70	2.56

Примечание. Толща ритмично-слоистых метапсаммитов и сланцев: КС-3 - граувакковые метаалевролиты с углеродистым веществом; КС-4, КС-2 - полимиктовые метапсаммиты; КС-5 - граувакковые метаалевролиты с углеродистым веществом. Свита Талья: ПЯ-28 - полимиктовые метапсаммиты; ПЯ-26, ПЯ-27 - граувакковые пелитовые метаалевролиты. Толща метапикритов и сланцев: КС-6 - основные граувакковые метаалевролиты; КС-9 - доломитовые высокомагнезиальные метапелиты. Толща черных сланцев: КС-7 - основные граувакковые метаалевролиты с углеродистым веществом; КС-8 - слабопесчанистые кристаллические известняки.

Таблица 23

Химический состав метаосадочных пород южной зоны Печенгского синклиниория (участок Порыташ-оз. Капля)

Компоненты	ПК-1	ПК-9	ПК-12	ПШ-2	ПК-10	ПК-19	ПК-20	ПК-32	ПК-33
SiO_2	62.18	49.20	61.28	96.01	89.76	49.77	65.77	53.79	62.63
TiO_2	0.97	0.60	0.80	0.04	0.00	0.60	0.75	0.66	0.71
Al_2O_3	15.53	12.16	16.57	0.31	0.84	9.94	12.77	14.65	17.89
Fe_2O_3	3.36	10.11	1.76	0.07	0.12	12.74	1.74	1.11	1.11
FeO	2.16	10.11	4.70	2.39	1.44	12.74	4.26	10.18	4.77
MnO	0.02	0.04	0.04	—	0.10	0.12	0.04	0.09	0.05
CaO	0.61	3.78	0.99	0.26	3.56	3.54	2.41	2.12	0.78
MgO	1.70	3.38	2.82	0.27	0.46	6.12	1.94	3.76	1.84
K_2O	4.70	2.16	3.15	0.06	0.12	1.61	2.59	2.91	4.66
Na_2O	1.57	2.28	2.74	0.05	0.01	0.76	2.77	2.69	2.67
P_2O_5	0.16	0.10	0.13	0.04	0.02	0.11	0.16	0.07	0.13
П.п.п.	3.52	9.53	1.37	0.18	0.12	6.11	0.16	1.15	0.17
Σ	100.30	101.12	99.89	99.68	100.22	100.25	100.23	100.31	99.85
H_2O^+	3.19	2.25	2.56	0.12	0.77	3.36	1.52	2.08	1.70
H_2O^-	0.40	0.20	0.04	0.05	0.18	0.14	0.10	0.14	0.20
$S_{\text{бал}}$	1.25	5.77	0.77	0.01	0.23	4.02	0.32	2.30	0.35
CO_2	0.05	5.10	0.87	—	2.68	5.10	3.20	4.77	0.42
V_2O_5	0.09	0.00	0.00	—	0.00	0.04	0.00	0.015	0.02
Cr_2O_3	0.05	0.12	0.04	—	0.05	0.06	0.04	0.07	0.03
Cu	0.02	0.012	0.007	—	0.002	0.02	0.004	0.021	0.045
Ni	0.03	0.09	0.02	—	0.24	0.10	0.017	0.035	0.012
Co	0.003	0.003	0.001	—	0.001	0.004	0.002	0.003	0.0009

Примечание. Толща черных сланцев: ПК-1 – углеродисто-пиритовые метаалевропелиты; ПК-12 – метапелиты с углеродистым митов и сланцев: ПК-19, ПК-20, ПК-32 – ритмично-слоистые сульфидами; ПК-33 – метапелиты с углеродистым веществом; алевролиты. Толща метапикритов и сланцев: ПК-41 – метапелиты; альные пелитовые метаграувакки; ПК-38, ПК-40, ПК-42 – вых сланцев: ПШ-5, ПШ-6 – туффитовые метаграувакки или

ПК-35	ПШ-4	ПК-41	ПК-23	ПК-37	ПК-39	ПК-40	ПК-42	ПШ-5	ПШ-6
49.29	66.42	62.21	42.20	45.28	36.13	43.93	38.28	39.0	58.18
1.60	0.72	0.64	1.24	0.99	1.84	0.28	1.24	1.02	1.05
14.28	16.04	18.31	8.81	14.23	8.61	5.13	6.34	13.98	15.36
1.49	2.34	1.77	10.32	2.76	1.91	0.49	1.15	2.54	2.79
11.19	2.75	3.91	1.67	9.83	9.13	8.36	9.46	2.69	3.89
0.29	0.06	0.05	0.19	0.19	0.23	0.16	0.16	0.19	0.09
5.37	0.35	0.64	7.88	7.50	9.40	3.19	6.30	7.55	4.85
4.16	1.97	2.44	20.62	7.62	13.03	23.33	16.45	2.15	4.72
2.56	3.80	4.35	0.07	0.32	0.11	0.009	0.04	1.55	2.60
3.10	2.83	2.28	0.06	3.34	0.03	0.02	0.03	4.58	3.75
0.08	0.21	0.16	0.10	0.11	0.18	0.02	0.10	0.30	0.34
0.44	2.70	-	0.07	0.06	0.35	1.62	1.38	4.19	2.78
100.34	100.19	99.60	99.88	100.69	100.40	100.00	100.11	99.69	100.40
2.81	2.39	2.33	5.15	4.26	4.46	3.88	3.90	1.12	1.35
0.06	0.27	0.20	0.12	0.20	0.06	0.10	0.14	0.16	0.24
0.88		0.00	0.15	0.12	0.71	0.18	0.13	-	-
3.40.	0.04	0.22	0.96	3.86	14.69	8.84	14.75	2.91	1.19
0.20	-	0.00	0.00	0.015	0.03	0.015	0.07	-	-
0.01	-	0.04	0.29	0.09	0.13	0.43	0.18	-	-
0.005	-	0.040	0.007	0.017	0.012	0.05	0.010	-	-
0.007	-	0.012	0.12	0.015	0.06	0.164	0.112	-	-
0.0023	-	0.0015	0.008	0.005	0.006	0.006	0.008	-	-

субграувакковые метаалевропелиты; ПК-9 – углеродисто-пиритовые граувакко-веществом; ПШ-2, ПК-10 – метасилициты. Толща ритмично-слоистых метапсам-граувакковые металсаммиты и метаалевролиты с углеродистым веществом и ПК-35 – основные граувакковые металсаммиты; ПШ-4 – граувакковые мета-ПК-23 – основные магнезиальные метатуффиты; ПК-37 – основные магнези-доломитовые основные магнезиальные метапелиты. Толща биотит-плагиоклазо-метаандезиты (?).

Таблица 24

Химический состав и объемный вес метаосадочных пород южной зоны
Печенгского синклиниория (участок Печенгский южный)

Компоненты	ЮП-13	ЮП-12	ЮП-11	ЮП-14	ЮП-15	ЮП-16	ЮП-17	ЮП-21	ЮП-18	ЮП-19
SiO ₂	58.74	65.28	62.61	91.22	89.87	67.78	79.61	63.80	66.39	60.86
TiO ₂	0.79	0.84	0.92	0.24	0.28	0.74	0.32	0.71	0.77	0.82
Al ₂ O ₃	12.61	15.96	17.22	3.01	3.91	14.62	7.49	12.53	14.31	15.39
Fe ₂ O ₃	1.72	0.90	1.09	0.26	0.23	0.96	0.39	0.81	1.82	1.76
FeO	15.80	5.26	6.76	1.43	2.03	3.53	1.85	4.73	4.13	5.74
MnO	0.20	0.06	0.13	0.03	0.03	0.05	0.05	0.05	0.03	0.08
CaO	2.94	1.07	1.67	0.83	0.51	1.93	2.65	3.88	1.16	2.02
MgO	3.58	1.73	1.96	0.31	0.57	1.36	1.44	3.41	3.08	4.33
K ₂ O	0.36	0.52	2.91	0.22	0.27	1.40	0.95	2.78	2.92	2.55
Na ₂ O	0.54	6.22	2.66	1.21	1.68	5.88	1.90	1.99	2.16	2.65
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.12	0.14	0.13	0.13	0.15	0.17	0.17	0.17
П.п.п.	1.88	1.53	1.76	0.75	0.41	1.45	3.21	4.69	2.77	3.03
Σ	99.54	99.54	99.84	99.65	99.92	99.85	100.01	99.55	99.71	99.68
H ₂ O ⁺	1.66	1.41	1.64	0.17	0.06	0.71	0.91	1.26	2.37	2.62
H ₂ O ⁻	0.07	0.07	0.07	0.03	0.07	0.07	0.11	0.09	0.22	0.24
S _{вал}	0.05	0.03	0.03	0.04	0.01	0.64	0.06	0.02	0.08	0.13
CO ₂	0.10	0.02	0.02	0.51	0.27	0.03	2.13	3.32	0.09	0.04
Li ₂ O	0.003	0.002	0.0055	0.0006	0.0006	0.0006	0.0042	0.0056	0.0044	0.0071
Rb ₂ O	0.005	0.005	0.01	0.005	0.005	0.005	0.0082	0.001	0.0118	0.0121
Cu	0.002	0.005	0.005	0.002	0.005	0.002	0.002	0.007	0.004	0.005
Ni	0.007	0.007	0.008	0.003	0.003	0.008	0.003	0.007	0.003	0.006
Co	0.001	0.002	0.002	-	-	<0.002	-	<0.002	-	<0.002
Cr	0.012	0.016	0.014	<0.004	0.008	0.013	0.006	0.014	0.01	0.012
V	0.014	0.014	0.020	<0.002	<0.002	0.009	<0.002	0.01	0.009	0.016
Sn	0.0001	0.0003	0.00035	0.00025	0.0004	0.0003	0.00048	0.0008	0.00086	0.0007
Pb	0.0010	0.0003	0.0013	0.0011	0.00065	0.0028	0.0038	0.00065	0.0022	0.0028
B	0.0005	0.0034	0.0052	0.0002	0.00033	0.00035	0.0016	0.0044	0.0067	0.0081
<i>ρ, г/см³</i>	3.14	2.70	2.79	2.67	2.62	2.63	2.62	2.73	2.65	2.72

Примечание. Толща ритмично-слоистых метапсаммитов и сланцев: ЮП-13 - основные ЮП-15, ЮП-16 - альбитизированные кварциты; ЮП-17 - аркоzовые и метаалевролиты с углеродистым веществом; ЮП-19, ЮП-20, ЮП-22 - углеродистые плагиоаркоzовые метаалевролиты; ЮП-24 - черные ковье метаалевролиты с углеродистым веществом; ЮП-30, ЮП-31 - ты с сульфидами.

ЮП-20	ЮП-22	ЮП-23	ЮП-24	ЮП-25	ЮП-28	ЮП-27	ЮП-26	ЮП-30	ЮП-31	ЮП-29
60,89	61,81	71,44	72,54	93,67	69,25	69,29	65,71	76,29	73,25	62,75
0,92	0,89	0,38	0,98	0,08	0,70	0,61	0,68	0,28	0,33	0,83
15,87	15,73	11,83	6,00	0,35	13,95	14,01	16,20	10,82	11,96	15,80
0,96	1,27	2,13	2,39	1,49	0,92	1,44	1,27	0,60	0,26	2,51
6,28	6,22	1,79	4,49	1,67	3,95	2,99	3,83	1,73	1,97	3,17
0,07	0,06	0,03	0,07	0,03	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,09
2,04	1,84	1,25	1,56	0,32	1,04	1,51	1,00	0,97	1,48	0,47
4,31	4,22	0,99	4,21	0,50	1,97	1,68	1,90	0,98	0,67	3,18
2,66	3,47	1,77	0,59	0,07	3,04	3,57	3,90	2,98	6,04	2,67
3,18	2,00	2,83	0,17	0,03	2,64	2,20	2,46	2,53	2,40	2,38
0,26	0,18	0,10	0,14	0,05	0,19	0,18	0,17	0,12	0,18	0,20
2,05	2,57	4,59	6,28	1,25	2,58	2,81	2,36	2,15	1,51	5,64
99,52	100,29	100,29	100,12	99,51	100,26	100,04	99,53	99,50	100,10	99,78
1,88	2,23	2,21	4,48	0,57	1,84	1,81	1,96	1,36	0,32	5,49
0,10	0,13	0,79	0,31	0,14	0,08	0,09	0,09	0,08	0,07	0,10
0,03	0,08	1,57	0,56	0,53	0,05	0,03	Сл.	0,12	0,17	0,01
0,04	0,13	0,02	0,93	0,01	0,61	0,88	0,31	0,59	0,95	0,04
0,006	0,0048	0,0012	0,0088	0,0002	0,0046	0,0048	0,005	0,0038	0,0027	0,0008
0,008	0,01	0,005	0,005	0,005	0,0139	0,017	0,018	0,007	0,020	0,012
0,007	0,014	0,016	0,021	0,006	0,005	0,007	0,0086	0,005	0,005	0,013
0,008	0,009	0,007	0,02	0,002	≤0,003	0,003	0,0034	≤0,002	≤0,002	0,031
<0,002	<0,002	-	≈0,002	-	-	-	0,002	-	-	-
0,016	0,016	0,004	<0,041	<0,002	0,008	0,006	0,0052	<0,005	<0,002	0,009
0,014	0,011	0,007	0,017	≈0,004	0,006	0,004	0,006	<0,002	<0,002	0,040
0,00084	0,00065	0,0003	0,00015	0,0003	0,0003	0,0003	0,00034	0,0003	0,0004	0,0003
0,0036	0,0023	0,0051	0,0006	0,0008	0,0024	0,0036	0,0026	0,0044	0,004	0,0018
0,007	0,0051	0,016	0,010	0,0011	0,0036	0,0031	0,0033	0,0025	0,0019	0,0092
2,71	2,76	2,61	2,57	2,59	2,74	2,78	2,74	2,67	2,65	2,63

туфбитовые метаалевропелиты; ЮП-12, ЮП-11 – граувакковые метаалевролиты; ЮП-14, метапсаммиты с углеродистым веществом; ЮП-21, ЮП-18 – граувакковые метапсаммиты граувакковые метаалевролиты с углеродистым веществом. Толща черных сланцев: ЮП-23 – углеродистые метасиликаты; ЮП-25 – метасиликаты; ЮП-28, ЮП-27, ЮП-26 – граувак-углеродистые аркозовые метаалевролиты с сульфидами; ЮП-29 – углеродистые метапели-

в разрезе толща метадиабазов может сопоставляться со сланцеватыми амфиболитами центральной части южной зоны. Однако на участке Пороярви породы отличаются более низкой степенью метаморфизма. Южнее метадиабазов, после небольшого перерыва в обнажениях, встречаются гнейсы тальинской свиты.

В центральной части южной зоны на участках Порыташ-оз, Капля и Печенгский южный в области влияния Порыташского разлома размещаются экструзивные тела кварцевых метаплагиопорфиритов. Наиболее крупные из них слагают возвышности Порыташ и Лак-Порыташ и имеют мощность в сотни метров. Мелкие тела таких же метаплагиопорфиритов фиксируют отдельные разрывы системы Порыташского разлома на западе, вплоть до района оз. Пороярви, а на востоке — севернее оз. Менчельяvr. Метаплагиопорфириты встречаются и среди метеосадков южной зоны вблизи Порыташского разлома. Южнее толщи черных сланцев на рассматриваемой территории обнаруживаются метадиабазы, ширина выходов которых достигает 700 м. Эти две толщи — сланцевая и вулканогенная — хорошо различаются на местности и учитываются во всех стратиграфических схемах, хотя именуются по-разному.

Южнее метадиабазов в толще метапиритов и сланцев обнажаются два горизонта пикритовых метатуфобрекций, имеющие ширину выходов около километра каждый. Они разделены пачкой осадочных пород, в пределах которой размещены десятки пластовых интрузий габбро-амфиболитов. В пикритовых горизонтах отдельные разновидности пород распределены закономерно. В долине р. Печенги в разрезе преобладают грубообломочные метатуфобрекции. На участке оз. Капля роль грубых метатуфобрекций уменьшается и возрастает количество биотит-хлорит-карбонатных сланцев и карбонатных пород. Таким образом, в северо-западном направлении наблюдается смена окологерловых фаций метапиритов более удаленными.

В районе оз. Капля южнее толщи метапиритов и сланцев располагается серия экструзивных тел гранофировых метапорфиритов и метаплагиопорфиритов, ограничивающих с севера толщу биотит-плахиоклазовых сланцев, именуемых некоторыми геологами (Гилярова, 1967; Поляк; 1968) „порфиридами“. Э. А. Поляк объединила эти породы с толщей черных сланцев в брагинскую пачку. Мы рассматриваем эти породы как самостоятельную толщу, так как они резко обособлены и обладают специфическим составом. Южнее их располагаются сланцеватые и порфиробластические амфиболиты, сменяющиеся гнейсами тундровой серии.

Таким образом, во всех изученных разрезах южной зоны встречаются близкие по составу и расположению вулканогенные образования. Кроме того, только в виде экструзивных тел встречаются порыташские метаплагиопорфириты и гранофировые кварцевые метапорфириты. Ниже приводится краткое петрографическое описание перечисленных вулканогенных пород южной зоны.

Метадиабазы северной метадиабазовой (или ансемиокской) толщи представлены очень светлыми голубовато-зелеными альбит-актинолитовыми разновидностями. Массивные разности имеют ойтовую структуру. Они имеют следующий состав (в %): актинолит — 35–65, хлорит — 0,20, альбит — 15–30, эпидот — 10, остальное — кварц, кальцит, лейкоксен. Чаще метадиабазы рассланцованны и весьма мелкозернисты. Минеральный состав таких пород устанавливается с трудом. Они, по-видимому, образуются по афанитовым разновидностям. Метатуфы в своем составе содержат больше хлорита и меньше актинолита. Первично обломочное строение их распознается с трудом. В целом метадиабазы этой части разреза практически не отличаются от рассланцованных метадиабазов третьей и четвертой вулканогенных толщ северной зоны синклиниория.

Толща метадиабазов южнее оз. Пороярви отличается сильным динамометаморфизмом. Реликтов первичных магматических структур в этих породах не сохранилось. Северная часть толщи дислоцирована особо сильно. По

минеральному составу среди зеленых сланцев выделены: амфиболовые, эпидот-амфиболовые и карбонат-хлоритовые сланцы. Амфиболовые сланцы имеют следующий состав (в %): актинолит - 40, альбит - 45, хлорит - 10, остальное - эпидот, кварц, лейкоксен, кальцит. Структура этих сланцев гранонематобластовая. Эпидот-амфиболовые сланцы состоят из актинолита - 60%, кальцита - 18%, эпидота - 10%. Второстепенные минералы представлены альбитом, хлоритом, лейкоксеном. Актинолит образует агрегат, в котором равномерно распределены порфиробласти кальцита и эпидота. Карбонат-хлоритовые сланцы имеют следующий состав (в %): хлорит - 45, альбит - 40, кварц и кальцит - 10, остальное - эпидот и лейкоксен. Структура породы гранолепидобластовая с порфиробластами кальцита. В этой разновидности особенно сильно проявляется плойчатость, хорошо различимая макроскопически и в шлифах. Не исключено, что выделенные разновидности зеленых сланцев представляют собой разные стадии метаморфического изменения близких исходных пород. По минеральному составу зеленые сланцы похожи на метадиабазы северной зоны синклиниория в районе оз. Пороярви. Сланцеватые амфиболиты, залегающие южнее зеленых сланцев, более однообразны. Это мелкозернистые темно-серые зеленоватые породы с шелковистым блеском. Состав породы (в %): амфибол - 85, альбит - 10, остальное - эпидот, кальцит, хлорит, лейкоксен. Структура гранонематобластовая с линейной ориентированной призмой амфибала. Амфибол слабо плеохроичен.

Толща сланцеватых и порфиробластических амфиболитов, залегающая в южном обрамлении синклиниория на границе с гнейсами тундровой серии (в районе оз. Капля), представлена хорошо раскристаллизованными среднезернистыми сланцеватыми и порфиробластическими амфиболитами.

Массивные метапикритовые породы толще метапикритов и сланцев слагаются почти нацело актинолитом и по своей структуре близки к пикритовым метавариолитам северной зоны синклиниория. Кроме актинолита в них присутствуют хлорит, ильменит и алатит. Пикритовые метатуфобрекции содержат обломки размером до 10 и редко более сантиметров, расположенные в мелкообломочном туfovом материале. Обломки почти нацело слагаются актинолитом. В цементе преобладает хлорит. Рассланцованные разности содержат тальк. Из рудных минералов постоянной примесью является ильменит, более редки сульфиды (пирротин, пентландит, халькопирит).

Для всех пород толщи биотит плагиоклазовых сланцев характерно прежде всего порфировое строение с выделениями плагиоклаза и актинолита. Эта черта сохраняется и в метатуфах, что позволяет говорить об их вероятном первичном кристаллокластическом составе. Соотношение главных минералов меняется в широких пределах, причем в наиболее рассланцованных разностях содержится больше биотита, а в массивных - актинолита. При этом во всех породах биотит развивается по актинолиту. Вторичные изменения плагиоклаза проявляются обычно в его серицитизации, что не совсем характерно для пород печенгского комплекса. Из второстепенных минералов следует назвать эпидот, кальцит, турмалин. Еще одной общей особенностью для пород данной толщи является малая железистость темноцветных минералов. Актинолит в них очень слабо плеохроичен ($Ng = 1.641$).

Порьиташские металлагиопорфириты по своему минеральному составу близки к породам описанной выше толщи, но отличаются от них своей лейкократостью и наличием порфировых выделений кварца. В порфировых выделениях присутствуют плагиоклаз, хлоритизированный в биотитизированный темноцветный минерал, кварц и лейкоксен. Основная масса породы фельзитовая и слагается кварцем, полевым шпатом и биотитом. Гранофировые кварцевые металпорфириты - это темно-серые, почти черные породы с округлыми выделениями голубоватого кварца. Порода состоит из кварца - 25%, кислого плагиоклаза - 50%, сильно плеохроирующего амфибала - 10%, хлорита с фиолетовой аномальной интерференционной окраской - 10%, эпидота, лейкоксена,

кальцита. Структура породы порфировая, гранофирировая. Крупные кристаллы плагиоклаза и роговой обманки сцеплены гранофирировыми срастаниями полевого шпата и кварца. Особенно много гранофирирового мезостазиса вокруг округлых выделений кварца, имеющих размер до 2.5 мм в поперечнике. Лейкократовые гранофирировые метапорфиры через переходные разновидности связаны с кварцевыми метадиабазами, имеющими такую же структуру при меньшем количестве гранофирирового мезостазиса и при более меланократовом составе породы.

Химический состав вулканогенных пород и гипабиссальных интрузий южной зоны иллюстрируется табл. 25.

Гипабиссальные интрузивные породы печенгского комплекса

Среди вулканогенных и осадочных толщ печенгского комплекса известно большое количество интрузивных тел. По форме это главным образом пластовые тела. При мощности от нескольких метров до первых сотен метров отдельные тела прослежены по простиранию на несколько километров. Подавляющее количество гипабиссальных интрузий сконцентрировано в четвертой осадочной толще северной зоны, где их объем сопоставим с объемом вмещающих пород.

По геологическим взаимоотношениям и вещественному составу выделяются два самостоятельных интрузивных комплекса: метагаббро-диабазов и дифференцированных основных-ультраосновных пород. Мы ограничимся здесь только рассмотрением первого комплекса. Кроме того, будут охарактеризованы дайковые тела поздних диабазов.

Среди габбро-диабазов выделяются собственно метагаббро-диабазы, кварцевые метагаббро-диабазы и меланократовые метагаббро, превращенные в порфировидные амфиболиты. Метагаббро-диабазы тесным образом связаны с вулканогенными толщами. Пластовые тела этих пород известны в третьей, но особенно многочисленны в четвертой осадочной толще северной зоны. Отдельные тела метагаббро-диабазов установлены среди вулканитов четвертой толщи северной зоны и в ансемиокской метадиабазовой толще южной зоны. В наиболее крупных пластовых телах метагаббро-диабазов наблюдаются слабо выраженные признаки дифференциации. Маломощные тела метагаббро-диабазов отличаются от эфузивных диабазов только крупностью зерен. В целом их лойкилоофитовая структура не отличается от таковой эфузивных диабазов. Поэтому выделение метагаббро-диабазов, залегающих среди эфузивов, в известной мере условно, так как из-за недостаточной обнаженности установить характерный верхний контакт метагаббро-диабазов удается лишь в редких случаях. Минеральный состав пород довольно постоянен: пироксен - 50%, плагиоклаз - 35%, хлорит - 10%, кварц, лейкоксенизированный титаномагнетит. Пироксен - авгит ($Ng = 1.717$, $Nm = 1.696$, $Np = 1.687$, $2V = 50^\circ$, $cNg = 41^\circ$) - образует округлые выделения размером до 4 мм, содержащие пойкилитовые включения альбитизированного плагиоклаза. В мезостазисе - очень слабо двупреломляющий хлорит. В верхней части пластовых тел зерна плагиоклаза укрупняются, приобретают толстотаблитчатый габитус и структура породы переходит в габбро-диабазовую. Пироксен в габбро-диабазах сохраняется только в центральной части северной зоны синклиниория. Габбро-диабазы, залегающие в третьей вулканогенной толще, на фланговых частях четвертой толщи и в южной зоне превращены в альбит-актинолитовые зеленокаменные породы, а в районе Кучинтуанды даже в амфиболиты. Первичные структуры в них хорошо сохраняются. Актинолит ($Ng = 1.663$, $-2V = 79$) из зеленокаменных метагаббро-диабазов и роговая обманка ($Ng = 1.656$,

$-2V = 77^{\circ}$) отличаются только плеохроизмом. Плагиоклаз в амфиболитах более основной с обратной метаморфической зональностью (в ядре № 24–32, в кайме № 36–47). Рудный минерал – ильменит.

Кварцевые метагаббро-диабазы распространены значительно меньше. Породы имеют весьма темную окраску. В их состав входят: плагиоклаз – 45%, амфибол – 50%, кварц, титаномагнетит. В одном из тел кварцевых метагаббро-диабазов, расположенным севернее протоки из оз. Куэтсъярви в оз. Сальмиярви, наблюдались маломощные светлые гранофировые жилы, рассекающие темную породу. Амфибол в кварцевых метагаббро-диабазах представлен обыкновенной роговой обманкой, плеохроирующей в сине-зеленых тонах ($\Delta Ng = 1.681$, $-2V = 60^{\circ}$). Плагиоклаз соссоритизирован.

Амфиболиты по меланократовым метагаббро встречаются только по периферии синклиниория. Единичные тела таких пород известны в первой вулканогенной толще у оз. Куэтсъярви, в районе хр. Куайвюо и на склонах Кучинтундры, где они размещаются в метаосадках четвертой осадочной толщи. Особенно много их в метаосадках южной зоны на уровне развития никритовых метавулканитов. Они представляют собой порфировидные породы, сложенные крупными изометрическими зернами актинолита и гранулированной массой плагиоклаза в промежутках между ними. Для пластовых тел меланократовых метагаббро характерна гравитационная дифференциация, выражаясь в увеличении количества плагиоклаза к висячему боку. В южной зоне встречены два тела мощностью не более 10 м с резко проявленным расслоением пород. В лежачем боку их находится зона бесполевошпатовых актинолит-хлоритовых пород с тальком мощностью 0,5–1,5 м.

Наиболее молодыми основными породами района являются жильные диабазы, секущие все образования Печенгского синклиниория и широко распространенные за его пределами. Мощность даек обычно составляет несколько метров. Среди жильных диабазов встречаются как совершенно свежие, так и амфиболизированные. Неизмененные диабазы состоят из авгита – 45%, плагиоклаза – 45%, титаномагнетита – 6%, биотита, кварца. Плагиоклаз по оптическим свойствам отвечает лабрадору. Пироксен представлен авгитом ($cNg = 42^{\circ}$, $2V = 50^{\circ}$). Дайка амфиболизированных диабазов опробована в районе Гарденоайви. Эта порода состоит из амфибала – 60%, альбита – 15%, эпидота – 10%, кварца – 10%, лейкоксена, биотита. Структура породы блестофитовая. Жильные диабазы, секущие породы печенгского комплекса, по структурному положению, минеральному составу и характеру вторичных изменений близки породам диабазового дайкового комплекса, широко распространенного на больших площадях в северной части Кольского полуострова.

Данные по химическому составу описанных интрузивных пород помещены в табл. 9, 10, 13, 20, 25.

Глава II

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕТРОГЕННЫХ И НЕКОТОРЫХ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ МЕТАОСАДКОВ ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА

Некоторые общие черты седиментации на основе распределения петрогенных элементов

Материалы по содержанию и распределению петрогенных элементов позволяют дать общую геохимическую характеристику эволюции осадконакопления в северной зоне синклиниория. При этом данные по распределению наиболее важных петрогенных элементов можно выразить в основных параметрах состава пород F , A и K (Предовский, 1970а). Тогда сводная характеристика осадочных толщ может получить графическое выражение в координатах, соответствующих основным параметрам состава. Особенностью схемы, приведенной на рис. 7, является то, что в составе осадочных толщ показаны условные „метапсаммиты“ и „метапелиты“. Их выделение основано не на принадлежности к классам метапсаммитов и метапелитов, разделение которых можно производить по гранище, соответствующей величине параметра A , равной +70 в поле AF , а по положению в составе ритмов. Нижние члены ритмов рассматриваются в данном случае как „метапсаммиты“, а верхние – как „метапелиты“. Такой подход, если он оговорен специально, по-видимому, правомерен.

При рассмотрении полей состава осадочных толщ (рис. 7) намечается ряд закономерностей. Прежде всего устанавливается связь состава первой осадочной толщи с составом допеченгского фундамента. Это позволяет предполагать, что в северной зоне формирование метаосадков первой толщи не сопровождало и не опережало среднепротерозойский основной вулканизм. Кроме того, нет признаков интенсивного предшествующего выветривания пород фундамента. Это обстоятельство выражено, в частности, в отсутствии собственно метапелитов, т. е. пород с величиной параметра A более +70 и в отчетливом расширении поля состава первой толщи вправо в левой части диаграммы. Указанные особенности уже отмечались выше на основании литологических и петрографических наблюдений.

Поле состава пород второй осадочной толщи заметно отличается от поля состава фундамента. Отличия связаны с влиянием состава предшествующих вулканитов (первой вулканогенной толщи) и с весьма ощутимым воздействием предшествующего и синхронного с седиментацией выветривания. Влияние вулканизма выразилось в появлении более основных, чем в первой толще, метапсаммитов, главным образом железистых. Выветривание отразилось в более значительной осадочной дифференциации материала (присутствие весьма кислых, существенно кварцевых метапсаммитов) и в расширении поля состава пород второй осадочной толщи в зоне KF влево вместе с общим смещением относительно первой толщи также влево. Отмеченные особенности отражены также в размещении средних точек состава „метапсаммитов“ и „метапелитов“.

Для третьей осадочной толщи устанавливается влияние исходных пород фундамента (оживление глыбовых поднятий области питания), предшествующих вулканитов (особенно трахибазитов) и выветривания, по-видимому, связанного с перерывом в вулканизме и седиментации. Эти закономерности видны в размещении средних точек „метапсаммитов“, ставших более кислыми, и „метапелитов“, ставших более основными и глиноземистыми и, кроме того, относительно более натровыми.

Поля состава пород четвертой осадочной толщи отражают еще более возросшее влияние предшествующего и синхронного основного и пикритового вулканизма. Кроме того, обнаруживаются признаки достаточно глубокого предшествующего и особенно синхронного выветривания, связанного, вероятно, с общей стабилизацией тектонического режима, нарушаемой эпизодическими и кратковременными энергичными подвижками. Это обстоятельство отмечалось нами и ранее (Предовский, Петров, Беляев, 1967; Предовский, Воинов, Жангуров, 1967; Предовский, Ахмедов, Федотов, 1971). В составе толщи широко развиты весьма основные метапелиты. При этом они в значительной мере представлены собственно метапелитами. Обращает на себя внимание кислый состав „метапсаммитов“ и наиболее выраженный натровый характер как „метапсаммитов“, так и „метапелитов“. Последние две особенности вместе с широкими очертаниями поля в зоне KF подчеркивают хорошо проявленную осадочную дифференциацию вещества при неизменном влиянии основного вулканизма. Для поля состава четвертой толщи, как и для третьей, характерно наличие в зоне AF направленных влево и вниз „аппендиксов“, связанных с присутствием метатуффитов.

Необходимо рассмотреть возможность приближенно-количественной оценки интенсивности и экстенсивности предшествующего и синхронного с седиментацией выветривания, а также степени осадочной дифференциации вещества с помощью дополнительных параметров состава. Интенсивность выветривания может быть оценена (Предовский, 1970а) при помощи дополнительного параметра W_1 , который рассчитывается по формуле $W_1 = A_{cp} + K_{cp}$, где A_{cp} и K_{cp} представлены средними для средних значений параметров A и K , вычисленных для собственно метапсаммитов и метапелитов данной толщи. Величина W_1 для ряда, исследованных нами метаосадочных комплексов меняется от первых (+) единиц до +100. Средние значения основных параметров состава (A , F и K) для метапелитов и метапсаммитов толщ оценивались приближенно и условно как параметры точек, лежащих в центре тяжести полей метапелитов и метапсаммитов с учетом плотности распределения точек конкретных составов. Безусловно, прямой расчет средних значений по данным состава или по основным параметрам состава будет более точен. Необходимо отметить также, что интенсивный синхронный основной вулканизм, по-видимому, в отдельных случаях неоправданно снижает значение параметра W_1 , что означает необходимость дальнейших уточнений метода оценки интенсивности выветривания. Интенсивность выветривания, как показывают фактические данные, в конкретных разрезах осадочных (и метаосадочных)

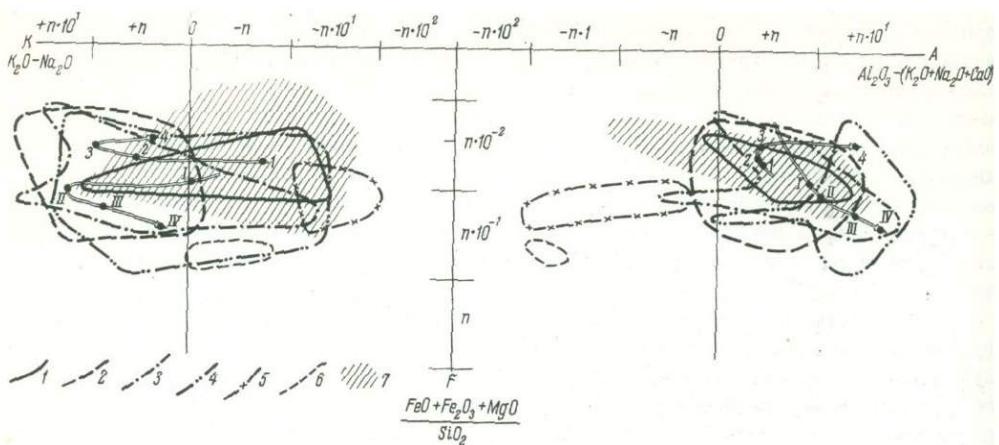


Рис. 7. Поля метаосадков леченгского комплекса в сопоставлении с метавулканитами и породами фундамента.

1-4 – метаосадки соответственно первой, второй, третьей и четвертой толщ северной зоны синклиниория; 5 – основные метавулканиты вулканогенных толщ; 6 – метапикриты; 7 – поле архейских и нижнепротерозойских пород долеченгского фундамента. На диаграмме соответственно номерам толщ цифрами 1-4 обозначены „метапсаммиты”, а цифрами 1-1V – „метапелиты”. Стрелки показывают направление эволюции состава „метапсаммитов” и „метапелитов”.

толщ может снижаться или, наоборот, возрастать вверх по разрезу. В первом случае она определяется чаще всего процессами выветривания материнских пород, происходившими перед седиментацией, а во втором – обязана нарастающему и синхронному с седиментацией выветриванию, происходящему главным образом в области питания.

Экстенсивность выветривания, которая может пониматься как степень площадного распространения коры выветривания или как степень разнообразия пород, подвергшихся выветриванию, может быть оценена с помощью дополнительного параметра W_2 . Он измеряется величиной, показывающей во сколько раз ширина общего поля фигуративных точек данной толщи вертикали превосходит порядковый шаг диаграммы по оси F независимо от самих значений параметра. Величина W_2 для изученных случаев колеблется в пределах от 0.06 до 3.

Степень осадочной дифференциации выражается величиной дополнительного параметра d , который рассчитывается по формуле

$$d = \frac{A_{пл}}{F_{пл} \cdot 1000},$$

где $A_{пл}$ – среднее значение для пелитов (метапелитов) толщи; $F_{пл}$ – среднее значение F для псаммитов (метапсаммитов). При сравнении толщ нередко бывает важным сопоставление максимальных значений параметра d . В этом случае вместо средних значений A и F берется максимальное значение A для пелитов и минимальное значение F для псаммитов. Пределы

колебания величины дополнительного параметра d для изученных случаев колеблются от 0,60 до $\pi - 100$. Рассчитанные вспомогательные параметры состава осадочных толщ печенгского комплекса приведены в табл. 26. Для сравнения в ней помещены данные по некоторым другим среднепротерозойским метаосадочным толщам Балтийского щита. Некоторое снижение интенсивности выветривания и осадочной дифференциации исходного материала к четвертой толще, по-видимому, связано с предшествующим и синхронным основным-ультраосновным вулканизмом. Иначе говоря, свежесть и основность пирокластического материала, подвергшегося выветриванию и осадочной дифференциации, вероятно, влияют на общую количественную оценку интенсивности выветривания и дифференциации, приводя к ее снижению.

Закономерности распределения некоторых рудогенных и петрогенных элементов в связи с фациальными особенностями метаосадков северной и южной зон синклиниория

Осадочные толщи северной зоны

Первая осадочная толща отличается низкой зрелостью осадочного материала, а также незначительным влиянием на ее состав основного вулканизма. На диаграмме $\text{Cr} - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 8) поле составов пород первой толщи компактно и четко отделяется от других. Вверх по разрезу толщи растет содержание хрома, обусловленное появлением туфогенного материала. По соотношению магнезии и хрома конгломераты и гравелиты первой толщи ближе всего к гравелитам и метапсаммитам третьей толщи. При этом они заметно уступают последним в содержании хрома и титана, количество которого значительно увеличивается лишь в верхних уровнях разреза. Показателем окислительно-восстановительной фациальной обстановки приближенно может явиться отношение окиси и закиси железа. Это отношение использовалось нами в сочетании с данными по рудогенным элементам — хруму и никелю (рис. 9), отражающим в данном случае влияние основного вулканизма. Конгломераты и гравелиты первой толщи отличаются низкими содержаниями суммарного железа, однако низкая степень окисления железа, связанная со слабой степенью выветривания, сближает их с метапсаммитами четвертой осадочной толщи. Таким образом, геохимические особенности пород первой толщи подтверждают выводы, сделанные в связи с их общей характеристикой в главе 1, и данные предыдущих исследований (Загородный и др., 1964; Гилярова, 1967, и др.).

Вторая осадочная толща характеризуется тремя крупными группами метапсаммитов, различающихся по геохимическим особенностям. Крупнозернистые метапсаммиты пачки А содержат довольно низкое количество глиноzemа и повышенное — кремнезема, кальция, магния и углекислоты. В гематитсодержащих метапсаммитах и метаалевролитах пачки Б присутствие большого количества гидрослюдистого материала обусловливает высокое содержание калия. Они выделяются среди других пород повышенным содержанием окисного железа. Светло-серые косослоистые метапсаммиты пачки В отличаются наиболее высоким содержанием кремнезема и пониженным

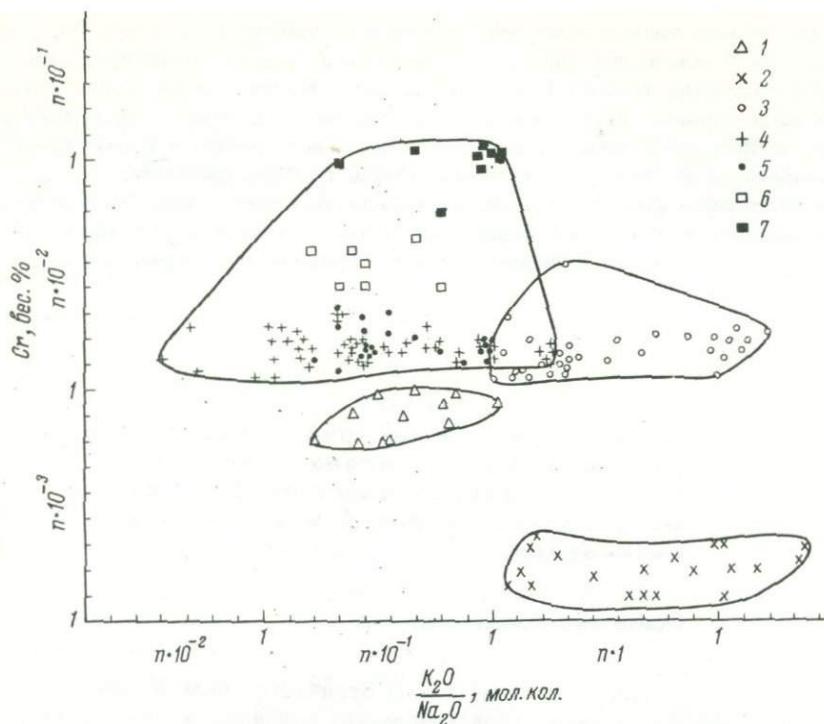


Рис. 8. Соотношение хрома и калинатрового индекса для метаосадочных пород северной зоны.

1 - конгломераты и гравелиты первой осадочной толщи; 2 - метапсаммиты и метаалевролиты второй осадочной толщи; 3 - третья осадочная толща; 4 - четвертая осадочная толща; 5 - углеродисто-сульфидные сланцы четвертой толщи; 6 - основные и магнезиальные туфогенные сланцы четвертой толщи; 7 - основные магнезиальные метатуффиты четвертой толщи.

глиноzemа, причем в них преобладает закисная форма железа. На востоке северной зоны на этом же уровне толщи встречены метапсаммиты с высоким содержанием фосфора (проба ТЯ-4).

В целом породы второй осадочной толщи, как отмечалось выше, характеризуются наибольшей степенью дифференцированности обломочного материала, отражающей стабильность бассейна седиментации. Это находит свое отражение и в высоком калинатровом отношении. По калинатровому отношению только породы третьей осадочной толщи находятся с рассматриваемыми примерно на одном уровне. Отсутствие примеси вулканогенного материала скавывается на распределении магния и пониженном содержании ряда рудогенных элементов. Все породы толщи содержат карбонатную, преимущественно доломитовую примесь. Рудогенные элементы (рис. 10) незначительно накапливаются только в базальных сланцах, сформировавшихся отчасти за счет выветривания диабазов первой вулканогенной толщи, а также в пачке гематитовых метапсаммитов и метаалевролитов, концентрируясь в пелитовой составляющей этих пород и отчасти в обломочном гематите, возникшем за счет переотложения мартитизированного магнетита эфузивов (Предовский и др., 1970). С появлением в самой верхней части разреза примеси основного туфогенного

Таблица 26

Количественные характеристики выветривания исходных пород и степени дифференциации метаосадков печенгского комплекса в сравнении с некоторыми метаосадочными образованиями других среднепротерозойских толщ

Серии и комплексы	Дополнительные параметры состава			
	W_1	W_2	d_{cp}	d_{max}
Питкярантско-ятульская серия Северного Приладожья *	+63.00	1.52	8.00	12.00
Ладожская серия Северного Приладожья *	+55.00	0.60	0.80	3.00
Вторая осадочная толща печенгского комплекса	+87.00	0.90	1.70	4.00
Третья осадочная толща печенгского комплекса	+62.00	1.20	0.50	2.20
Четвертая осадочная толща печенгского комплекса	+45.60	1.50	0.55	1.80
Серия оутокумпу, Финляндия **	+35.00	0.40	0.70	-
Ятули Карелии (сегозерская и онежская серии) ***	+99.50	3.30	3.00-10.00	1000.00

* По данным А. А. Предовского, В. П. Петрова и О. А. Беляева (1967).

** По данным Е. Пелтола (Peltola, 1960).

*** По данным различных литературных источников (Доильницына, Инина, 1967, и др.).

материала количество рудогенных элементов в осадках второй толщи резко возрастает. Присутствие примеси вулканогенного материала сказывается также на содержании титана. Приведенные данные подтверждают выводы, сделанные в главе I, а также выводы предыдущих исследователей об условиях формирования второй осадочной толщи.

Третья осадочная толща отличается, с одной стороны, высоким содержанием терригенного гранитоидного материала и обломков нижележащих эфузивных пород, а с другой — присутствием железисто-пелитового цемента, связанного с гидротермальным разложением и выветриванием пород области питания, в связи с чем находятся высокие содержания калия, суммарного железа и довольно значительные концентрации рудогенных элементов (рис. 8, 9, 11). В частности, содержание хрома и никеля в третьей осадочной толще находится в прямой зависимости от количества продуктов разрушения подстилающих их трахибазальтовых метапорfirитов второй вулканогенной толщи и степени их разложения. Наиболее тонкие алевролитовые разности пород, представляющие дельтовые образования, богаты калием и отличаются от других пород этих фаций повышенным содержанием рудогенных элементов (рис. 12). В гравелитах и метапсаммитах дельтовых фаций из-за присутствия

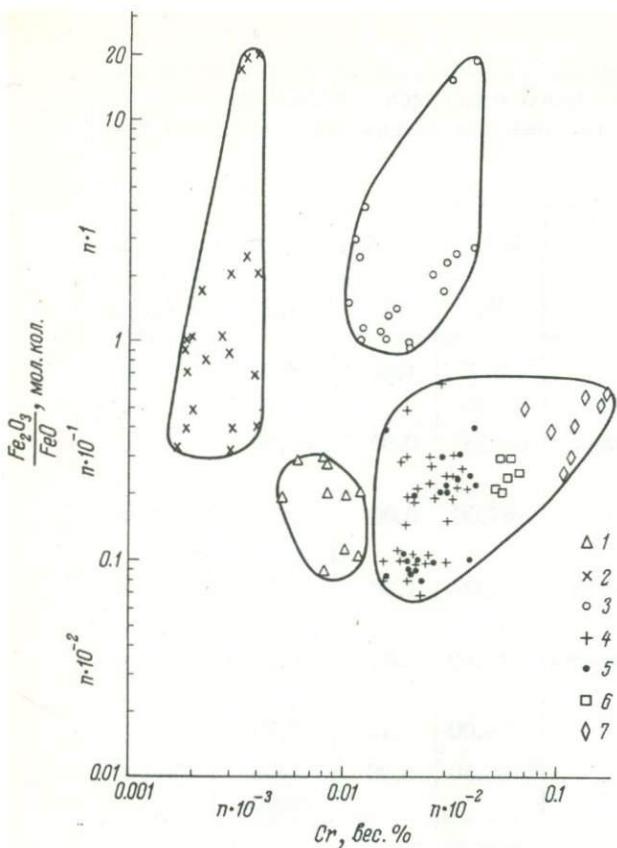


Рис. 9. Соотношение степени окисления железа и содержания хрома в метаосадках северной зоны.

1 – первая осадочная толща; 2 – вторая осадочная толща; 3 – третья осадочная толща; 4 – четвертая осадочная толща; 5 – углеродисто–сульфидные сланцы четвертой толщи; 6 – основные магнезиальные сланцы; 7 – основные магнезиальные метатуфиты.

титана в метаосадках, по-видимому, происходило при размыве богатых рудогенными элементами метатрахибазальтов второй осадочной толщи. Титан метапикритовых сланцев, по-видимому, имеет непосредственное вулканогенное происхождение.

По геохимическим особенностям (рис. 8, 9) породы третьей толщи ближе всего стоят к метаосадкам второй толщи, но превосходят их по содержанию рудогенных элементов. В последнем отношении они ближе к породам четвертой толщи, от которых отличаются высокой степенью окисления железа. С появлением в верхних уровнях разреза туфогенной примеси несколько меняется среда седиментации, что приводит к появлению пирита в доломитах и высокомагнезиальных пикритовых метатуфитах. Необходимо еще раз подчеркнуть специфическую обогащенность толщи калием и рудогенными элементами. Эта важнейшая черта в значительной мере связана с участием в ее составе продуктов выветривания трахибазальтовых лав и туфогенов второй вулканогенной толщи.

железисто–пелитового цемента количество хрома также повышенено. От количества примеси вулканогенного обломочного материала в метаосадках зависит и содержание магния.

Доломиты третьей осадочной толщи выделяются среди других доломитов повышенным содержанием терригенной и вулканогенной примеси и рудогенных элементов, например хрома. Уникален в этом отношении горизонт зеленовато–серых доломитов (группа ИЯ–3), содержащих значительное количество тонкого туфогенного ультраосновного материала, обеспечивающего повышенное содержание в породах рудогенных элементов, особенно хрома и титана. Появление туфогенного материала в самом верхнем уровне разреза приводит к резкому увеличению содержаний магния, хрома, никеля, ванадия (рис. 13) и титана. Основные максимумы содержаний титана приходятся на высокожелезистые отложения русловых и дельтовых фаций. Повышенное содержание титана в основном связано с присутствием в породах рудных минералов – гематита и магнетита. Так, содержание титана в гематитовых оолитах (Ахмедов, 1972а) достигает 3,99%. Накопление

Рис. 10. Распределение рудогенных элементов (Co , Ni , Cr , V , Ti) в основных разновидностях пород метапсаммитовой части разреза второй толщи.

1 - базальные метапелиты; 2 - грубо-зернистые аркозовые метапсаммиты с карбонатным цементом; 3 - гематитсодержащие полевошпат-кварцевые метапсаммиты; 4 - гематитсодержащие метаалевролиты; 5 - гематитовые кварциты.

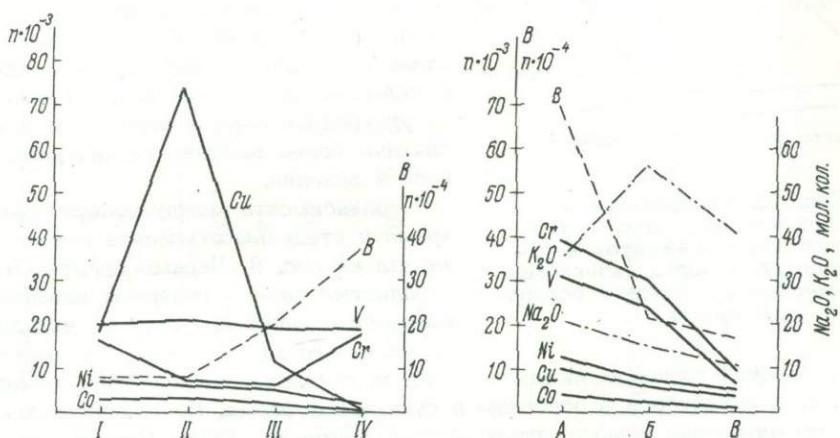
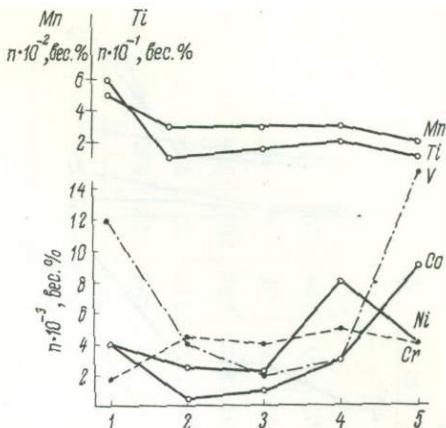


Рис. 11. Распределение окислов натрия, калия, рудогенных элементов и бора в различных уровнях разреза третьей толщи.

I - вторая вулканогенная толща; II - верхние метатратильтопириты; III - метааркозы пачки А третьей осадочной толщи; IV - аркозовые гравелиты и метапсаммиты пачки Б; А - начальная часть пачки Б; Б - средняя часть пачки Б; В - верхняя часть пачки Б третьей осадочной толщи.

Породы четвертой осадочной толщи состоят в основном из материала двух геохимически различных типов: гранитоидного терригенного и основно-го-ультраосновного туфогенного, соотношения между которыми определяют общий химизм метаосадков. Присутствие туфогенного вещества, обилие сульфидов и органического углерода является причиной повышенного содержания рудогенных элементов (рис. 8 и 13). Для нижней метапсаммитовой терригенной пачки А характерно относительно низкое содержание рудогенных элементов. Породы этой пачки располагаются в нижней части поля четвертой осадочной толщи на рис. 8 и в левой части поля на рис. 9. В следующей метапелитовой терригенной пачке Б присутствует повышенное количество сульфидов и углеродистого вещества, что приводит к более высоким содержаниям рудогенных элементов. В третьей метаграуваковой ритмично-слоистой пачке В с появлением примеси туфогенного основного

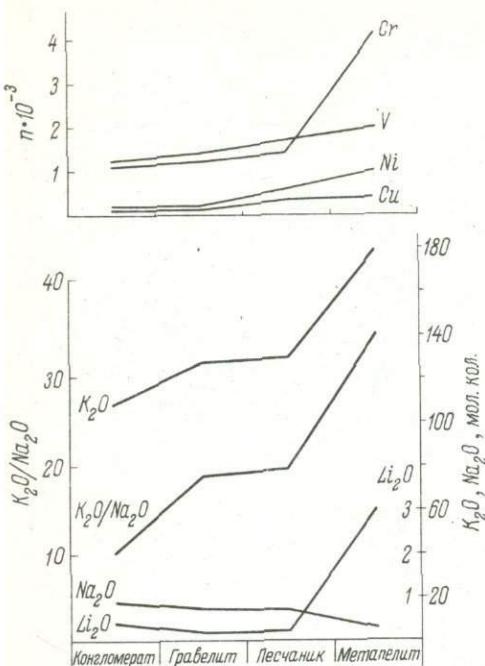


Рис. 12. Распределение окислов натрия, калия, лития и рудогенных элементов в ряду дельтовых пород (конгломерат-метапелит) третьей осадочной толщи.

той осадочной толщи заключают в себе значительное количество суммарного железа, находящегося в основном в сульфидной форме. По содержанию сульфидного материала черные углеродисто-сульфидные сланцы Печенги очень близки к черным сульфидным сланцам района Оутокумпу в Финляндии. На рис. 13 отражен характер распределения рудогенных элементов не только в четвертой осадочной толще, но и в породах осадочных толщ северной зоны синклиниория в целом (Предовский, 1970 б; Федотов, Ахмедов, 1970).

Данные по содержанию и распределению ряда рудогенных и редких элементов были использованы нами при попытке определения палеосолености бассейнов, основываясь на методических разработках многих исследователей (Goldschmidt, Peters, 1932; Degens et al., 1958; Landergren, 1945; Potter et al., 1963; Reynolds, 1965; Walker, 1963). При изучении данного вопроса применительно к печенгским метаосадкам учитывались данные по бору, литию, калию, галлию и ванадию. Для характеристики палеосолености из большого числа единичных проб, взятых по метаосадкам Печенги, метаморфизованным в условиях зеленосланцевой фации, было выбрано 84 пробы первично алевролитовых и пелитовых разностей, не содержащих существенных количеств углеродистого вещества и сульфидов. Из ряда проб каждой толщи выделены тонкие серицитовые и хлорит-серицитовые фракции. Наиболее типичные содержания показаны в табл. 27. Полученные данные нанесены на двойные диаграммы (бор-литий, бор-галлий, бор-ванадий и др.), построенные с использованием большого аналитического материала из литературных источников (Ахмедов, 1971). Здесь приводятся данные по наиболее надежному соотношению кали-бор пересчитанный (Walker, 1963), отраженному на рис. 14.

материала увеличиваются содержания хрома и ванадия, причем в верхней части пачки оно снова снижается вследствие разбавления терригенным материалом. В четвертой и пятой туфогенных пачках Г и Д при появлении ультраосновного туфогенного вещества резко растет содержание хрома и никеля. Максимум их значений приходится на основные магнезиальные (пикритовые) метатуффиты. Содержание никеля и хрома в массивных пикритовых метатуффитах и метатуфобрекчиях приблизительно такое же, как и в пикритовых метапорфиритах. В то же время в основных магнезиальных метапелитах, представляющих разложенный тонкий туфовый материал, содержание никеля и хрома в два раза выше. Количество хрома падает, а никеля растет в уровнях развития черных углеродисто-сульфидных сланцев, богатых серой (до 6–8% вес.). С повышенным количеством органического углерода и серы в черных сланцах связаны более высокие концентрации никеля и ванадия.

Зависимость между содержанием хрома и степенью окисления железа показана на рис. 9. Черные сульфидные углеродистые сланцы содержат повышенные количества закисного железа, никеля и сравнительно мало хрома. Породы четвер-

Таблица 27

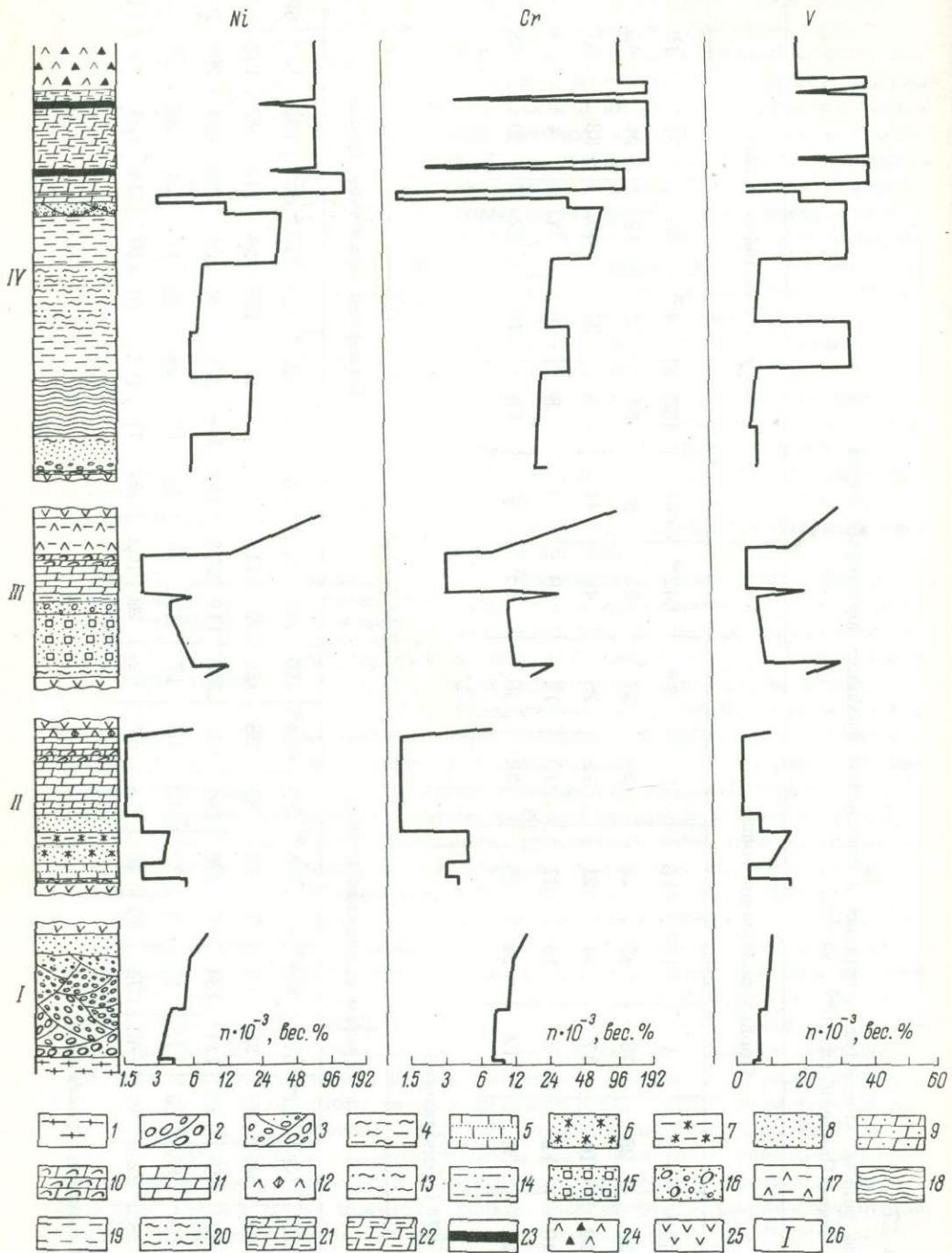
Содержание редких элементов в породах и слюдистых фракциях некоторых пород осадочных толщ Печенги ($n \cdot 10^{-4}$, вес %)

Эле- менты	Первая осадочная толща							Вторая осадочная толща							
	12*	3	4	515*	516	513	5*	642*	641	165	14*	50	21	15	16
B	30	25	18	35	22	26	37	61	50	54	55	18	24	45	36
V	18	16	17	24	21	19	26	49	41	46	37	46	33	57	31
Ga	10	12	8	16	11	12	17	9	7	8	9	4	4	8	5
Li	22	30	12	24	35	38	30	63	50	65	74	22	21	58	42

Таблица 27 (продолжение)

Эле- менты	Третья осадочная толща							Четвертая осадочная толща														
	103	55	52*	109	106*	482	485*	35	484*	107	37	120*	138	112	533*	526	528*	593	183	135	596*	136
B	40	38	60	59	65	70	82	85	88	81	50	114	80	83	120	108	124	110	97	118	126	112
V	82	79	110	111	134	200	176	184	191	206	118	273	186	248	271	194	251	292	163	298	244	171
Ga	10	9	12	15	10	10	18	12	16	17	12	19	12	15	28	22	17	24	28	24	26	20
Li	38	22	41	40	71	80	70	78	87	52	20	102	86	71	103	101	110	114	120	110	118	125

* Слюдистые фракции



На основании полученных данных можно сделать заключение о том, что для выделения пород морского или пресноводного происхождения среди печенгских осадочных толщ наиболее надежны в качестве индикаторов, используемых совместно с калием, бор и литий. Различия в концентрациях бора и лития в пробах и слюдистых фракциях различных метаосадков Печенги свидетельствуют о том, что палеосоленость бассейнов седиментации менялась во времени. Наиболее древние породы — конгломераты первой осадочной толщи — откладывались в зоне пресноводных потоков. Образование второй и третьей осадочных толщ, по-видимому, также происходило в пресноводных бассейнах, причем метаосадки третьей толщи отличаются все же несколько более высокой палеосоленостью бассейна накопления. К периоду формирования четвертой осадочной толщи условия в бассейнах седиментации меняются на солоноватоводные или нормально соленые. Характер палеосолености печенгских метаосадков довольно близок к палеосолености, определенной для филлитов Финляндии.

Метаосадочные породы южной зоны и их сравнение с метаосадками северной зоны

Геохимические особенности метаосадочных пород южной зоны рассматриваются ниже последовательно по толщам, описанным в главе I.

Толща черных сланцев южной зоны, как уже отмечалось, весьма насыщена углеродистым веществом и сульфидами, преимущественно пиритом. Содержание биогенного углерода в отдельных ее горизонтах, например на участке Пороярви, составляет 9–15%. По соотношению петрогенных и рудогенных элементов в составе толщи черных сланцев можно выделить три группы пород: 1) углеродисто-пиритовые метапсаммиты, метаалевролиты и сопровождающие их граувакковые метапелиты; 2) углеродисто-пиритовые субграувакковые и аркозовые метаалевролиты; 3) хемогенные осадки — метасилициты, кристаллические доломиты, известняки, иногда углеродистые или гематитовые.

Для всех перечисленных типов черных сланцев характерны низкие содержания рудогенных элементов. Граувакковые метаосадки по содержанию петрогенных элементов приближаются к углеродисто-сульфидным сланцам четвертой осадочной толщи северной зоны, но уступают им по содержанию рудогенных элементов, а аркозовые и субграувакковые разновидности приближаются к породам нижних осадочных толщ северной зоны (рис. 15, 16). Наиболее низкими содержаниями хрома отличаются углеродистые метасилициты. По содержанию титана черные сланцы южной зоны также значительно

Рис. 13. Характер распределения рудогенных элементов в сводных разрезах осадочных толщ печенгского комплекса.

1 — граниты и гранито-гнейсы фундамента; 2 — валунные конгломераты; 3 — субграувакковые конгломераты и гравелиты; 4 — базальные хлорит-серicitовые метапелиты; 5 — аркозовые метапсаммиты с карбонатным цементом; 6 — гематитовые метапсаммиты; 7 — гематитовые метаалевролиты; 8 — полевошпат-кварцевые метапсаммиты, кварциты; 9 — песчанистые доломиты; 10 — доломиты с органогенными остатками; 11 — доломитовые мраморы; 12 — туфы с обломками доломитов; 13 — кварц-серicitовые метаалевролиты; 14 — кварц-хлоритовые метаалевролиты; 15 — аркозовые метагравелиты; 16 — мелкогалечные кварцевые конгломераты; 17 — метатуфиты; 18 — углеродистые метаалевропелиты с сульфидами; 19 — граувакковые метапсаммиты и алевролиты; 20 — граувакковые и субграувакковые метапсаммиты и алевропелиты; 21 — хлорит-карбонатные магнезиальные сланцы; 22 — основные магнезиальные метатуфиты; 23 — черные углеродистые сланцы с сульфидами; 24 — основные и ультраосновные метатуфы и метатуфобрекчи; 25 — метадиабазы; 26 — номера осадочных толщ.

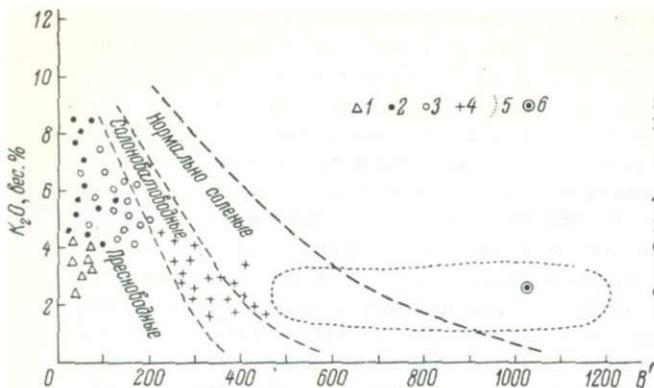


Рис. 14. Диаграмма K_2O - B' для метаосадочных пород Печенги с полями осадков различных зон солености (по литературным данным).

1-4 - породы осадочных толщ Печенги (первой - четвертой); 5 - поле пелагических осадков Тихого океана (Goldberg, 1958); 6 - среднее поле пелагических осадков Тихого океана.

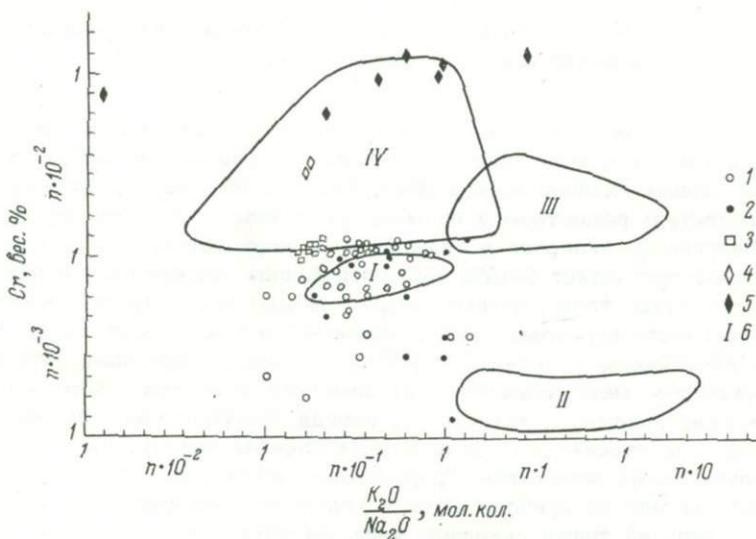


Рис. 15. Состав метаосадочных пород южной зоны в координатах калинатровое отношение - хром.

1 - толща ритмично-слоистых метапсаммитов и сланцев; 2 - толща черных углеродистых сланцев; 3 - толща биотит-плагиоклазовых сланцев; 4 - основные метатуфиты; 5 - толща метапиритов и сланцев; 6 - поля и номера осадочных толщ северной зоны.

отличаются от сходных пород четвертой осадочной толщи северной зоны. Накопление рудогенных элементов в черных сланцах происходило в восстановительной среде (рис. 16) подобно сульфидно-углеродистым сланцам северной зоны. Низкие содержания хрома и никеля связаны с тем, что породы рассматриваемой толщи в значительной мере формировались за счет размыва средних, а не основных пород. Влияние синхронного андезитоидного вулканизма подтверждается и геолого-петрографическими данными.

Породы толщи ритмично-слоистых метапсаммитов и сланцев характеризуются большей однородностью состава. Содержание рудогенных элементов в них в среднем несколько больше, чем в породах толщи черных сланцев. Это связано с примесью основного туфогенного материала. Однако характер

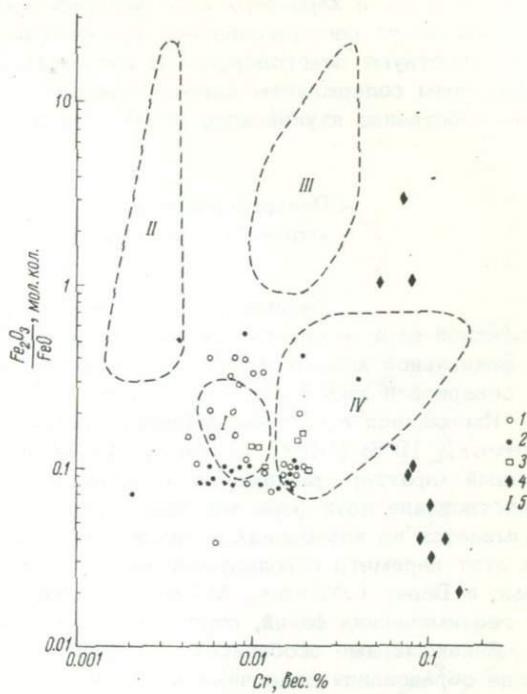
Рис. 16. Состав метаосадочных пород южной зоны в координатах степень окисления железа-хром.

1 - толща ритмично-слоистых метапсаммитов и сланцев; 2 - толща черных углеродистых сланцев; 3 - толща биотит-плагиоклазовых сланцев; 4 - толща метапикритов и сланцев; 5 - поля и номера осадочных толщ северной зоны.

распределения рудогенных элементов в них тот же. По содержанию хрома, отношению K_2O / Na_2O и соотношению закиси-окиси железа они располагаются близко к полям пород первой и четвертой осадочных толщ северной зоны. Количество титана в сланцах также низкое. Наблюдается положительная корреляционная зависимость между титаном и хромом в связи с различным количеством примеси туфогенного вещества. Породы содержат небольшое количество суммарного железа и по соотношению окисного и закисного железа и рудогенных элементов близки к метапсаммитам первой осадочной толщи северной зоны.

Толща метапикритов и сланцев южной зоны выделяется по высокому содержанию рудогенных элементов. Это прежде всего относится к хруму. Между породами толщи наблюдаются различия по степени дифференцированности и седиментационного разложения. Выделяются породы от неразложенных пикритовых метатуфов до основных магнезиальных метапелитов, содержащих значительное количество хрома. Для метапикритовых сланцев южной зоны, сравнительно с северной, характерно более высокое содержание магния и рудогенных элементов. Однако они резко уступают аналогичным породам северной зоны по содержанию титана.

Толща биотит-плагиоклазовых метавулканогенов и сланцев представлена на диаграммах наиболее компактной группой точек. Их отличает отсутствие сортированности туфового материала, заметно повышенная магнезиальность и сравнительно высокие содержания рудогенных элементов. Ранее нами были (Предовский, Ахмедов, Федотов, 1971) уточнены данные предшествующих исследователей по породам рассматриваемой толщи. В частности, было показано, что относящиеся к ней так называемые „конгломераты Пороярви“, или „туфогенные конгломераты Пороярви“, являются типичными метапирокластами с подчиненным количеством метаосадков. Кроме того, было высказано предположение о принадлежности толщи биотит-плагиоклазовых сланцев и метаплагиопорфиритов порьиташского типа к единой супракrustальной ассоциации, венчающей среднепротерозойский разрез Печенги. Полученные нами и группой В. Г. Загородного за прошедшее время геохимические материалы подтверждают это предположение. По совокупности данных



можно считать, что породы южной зоны относятся к более высокому стратиграфическому уровню, чем четвертая вулканогенная толща. В таком случае по составу и характеру ассоциирующих магматических пород толщи южной зоны могут рассматриваться как аналог суйсария в Карелии, в котором также участвуют плагиопорфиры натрового ряда и пикриты с несколько повышенным содержанием натра (Гилярова, 1960) и который формируется после собственно ятулийского этапа развития карелид.

Распределение урана, тория, серы и биогенного углерода в метаосадках печенгского комплекса

Данные по содержанию и распределению урана, тория, сульфидной серы и биогенного углерода, имеющие существенное значение для фациальной характеристики метаосадков, рассматриваются одновременно для северной и южной зон синклиниория.

Имеющиеся в настоящее время данные (Баранов и др., 1956; Adams, Weaver, 1958; Plier, Adams, 1962; Смыслов, 1964) указывают на сложный характер распределения урана и тория в осадочных образованиях. Существование двух форм миграции урана – механической и хемогенной – сказывается на колебаниях величин торий–уранового отношения, в связи с чем этот параметр используется для определения условий осадконакопления. Адамс и Вивер (Adams, Weaver, 1958) выделяют на этом основании ряд геохимических фаций, отличающихся специфическими условиями среды.

Закономерные особенности распределения урана и тория проявились и в ходе образования осадочных пород Печенги. В табл. 28–32 и на рис. 17–19 приведены данные по содержанию урана, тория, калия, органического углерода и сульфидной серы в различных метаосадках печенгского комплекса.

Слабо сортированные породы первой осадочной толщи северной зоны содержат уран и торий в количествах, сравнимых с содержаниями в гранитогнейсах фундамента. Содержание урана несколько повышается только к наиболее мелкообломочным разновидностям конгломератов верхнего уровня. В том же направлении наблюдается тенденция к уменьшению содержания тория. Высокодифференцированные кварцевые породы второй осадочной толщи отличаются значительно меньшими содержаниями урана и тория. Наиболее высокое содержание урана во второй осадочной толще характерно для базальных сланцев. В остальных уровнях разреза не устанавливается сколько-нибудь существенных вариаций в его распределении. Низкие значения урана в металсаммитах и метаалевролитах второй осадочной толщи объясняются, по-видимому, длительным накоплением терригенного материала и выносом урана. Видимо, в связи с этим метаосадки второй толщи северной зоны несколько обогащены торием. Особенно показательны в этом плане красноцветные отложения и косослоистые метапсаммиты прибрежно-мелководных и потоковых фаций, где происходит накопление акцессорных – циркона, монацита, апатита. Примесь хорошо сортированного терригенного материала в доломитах второй осадочной толщи также несколько повышает содержание в них тория.

Терригенный материал третьей осадочной толщи северной зоны обнаруживает повышенное содержание радиактивных элементов. При этом максимальное содержание тория характерно для отложений русловых и дельтовых фаций. В доломитах почти отсутствует примесь терригенного материала, и, как следствие этого, они содержат весьма незначительные количества тория. Содержание урана в третьей осадочной толще довольно низкое. Оно несколько повышается в осадочных образованиях дельтовых и прибрежно-мелководных фаций.

Рис. 17. Состав пород осадочных толщ северной зоны Печенги в координатах торий-урановое отношение-уран.

1 - первая осадочная толща;
 2 - вторая осадочная толща;
 3 - третья осадочная толща;
 4 - четвертая осадочная толща;
 5 - черные углеродисто-сульфидные сланцы; 6 - среднее по карбонатным породам Русской платформы (Баранов и др., 1956); 7 - среднее по глиням Русской платформы (Баранов и др., 1956); 8 - основные магнезиальные метапелиты и метатуфиты; 9 - поле морских сланицев и глин (Pfleiderer, Adams, 1962); 10 - поле потоковых и русловых фаций; 11 - поле прибрежных мелководных фаций; 12 - поле лагунных фаций; 13 - поле мелководных застagnных фаций. Обозначения 10-13 - по Адамсу и Виеверу (Adams, Weaver, 1958).

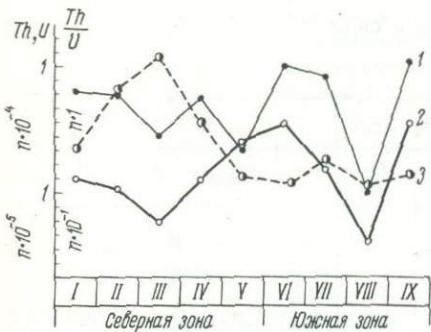
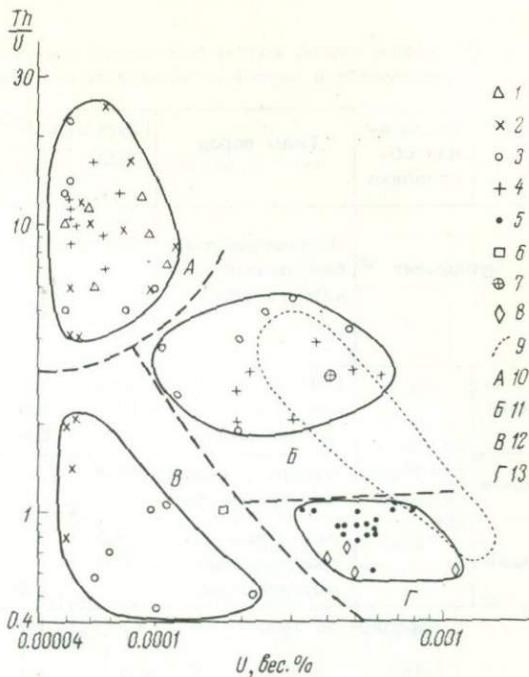


Рис. 18. Распределение тория, урана и вариации торий-уранового отношения в осадочных толщах печенгского комплекса.

Северная зона: I - гранито-гнейсы фундамента; II - первая осадочная толща; III - вторая осадочная толща; IV - третья осадочная толща; V - четвертая осадочная толща. Южная зона: VI - толща черных углеродистых сланцев; VII - толща ритмично-слоистых металлсаммитов и сланцев; VIII - основные магнезиальные метапелиты и сланцы; IX - толща биотит-плагиоклазовых сланцев.

Рис. 19. Распределение урана и биогенного углерода в метаосадочных породах северной и южной зон.

1 - черные сульфидно-углеродистые сланцы четвертой осадочной толщи северной зоны; 2 - ритмично-слоистые граувакковые сланцы с углеродистым веществом, четвертая осадочная толща северной зоны; 3 - ритмично-слоистые металлсаммиты и сланцы южной зоны; 4 - основные магнезиальные сланцы северной зоны; 5 - черные сульфидно-углеродистые сланцы южной зоны.

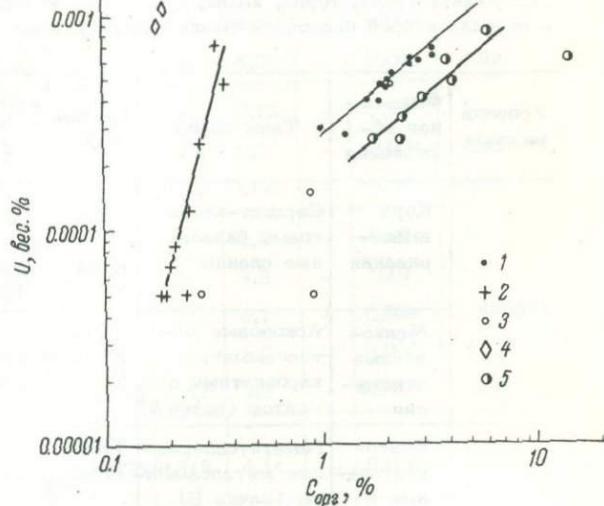


Таблица 28

Содержание урана, тория, калия, биогенного углерода и серы
в породах фундамента и первой осадочной толщи северной зоны

Уровень разреза	Фациальная обстановка	Типы пород	Группы проб	$n \cdot 10^{-4}$, вес.%					Вес. %		$\frac{Th}{U}$		
				U	Th	K	C_{opz}	S					
Фундамент		Плагиограниты, биотитовые гранито-гнейсы	ЛР-1	3.1	14.2	3.6	-	He опр.	4.6				
			ПЯ-11	1.8	4.8	1.6	-	0.020	2.7				
			ПШ-1	1.1	5.7	2.2	-	0.004	5				
			\bar{X}	2.0	8.2	2.5	-	0.008	4.1				
Нижний	Отложения горных потоков	Субграувакковые метагравелиты и метапсаммиты	ЛР-2	1.3	9.9	2.9	-	0.08	7.6				
			ЛР-3	0.5	6.9	3.5	-	0.076	13.8				
			\bar{X}	0.9	8.4	3.2	-	0.078	9.3				
Средний		Субграувакковые метагравелиты	ЛР-4	2	13	2.8	-	0.144	6.5				
Верхний			ЛР-5	3	6	2.6	-	0.036	2				
			ЛР-6	0.5	5	2.9	-	0.260	10				
			\bar{X}	1.75	5.5	2.85	-	0.148	3.1				
Среднее по толще			\bar{X}_I	1.7	8.188	2.73	-	0.069	4.86				

Таблица 29

Содержание урана, тория, калия, биогенного углерода и серы
в породах второй осадочной толщи северной зоны

Уровень разреза	Фациальная обстановка	Типы пород	Группы проб	$n \cdot 10^{-4}$, вес.%					Вес. %		$\frac{Th}{U}$		
				U	Th	K	C_{opz}	S					
Нижний	Кора выветривания	Серицит-хлоритовые базальтные сланцы	TP-1	2	5	5.4	-	He опр.	2.5				
			КР-1	0.5	2	2.7	-	"	4				
Средний	Мелководные отложения	Аркозовые метапсаммиты с карбонатным цементом (пачка А)	TP-2	0.5	3.2	2.1	-	0.004	6.4				
			КР-2	1.4	2.8	2.9	-	0.004	2				
	Континентальные и прибрежные отложения	Гематитсодержащие метапсаммиты (пачка Б)	\bar{X}	0.95	3	2.5	-	0.004	3.1				
			TP-3	0.5	8.0	5.3	-	He опр.	16.0				
Верхний	Потоковые отложения	Светлые полевошпат-кварцевые метапсаммиты (пачка В)	КР-3	0.5	5.7	5.6	-	"	11.4				
			\bar{X}	1.1	4.8	4.35	-	0.008	6.95				
	Лагунные фауны	Песчанистые доломиты, органогенные доломиты (пачка Г)	ТЯ-4	0.5	5.2	1.7	-	0.004	10.0				
			КР-4	2	7	5.8	-	He опр.	3.2				
			КР-5	0.5	8.4	3.3	-	0.004	16.8				
			КР-10	0.5	13	2.1	-	Сл.	26				
			\bar{X}	0.815	8.4	3.22	-	0.004	9.6				
			ТЯ-2	0.5	0.4	0.4	-	0.016	0.8				
			ТЯ-4	0.5	0.8	0.4	-	He опр.	1.6				
			КР-6	0.5	1.0	0.15	-	"	2				
			КР-7	0.5	2	0.4	-	"	4				
			КР-11	0.5	2	0.15	-	"	4				
			КЯ-1	0.5	1.1	0.3	-	0.004	2.2				
			\bar{X}	0.5	1.2	0.3	-	0.01	2.4				
Среднее для терригенной части разреза II осадочной толщи			\bar{X}_{ter}	0.95	5.85	4.05	-	0.0057	6.16				
Среднее по толще			\bar{X}_{II}	0.747	4.3	2.7	-	0.0043	5.73				

Габлица 30

Содержание урана, тория, калия, биогенного углерода и серы
в породах третьей осадочной толщи северной зоны

Уро- вень разреза	Фациаль- ная об- становка	Типы пород	Группы проб	$n \cdot 10^{-4}$, вес., %		Вес. %			$\frac{\text{Th}}{U}$			
				U	Th	K	$C_{\text{орг}}$	S				
Нижний	Потоко- вые рус- ловые фации	Аркоэвовые ме- тапсаммиты (пачка А)	ЛП-2	0,5	5.4	3.2	-	0.008	10.8			
			39	1	5	5.0	-	0.007	5			
			482	1	6	2.6	-	0.009	6			
			ЛП-7	1	6	2.9	-	0.004	6			
			\bar{X}	0.875	5.6	3.42	-	0.007	6.4			
Средний	Дельто- вые фа- ции	Магнетит-ге- матитовые ме- таалевролиты (пачка Б)	ЛП-3	0,5	6.9	3.5	-	0.002	13.8			
			ЛП-6	1	7.4	5.2	-	0.004	7.4			
			\bar{X}	0.75	7.15	4.35	-	0.003	5.7			
		Аркоэвовые ме- тапсаммиты и метагравелиты (пачка Б)	ЛП-4	3.2	17.7	4.6	-	0.008	5.53			
			37	2	8	4.7	-	0.008	4			
			\bar{X}	2.6	12.8	4.65	-	0.008	4.92			
Верх- ний	Лагун- ные фа- ции	Органогенные доломиты (пачка В)	ЛП-13	1	1	0.15	-	0.15	1			
			ИЯ-4	1.2	0.4	0.1	-	0.004	0.33			
			\bar{X}	1.1	0.7	0.175	-	0.077	0.63			
	Прибреж- ные и мелко- водные фации	Карбонатно- сплоистые маг- незиальные сланцы (пачка Г)	ЛП-10	1.0	5	1.0	-	0.08	5			
			ЛП-14	6	5	4.3	-	0.07	0.83			
			ИЯ-1	2	2	3.1	-	0.008	1			
			ИЯ-3	0.5	2	1.6	-	0.004	4			
			\bar{X}	2.725	3.5	2.5	-	0.0405	1.25			
Среднее для терригенной части разреза				$\bar{X}_{\text{тер}}$	1.575	8.516	4.14	-	0.006	5.1		
Среднее по толще				X_{III}	1.702	5.95	3.019	-	0.0271	3.5		

Таблица 31

Содержание урана, тория, калия, биогенного углерода и серы в фациальных разновидностях пород четвертой осадочной толщи северной зоны

Уровень разреза	Фациальная обстановка	Типы пород	Группы проб	$n \cdot 10^{-4}$ вес %		вес. %			$\frac{Tb}{U}$
				U	Tb	K	$C_{орг.}$	S	
Нижний	Зона выветривания и перемыча	Базальные метапелиты, алевролитовые сланцы с углеродистым веществом (пачка А)	ЛМ-1	6.8	7	2.8	0.24	0.35	1
			HP-1	8	8	2.9	0.51	0.23	1
			HP-2	7	9	4.6	0.67	0.05	1.3
			\bar{X}	7.3	8	3.4	0.47	0.21	1.1
			ЛМ-2	0.5	4.3	1.3	0.19	0.71	8.6
	Потоковые и прибрежные фации	Метагравелиты, метапаласситы с углеродистым веществом (пачка А)	ЛМ-4	0.5	6.5	2.3	0.26	0.21	13
			КП-1	0.5	6.0	2.7	0.23	0.04	12
			КП-2	0.5	5.7	2.1	0.24	0.31	11.4
			КП-3	0.5	50	1.4	0.28	0.22	10
			HP-3	1	5	0.6		1.16	5
Средний	Мелководно-морские фации	Граувакковые алевролитовые метапаласситы, метаалевролиты с углеродистым веществом (пачка Б)	ПГ-1	1	5.8	1.7	0.73	0.68	5.8
			\bar{X}	0.64	5.5	1.7	0.31	0.48	8.6
			ЛМ-5	3	7	2.4	0.83	0.33	2.3
			ЛМ-3	2.5	4.9	2.2	0.28	0.24	1.96
			ПГ-3	2.1	5.7	2.6	0.81	1.92	2.7
	Застойные фации открытых бассейнов	Граувакковые метапаласситы (пачка Б)	ПГ-12	6.4	18.4	5.7	3.42	3.95	2.9
			ОР-24	5.0	15.5	2.5		5.32	3.1
			ОР-33	3.2	4.0	1.5		3.42	1.2
			НР-7	2	5	1.2		1.24	2.5
			КП-4	4.2	5.4	0.4	1.94	0.10	1.3
Верхний		Основные магнезиальные карбонат-хлоритовые сланцы с прослоями углеродистых сланцев (пачки Г и Д)	\bar{X}	3.55	8.2	2.3	1.43	1.79	2.2
			ЛМ-6	3.8	3.9	1.1	0.16	0.12	1
			ПГ-7	6.1	4.8	3.0	2.2	4.10	0.8
			ОР-2	4.4	3.9	0.8	1.97	4.47	0.9
	Доломиты (пачка Д)		ОР-3	4.4	3.8	1.2	2.10	2.47	0.9
			ОР-4	6.1	3.7	1.4	3.04	7.88	0.6
			ОР-8	5.7	4.8	1.8	2.62	4.68	0.84
			ОР-30	5.8	4.6	2.3	2.60	4.68	0.8
			ОР-17	4.5	3.6	1.3	2.10	2.52	0.8
			ОР-19	5.2	4.5	1.2	2.18	3.40	0.9
			\bar{X}	5.1	4.84	1.56	2.91	3.80	0.95
Среднее по толще			\bar{X}_{IV}	4.7	5.0	1.7	1.35	1.52	1.1

Таблица 32

Содержание урана, тория, калия, биогенного углерода и серы в метаосадочных породах южной зоны

Фаци- альна- я обст- ановка	Типы пород	Группы проб	$\pi \cdot 10^{-4}$, вес. %		Вес, %			$\frac{\text{Th}}{\text{U}}$
			U	Th	K	C_{org}	S	
Морские мелководные отложения	Толща черных сланцев	ЮП-23	5	4	1.5	2.18	1.57	0.8
		ЮП-24	6	3	0.3	1.12	0.56	0.5
		ЮП-26	6	12	3.0	1.10	0.005	2
		ЮП-28	6	15	1.9	0.92	0.01	3
		ЮП-30	4	13	2.4	1.08	0.12	3.25
		ЮП-31	8	15	4.9	0.98	0.17	2.5
		ПЯ-1	6	8	1.8	15.15	2.712	1.3
		X	5.86	10	2.26	3.25	0.74	1.7
	Толща ритмично-слоистых метапсаммитов и сланцев	ЮП-14	1	2	0.15	-	0.04	2
		ЮП-15	0.5	3	0.15	-	0.01	6
		ЮП-16	3	5	1.1	-	0.03	1.6
		ЮП-17	2	7	1.1	-	0.06	3.5
		ЮП-20	4	10	2.2	-	0.03	2.5
		ЮП-22	3	9	2.7	-	0.08	3
		ПЯ-4	3.0	11.0	2.7	-	0.48	3.66
		ПЯ-6	2	13	1.8	-	0.048	6
		ПЯ-7	2	16	4.6	-	0.036	8
		ПЯ-8	0.5	11.3	2.4	-	0.012	22.6
		ПЯ-9	3.6	7.8	2.1	-	0.36	2.1
		КС-2	4	12	2.2	-	0.005	3
		КС-3	5	11	3.1	-	0.02	2.2
		КС-4	5	11	2.1	-	0.005	2.2
		X	2.76	3.22	2.03	-	0.0087	3.4
Фундамент	Толща пикритовых метатуфогенов и метаосадков	ПЯ-16	0.5	1.0	1.0	-	0.04	1
		ПЯ-18	0.5	1	0.15	-	0.005	2
		ПЯ-19	1	1	0.15	-	0.04	1
		X	0.67	1	0.433	-	0.028	1.5
	Толща биотит-плагиоклазовых сланцев (метавулканогенов и метаосадков)	ПЯ-23	6	13	0.7	0.36	0.02	2.17
		ПЯ-24	6	15	1.3	-	0.06	2.5
		X	6	14	1.0	0.36	0.04	2.3
	Среднее по южной зоне	X _{южн}	3.1	6.7	1.5	-	0.21	2.2
	Биотит-мусковитовые гнейсы и сланцы	ЮП-1	0.5	15	2.8	-	0.005	30
		ЮП-8	0.5	10	3.3	-	0.04	2.0
		КС-1	2.4	11.0	2.6	-	0.02	4.6
		X	1.13	12	2.33	-	0.03	10.6

Содержание урана, тория и калия в породах четвертой осадочной толщи северной зоны, по-видимому, зависит от количества терригенного гранитоидного материала, влияния продуктов основного вулканизма и количества биогенного углерода в метаосадках. Базальные сланцы содержат повышенные фоновые количества урана и тория. Породы пачки А четвертой осадочной толщи, представленные метагравелитами, конгломератами и металпсаммитами потоковых и прибрежных фаций, содержат одинаково низкие количества урана и значительно более высокие — тория. Примерно в одинаковых количествах торий и уран содержатся в ритмично переслаивающихся металпсаммитах и метаалевролитах мелководно-морских фаций пачек Б и В. Заметно отличаются от остальных пород черные сульфидно-углеродистые сланцы. Для них характерны относительно высокие концентрации урана и ничтожные содержания тория. Связь между накоплением урана и органического углерода в метаосадочных породах Печенги отражена на рис. 19.

Приближенные средние содержания урана и тория в метаосадочных толщах Печенги отражены также на рис. 18.

В целом вариации торий-уранового отношения в профиле метаосадочных толщ печенгского комплекса хорошо отражают состояние и степень дифференцированности обломочного материала. В заключение следует отметить определенную корреляцию содержаний сульфидной серы, биогенного углерода и урана, что подтверждает седиментогенный механизм их накопления, свойственный и осадкам фанерозоя (Сидоренко и др., 1971).

Металлогенические особенности метаосадков печенгского комплекса

При геолого-геохимических исследованиях метаосадочных пород печенгского комплекса были установлены некоторые металлогенические особенности, имеющие практическую ценность. К таким особенностям пород северной зоны синклиниория относятся повышенные концентрации железа (третья и вторая осадочные толщи), золота (вторая толща) и сульфидной серы, имеющей связь с продуктивностью метаморфогенно-гидротермального процесса формирования медно-никелевых руд (четвертая толща).

Железо. Наиболее высокие содержания суммарного железа приходятся на аркозовые породы пачек А, Б, В третьей осадочной толщи северной зоны, достигающие суммарной мощности 150 м и содержащие железо в виде гематита и магнетита. Среднее содержание суммарного железа для пород этих горизонтов достигает 15–20%. Наиболее богаты гематитом и магнетитом тонкослоистые фиолетовые магнетит–гематитовые метаалевролиты мощностью до 15 м (группа проб ЛП-3) и широко распространенные магнетит–гематитовые аркозовые метагравелиты, грубозернистые металпсаммиты и расположенные среди них линзы оолит–гематитовых аркозовых метагравелитов с обломками кремней и яшм. Как уже отмечалось, мощность линз, определенная по обнажениям, достигает 1,5 м. Длина по простирианию превышает 20 м. Располагаясь среди пород, содержащих 15–20% окислов железа, рудоносные метагравелиты и металпсаммиты отличаются еще более высокими содержаниями окисного железа (табл. 33). Высокая концентрация железа, отсутствие серы в оолитах, метагравелитах и металпсаммитах позволяют сравнивать их с высококачественными рудами. Гематитовые породы распространены на всем протяжении третьей осадочной толщи и в обнажениях прослеживаются вдоль ручья Пику–Коласйоки, оз. Лучломполо и дальше к востоку. Гематитовые оолиты встречены также в обнажении гематитовых аркозовых гравелитов участка Иллепинъярви (группа ИЯ-2). В верхних частях разреза третьей осадочной толщи, в 2,8 км к западу от оз. Лучломполо,

встречены магнетитовые субаркозовые металсаммиты и метаалевролиты (группа ЛП-16), содержащие большое количество тонкокристаллического магнетита. Мощность магнетитовых металсаммитов в этой части разреза достигает 20–26 м.

Присутствие в составе третьей осадочной толщи пород русловых и дельтовых фаций, представленных же-лезистыми аркозовыми метагравелитами, металсаммитами и метаалевролитами, а также наличие гематитовых оолитов и красных гематит-содержащих яшм во всех уровнях разреза и присутствие железистых метатуффитов в его низах позволяют рассматривать третью осадочную толщу в качестве типичного представителя вулканогенно-терригенной осадочной железисто-кремнистой формации. Гематитсодержащие образования третьей осадочной толщи можно считать потенциально рудоносными и рекомендовать проведение поисковых буровых работ в зоне их распространения.

Высокожелезистые гематитовые кварциты были встречены в составе пород второй осадочной толщи (проба ТР-5). На правом и левом берегах р. Печениги среди металсаммитовой части разреза толщи, представленной гематитсодержащими кварцитами и метаалевролитами, в двух обнажениях обнаружены тонкозернистые косослоистые кварциты, содержащие до 50% гематита. Мощность сплошных гематитовых кварцитов составляет 0,5–1,2 м. Рудопроявления, найденные во второй толще, менее перспективны, однако их существование необходимо иметь в виду при проведении поисковых работ на железо.

Золото. При геолого-геохимических исследованиях в 1967–1969 гг. были выявлены и опробованы лиритоносные кварцевые метагравелиты пачки В второй осадочной толщи (Ахмедов и др., 1972). При проведении анализов в лаборатории геохимии Кольского филиала АН СССР Б. В. Гавриленко в одной из проб было обнаружено высокое содержание золота. Контрольные

Таблица 33
Химический состав и элементы-примеси гематитовых оолитов и оолит-гематитовых аркозовых гравелитов третьей осадочной толщи

Породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	H ₂ O ⁺	Σ	S	Cu	Ni	Cr	V	Co
Гематитовые оолиты	15.97	3.28	3.99	71.86	2.05	0.00	0.64	1.47	0.08	0.02	0.72	100.08	—	0.002	0.010	0.009	0.095	—
Аркозовые метагравелиты с гематитовыми оолитами	Не	Не	2.33	50.54	6.94	0.46	Не	2.39	0.08	Не	Не	—	—	0.006	0.011	0.012	0.046	0.003

Таблица 34

Содержание (вес %) серы и биогенного углерода в черных углеродисто-сульфидных сланцах четвертой осадочной толщи

Положение в разрезе четвертой толщи	Восточная часть северной зоны (участок Ламмас)			Центральная часть северной зоны (участки Пильгуйярви, Кирджилор)			Западная часть северной зоны (участки Семилетка, Котсельваара, Каммикиви)		
	группы проб	S	C _{орг}	группы проб	S	C _{орг}	группы проб	S	C _{орг}
Верхние уровни разреза	ЛМ-7	0.56	1.95	ПГ-7	4.10	2.20	OP-30	4.34	2.60
	ЛМ-6	0.12	0.26	ПГ-12	3.95	3.42	OP-24	5.32	-
				ПГ-11	2.89	-	OP-23	5.02	-
				3100	3.95	3.08	OP-15	7.24	3.81
Средние уровни разреза	ЛМ-5	0.83	0.33	ПГ-9	2.33	1.27	OP-13	3.40	-
	ЛМ-4	0.26	0.21	ПГ-3	1.92	0.81	OP-10	3.58	1.69
							OP-9	4.56	-
							OP-8	4.68	2.62
							OP-2	4.47	1.97
Нижние уровни разреза	ЛМ-3	0.24	0.28	ПГ-1	0.68	0.73			
				КП-2	0.31	0.84			
Среднее для черных сланцев		0.40	0.51		2.53	1.78		5.24	2.85

пробы и анализы подтвердили высокое содержание золота, но показали значительную неоднородность его распределения. Последняя, вероятно, связана с наложенными метаморфогенно-гидротермальными изменениями, выраженными в развитии прожилков кварц-серпентитового состава. Размеры опробованной золотоносной линзы невелики, однако генетические особенности вмещающих метаосадочных пород и достаточно широкое распространение на Печенге синхронных образований позволяют указанную находку рассматривать в качестве серьезного поискового признака.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные о повышенных фоновых содержаниях золота в конгломератах верхней части первой осадочной толщи печенгского комплекса ($27\text{--}60 \cdot 10^{-7}\%$), гравелитах второй осадочной толщи, базальных сланцах третьей осадочной толщи ($94 \cdot 10^{-7}\%$), сульфидно-углеродистых сланцах четвертой толщи южной зоны синклиниория ($13\text{--}37 \cdot 10^{-7}\%$) указывают на необходимость проверки на золотоносность всей совокупности метаосадочных образований Печенги. Охарактеризованные данные, по-видимому, должны быть учтены при поисково-съемочных работах в пределах среднепротерозойского пояса Имандра-Варзуга-Поной-Качковка.

Сульфидная сера. Интрузии никеленосных пород размещены по всему простианию продуктивной толщи северной зоны. В то же время для центральной и восточной частей рудного поля характерны в основном бедные руды, тогда как в западной части чаще встречаются богатые руды (Горбунов, 1968). Среди причин, определяющих такое положение, по-видимому, важную роль играет первичное распределение серы в осадках, вмещающих никеленосные интрузии (Предовский, 1970б), и прежде всего в черных углеродисто-сульфидных сланцах. Помимо повышенных концентраций серы для углеродисто-сульфидных сланцев типично высокое содержание биогенного углерода. Эти сланцы являются одними из самых распространенных метаосадочных пород продуктивной толщи. При их изучении оказалось, что содержание органического углерода и серы в них значительно варьирует. Рост содержания органического углерода происходит как вверх по разрезу четвертой осадочной толщи, так и по простианию ее в северной зоне с востока на запад. В этом направлении также увеличивается доля черных углеродисто-сульфидных сланцев в разрезах продуктивной толщи. Углеродисто-сульфидные сланцы участка Ламмас в нижней части разреза представлены очень маломощными (10–30 см) прослоями с низкими содержаниями серы и органического углерода (табл. 34).

В южной зоне синклиниория также наблюдается рост содержаний биогенного углерода и серы по простианию толщ с черными сланцами с востока на запад. В черных сланцах р. Печенги, содержащих пирит, присутствует в среднем до 1.5% серы и до 2% углерода. Далее к западу количество пиритоносных сланцев и их мощности быстро увеличиваются. Количество серы на участке Порыташ-оз. Капля достигает 3–4 %. В западной части южной зоны (участок Пороярви) черные углеродистые сланцы отличаются весьма высокими показателями по сере (6.12 % – проба 552) и биогенному углероду (14.71 % – группа ПЯ-1). В зоне распространения черных углеродистых сланцев западного берега оз. Пороярви нами были встречены горизонты сплошной пирротиновой минерализации мощностью до 1.5 м.

Глава III

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА И ОСНОВНЫЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВУЛКАНИТОВ ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА

Петрологические типы и эволюция метавулканитов северной зоны

На основании приведенного выше фактического материала намечаются некоторые геохимические закономерности среднепротерозойского вулканализма Печенги и выделяются основные петрологические типы вулканитов. Часть выводов является подтверждением взглядов предыдущих исследователей. Например, суждения об общем росте основности вулканитов вверх по разрезу, о причинах появления кислых пород, о принадлежности пород нижней половины второй вулканогенной толщи к щелочному ряду эволюции, в той или иной мере рассматривавшиеся в работах В. Г. Загородного и др. (1964) и Д. Д. Мирской (1966).

В связи с повсеместным проявлением регионального метаморфизма вулканитов нами было предпринято специальное исследование (Федотов, Предовский, 1970), показавшее, что в интервале фаций от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой содержание породообразующих и рудогенных элементов в метавулканитах практически не изменяется. Исключение составляют весьма неравномерно распределенная двуокись углерода и вода, содержание которой меняется обратно пропорционально степени метаморфизма.

Для выявления объективных различий или элементов сходства отдельных разновидностей метавулканитов и вулканогенных толщ в целом, были использованы специальные методы статистического изучения распределения малых элементов (меди, никеля, кобальта, хрома, ванадия, бора, свинца, скандия, цинка, стронция, галлия, олова, марганца, титана). Эти результаты частично используются при дальнейшем изложении и полностью освещены в работе Ж. А. Федотова, А. А. Предовского (1970).

В числе других нами используется построенная Ж. А. Федотовым (1971) диаграмма, характеризующая состав вулканитов по трем нормативным параметрам — составам плагиоклаза и пироксена и соотношению плагиоклаза и пироксена.

Химизм метавулканитов Печенги обнаруживает большую изменчивость по разрезу, чем по простиранию толщ. Характер изменения содержания главных породообразующих элементов на примере детального разреза участка Центральной уже рассматривался нами в отдельной статье (Предовский, Жангуров, Федотов, 1971). По распределению большинства элементов, а также и по средним содержаниям некоторых из них в общем разрезе выделяются две крупные разновидности вулканогенных толщ. В первой из них содержание главных породообразующих элементов изменяется слабо и незакономерно. Таких толщ в разрезе печенгского комплекса четыре (первая, верхняя часть второй, третья и четвертая). Доминирующими породами в них являются диабазы или метадиабазы, поэтому мы их будем называть диабазовыми. Другая разновидность характеризуется закономерным и существенным изменением содержаний почти всех главных элементов в разрезе. В печенгском комплексе она представлена только одной толщей (нижняя часть второй толщи), сложенной трахибазальтовыми метапорфиритами и кварцевыми метатальбитофиритами. В дальнейшем изложении эта толща будет называться трахипорфиритовой.

Взаимосвязанные вариации содержания разных элементов иллюстрируются диаграммами состава. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 20) выделены поля четырех диабазовых толщ, поле трахипорфиритовой толщи и отдельно расположенные поля кварцсодержащих метавулканитов (плагиопорфиритов, порфиров и альбитофиров) и метапикритов из разных толщ. Поле трахипорфиритовой толщи показано контуром в форме восьмерки. Нижняя половина восьмерки объединяет фигуративные точки меланократовых метапорфиритов, а верхняя — точки метамуджиеритов. Для основных пород большое значение имеет коэффициент железистости (Соболев, 1936; Osborn, 1959). Химизм изученных метавулканитов характеризуется вариациями содержаний и других породообразующих и малых элементов. Поэтому их состав анализировался с помощью ряда двойных диаграмм. Главные из них $\text{SiO}_2 - \text{F}$ где

$$F = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100, \text{ и } F - \text{TiO}_2 \text{ (рис. 21 и 22). Обращает на себя}$$

внимание сходство взаимного расположения полей метавулканитов на разных диаграммах. Ведущим композиционным направлением всех диаграмм является ось, проходящая через максимально удаленные поля кислых и ультраосновных пород. При этом поля диабазовых вулканогенных толщ ориентированы под прямым углом к оси. Поле трахипорфиритовой толщи на многих диаграммах имеет промежуточную ориентировку между направлением вытянутости полей диабазов и ведущим композиционным направлением.

Намечающиеся вариации химизма вулканитов в принципе отвечают трем общеизвестным главным путям эволюции магматических расплавов: 1) пути эволюции Боуэна, 2) пути Феннера и 3) пути, ведущему к накоплению щелочей на конечных стадиях развития. Различия направлений эволюции вулканитов можно точнее отразить воспользовавшись представлениями Н. Л. Боуэна о реакционном принципе эволюции изверженных пород (Боуэн, 1934). В основных изверженных породах алюмосиликатный реакционный ряд представлен плагиоклазами, а железно-магнезиальный — пироксенами. Характеристика состава основной изверженной породы в общих чертах может быть выражена тремя параметрами: номером плагиоклаза N , показывающим долю аортитовой составляющей в изоморфном ряду плагиоклазов; коэффициентом относительной железистости F , показывающим положение пироксена и вообще темноцветной составляющей породы в железо-магнезиальном реакционном ряду минералов и, наконец, соотношением P — пироксена и плагиоклаза. В рассматриваемом аспекте „боуэновское“ направление эволюции химизма метавулканитов Печенги характеризуется существенным изменением параметра P при относительно меньшей изменчивости параметров N и F . Существенное изменение F при относительном постоянстве P характеризует вариации.

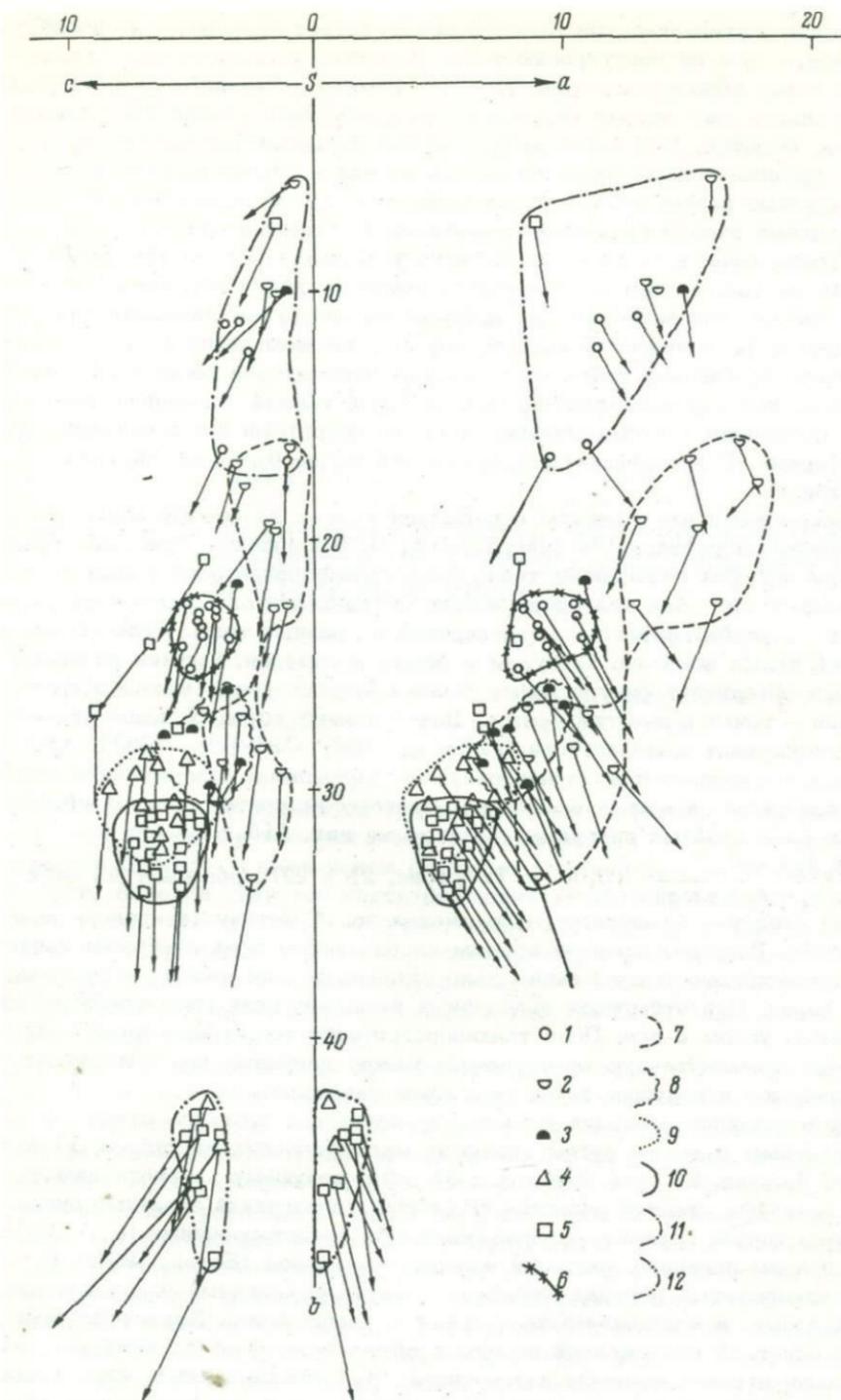


Рис. 20. Диаграмма А. Н. Заварицкого для метавулканитов северной зоны синклиниория.

1, 2, 3, 4, 5 – породы первой (1), нижней (2) и верхней (3) половины второй, третьей (4) и четвертой (5) вулканогенных толщ; 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12 – контуры фигуративных полей метадиабазов первой (6), второй (8), третьей (9), четвертой (10), меланократовых трахибазальтовых метапорфиритов и метамуджиеритов второй толщи (7), кварцодержащих метапорфиритов, метапорфиров и метаальбитофиров (11) и метапикритов (12).

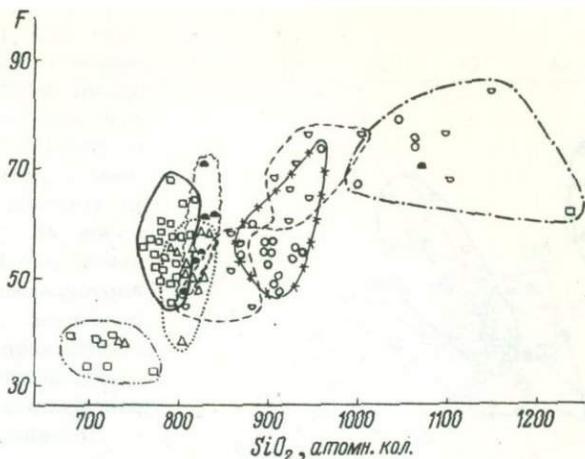


Рис. 21. Диаграмма содержание кремнекислоты – коэффициент железистости для метавулканитов северной зоны синклиниория.

Условные обозначения те же, что и на рис. 20.

состава диабазовых метавулканитов внутри каждой толщи. Эволюция химизма пород трахипорфировой толщи отличается изменением всех трех параметров. Параметры N, F и P являются нормативными, так как вычисляются по химическому составу пород. Расчет параметров выполняется исходя или из атомных количеств элементов:

$$N = \frac{Al - Na - K}{Al + Na + K} \cdot 100 \quad - \text{для нормальных пород,}$$

$$N = \frac{Ca}{Na + K + Ca} \cdot 100 \quad - \text{для пересыщенных алюминием пород,}$$

$$F = \frac{Fe^2 + Fe^3}{Fe^2 + Fe^3 + Mg} \cdot 100 \quad - \text{для различных пород,}$$

$$P = \frac{Fe^2 + Fe^3 + Mg}{Fe^2 + Fe^3 + Mg + Al + Na + K} \cdot 100 \quad - \text{для нормальных пород.}$$

$$P = \frac{(Fe^2 + Fe^3 + Mg) \cdot 100}{Fe^2 + Fe^3 + Mg + 2Na + 2K + 2Ca} \quad - \text{для пересыщенных алюминием пород,}$$

или из числовых характеристик А. Н. Заварицкого:

$$N = \frac{c \cdot 100}{a + c}, \quad F = \frac{f' \cdot 100}{m' + f'}, \quad P = \frac{\frac{1}{2} b \cdot 100}{a + c + \frac{1}{2} b}.$$

Анализ химизма печенгских вулканитов в параметрах N, F и P производился с помощью тетраэдрической диаграммы, изображающей силикатную систему альбит–анортит–диопсид–геденбергит (Соболев, 1936). Частная тройная силикатная система альбит–анортит–диопсид изучена экспериментально Н. Л. Боузном (1915 г.), который установил наличие в этой системе котектической линии сосуществования диопсида и переменного по составу плагиоклаза, обладающих минимальными температурами кристаллизации. В. С. Соболев пришел к выводу, что в четверной системе взаимоотношения между пироксеном и плагиоклазом также носят котектический характер. Система Ab – An – Di – Hd состоит из двух самостоятельных объемов – объема первичной кристаллизации плагиоклаза и объема первичной кристаллизации пироксена с пограничной котектической поверхностью одновременной кристаллизации

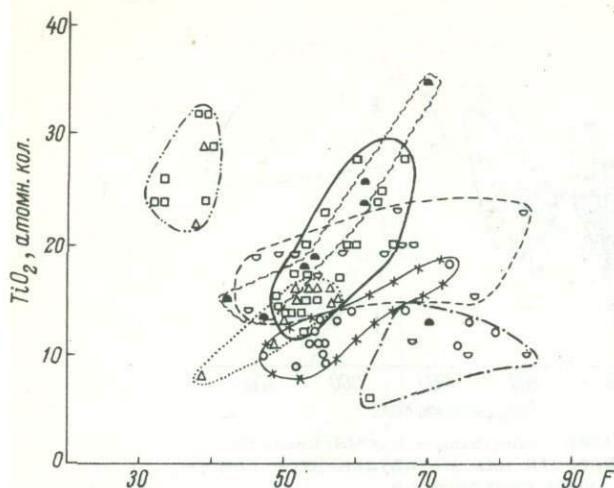


Рис. 22. Диаграмма коэффициент жедезистости—содержание TiO_2 для вулканитов северной зоны.

Условные обозначения те же, что и на рис. 20.

тетраэдр $Ab - An - Di - Hd$ представлен на рис. 23. Параметр N откладывается на ребре плагиоклазов, параметр F — на ребре пироксенов, а параметр P — по изолиниям P_k , делящим проекцию тетраэдра на равные площади параллельно базальным ребрам. Для удобства пользования тетраэдром изолинии N и F спроектированы на котектическую плоскость. Зная параметры N и F на тетраэdre, по изолиниям P_k можно найти значение P для состава с заданными N и F и теоретически лежащего на котектической плоскости. Разность $\Delta P = P - P_k$ характеризует исследуемую породу по положению ее фигуративной точки относительно котектической плоскости. Положительные значения ΔP характеризуют составы, попадающие в объем первичной кристаллизации пироксена, отрицательные — плагиоклаза. Положение котектической плоскости в тетраэдре определено по трем точкам. Две из них — эвтектика диопсид-анортит (42% анортита, $t_{пл} = 1270^\circ C$) и диопсид-альбит (97% альбита, $t_{пл} = 1085^\circ C$) — изучены экспериментально (Берч и др., 1949). Третья точка — эвтектика анортит-геденбергит — определена методом экстраполяции по температуре плавления геденбергита ($1208^\circ C$). Для проверки положения котектической плоскости на диаграмме были рассчитаны параметры N , F и P для 12 образцов различных базальтов, результаты экспериментального плавления которых при атмосферном давлении приведены в работе Г. С. Йодера и К. Э. Тилли (1965). Определения фаз первичной кристаллизации по химизму пород с помощью диаграммы и по экспериментальным данным совпали для большинства образцов.

Представление о расположении фигуративных точек и полей вулканитов Печенги относительно плоскости котектики дает рис. 24. По существу на рисунке представлена проекция тетраэдра $Ab - An - Di - Hd$, на которой плоскость котектики перпендикулярна плоскости чертежа и ее проекция на рисунке представлена в виде горизонтальной линии, вдоль которой отложены значения F . По вертикальной оси отложены значения P . Фигуративное поле диабазов всех вулканогенных толщ вытянуто на рисунке вдоль котектической линии. Такое же положение относительно котектики занимают породы траповых формаций мира и формаций диабазовых даек, развитых на устойчивых

двух минералов при минимальных температурах расплава. За основу диаграммы при построении нами приняты два противоположных взаимно перпендикулярных ребра тетраэдра: ребро плагиоклазов $Ab - An$ и ребро пироксенов $Di - Hd$. Плоскости, пересекающие тетраэдр параллельно этим ребрам, являются плоскостями разных соотношений пироксена и плагиоклаза.

Проекция тетраэдра выбрана так, чтобы плоскости равных соотношений пироксена и плагиоклаза проектировались на чертеже в линии и проекция котектической поверхности занимала максимальную площадь. Для упрощения котектическую поверхность пришлось принять за плоскость. В общем виде

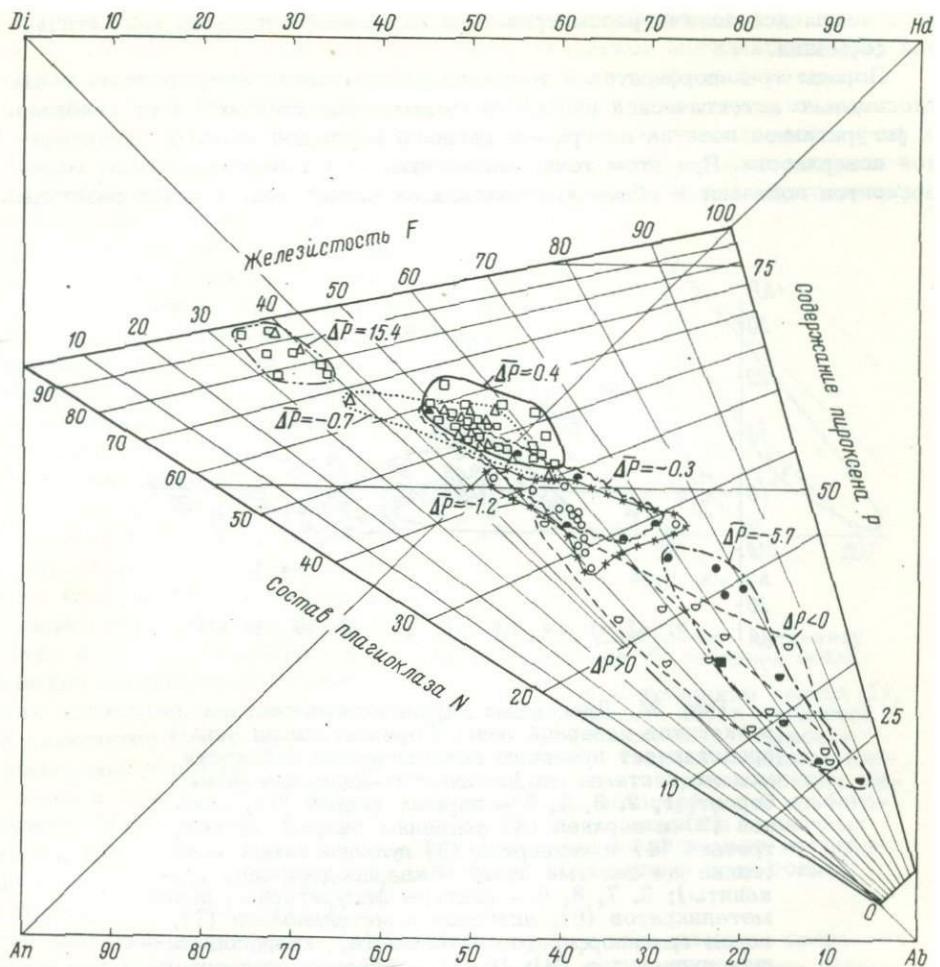


Рис. 23. Схематическая тетраэдрическая модель силикатной системы альбит-анортит-диопсид-геденбергит. Фигуративные точки нормативного состава метавулканитов северной зоны в проекции на котектическую плоскость.

Условные обозначения те же, что и на рис. 20; кварцодержащие метапорфиры, метапорфы и метеальбитофирмы показаны залитыми значениями соответствующих вулканогенных толщ (из-за перекрытия их полем метавулканитов трахипорфировой толщи).

участках земной коры. Отмеченные В. С. Соболевым (1936) характерные особенности траловой формации – однообразие состава при колоссальных масштабах вулканической и интрузивной деятельности, горизонтальное или близкое к нему залегание, характерное изменение железистости пород в процессе дифференциации при неизменности состава их полевошпатовой составляющей, преобладание различных вариантов ойтовой структуры – типичны для диабазовых толщ Печенги. Различия в химизме метадиабазов отдельных вулканогенных толщ в системе $Ab-An-Di-Hd$ лучше всего видны в плоскости котектики (рис. 23). На рис. 23 видно, что в пределах одной толщи изменяется преимущественно железистость, в то время как разные толщи отличаются главным образом по составу полевошпатовой части породы.

С учетом данных Ю. А. Кузнецова (1964), каждая диабазовая толща печенгского комплекса должна рассматриваться как самостоятельная магматическая формация.

Породы трахилорфиритовой толщи по расположению фигуративных точек относительно котектической плоскости существенно отличаются от диабазов. Их фигуративное поле на диаграмме располагается под углом к котектической поверхности. При этом точки меланократовых трахибазальтовых метапорфиритов попадают в объем кристаллизации пироксенов, а точки различных

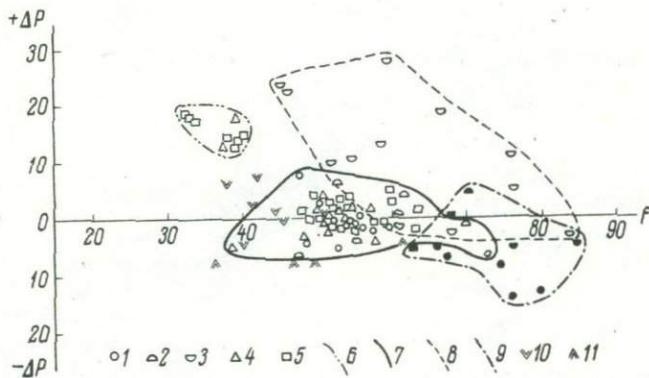


Рис. 24. Диаграмма нормативного состава вулканитов северной зоны. Горизонтальная ось представляет проекцию котектической плоскости модели системы альбит-анортит-диопсид-геденбергит. 1, 2, 3, 4, 5 – породы первой (1), нижней (2) и верхней (3) половины разреза второй, третьей (4) и четвертой (5) вулканогенных толщ (такие же залитые знаки – кварцодержащие вулканиты); 6, 7, 8, 9 – контуры фигуративных полей метапирократитов (6), диабазов и метадиабазов (7), пород трахилорфиритовой толщи (8), кварцодержащих вулканитов (9); 10, 11 – образцы, подвергнутые экспериментальному плавлению при атмосферном давлении (10 – с первоначальной кристаллизацией пироксена, 11 – с первоначальной кристаллизацией плагиоклаза; Йодер, Типли, 1965).

метаальбитофиров концентрируются близ котектической плоскости. Такое распределение согласуется с реально наблюдающимся в породах составом реликтовых фенокристаллов. В меланократовых трахибазальтовых метапирофиритах в качестве вкраплеников всегда присутствуют амфиболизированные или хлоритизированные фенокристаллы темноцветных минералов, в метамуджиеритах – альбит. В отличие от этих пород в метадиабазах преобладают равномернозернистые офитовые структуры, а если встречаются вкрапленики, то плагиоклаз и пироксен присутствуют с равной частотой. Породы трахилорфиритовой толщи, вероятно, следует рассматривать в качестве представителей особой магматической формации.

Для характеристики химизма метавулканитов северной зоны необходимо обсудить состав сравнительно малораспространенных, но очень характерных кислых и ультраосновных пород. На приведенных выше диаграммах состава (рис. 20–22) поля кислых и ультраосновных вулканитов всегда занимают обособленное положение. Кварцодержащие метавулканиты Печенги характеризуются перенасыщенностью кремнеземом ($Q = 15\text{--}45$), лейкократостью

($b = 6-18$) и высокой щелочностью ($a/c = 2.5-20$). Однако следует отметить незакономерные вариации химизма. Так, например, кварцевые метапорфиры четвертой толщи чрезмерно обогащены свободной кремнекислотой по сравнению со стандартными породами этого типа, кварцевые метаальбитофиры — щелочами, кварцодержащие плагиопорфириты первой толщи — фемическими компонентами. Распределение щелочей в этих породах демонстрирует диаграмма на рис. 25. Кислые вулканиты каждой толщи характеризуются определенным суммарным содержанием щелочей при широкой вариации соотношения K_2O и Na_2O . Толщи с низким средним содержанием щелочей содержат в своем разрезе более бедные щелочами кварцодержащие метавулканиты. В то же время положение этих вулканитов не вытекает из характеристики дифференциации преобладающего типа вулканитов в каждой толще. Противоречия снимаются, если вместо представления о кварцодержащих породах как о продукте нормальной дифференциации принять палингенную природу повышения кислотности (кремнеземистости) магмы, определенную влиянием сиалического слоя, прогретого массами поднимающейся основной магмы. Имеются и непосредственные геологические подтверждения палингеннного происхождения магмы кислых вулканитов Печенги. В туфах кварцевых порфиров оплавленные зерна и обломки гранитных минералов слагают существенную часть породы, а в обнажениях возле г. Заполярного в закаленном состоянии сохранились все стадии плавления ксенолитов гранитоидных пород с образованием кварцевых метавулканитов. Затронутые вопросы обсуждались ранее как другими исследователями (Мирская, Загородный, 1966), так и нами (Предовский, Жангурев, Федотов, 1971; Федотов, 1971; Предовский, Жангурев, Воинов и др., 1968).

Анализируя химизм метавулканитов пикритового состава, необходимо прежде всего сопоставить группу массивных пикретовых метапорфиритов и метавариолитов с пирокластическими образованиями. Такое сопоставление необходимо потому, что пикретовые метапорфириты на Печенге известны давно и проанализированы химически неоднократно (Загородный и др., 1964), а наличие широко распространенных ультраосновных метатуфогенов, которые мы называем пикретовыми, было установлено нами в результате систематического опробования пород комплекса. Состав пикретовых метапорфиритов, пикретовых метавариолитов и метатуфов можно считать одинаковым. Следует подчеркнуть незначительную изменчивость химизма метапикретов вообще, что на диаграммах состава проявилось в малых размерах их фигуративных полей. Наиболее примечательную картину для сравнения метапикретов с метадиабазами дают диаграмма $TiO_2 - F$ (рис. 22). В метадиабазах содержание TiO_2 уменьшается с уменьшением железистости. Метапикреты явно не имеют отношения к этому ряду пород, так как в них при очень низкой железистости содержание титана выше, чем в самых железистых метадиабазах. Следовательно, появление пикретов нельзя объяснить процессами дифференциации основной магмы. Обнаружение мощных горизонтов

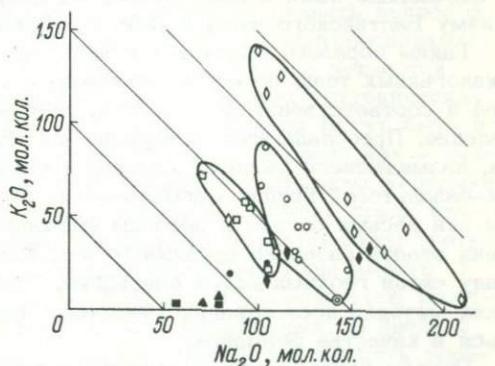


Рис. 25. Диаграмма кали-натр для метавулканитов северной зоны.

1, 2, 3, 4 — вулканиты первой (1), второй (2), третьей (3) и четвертой (4) вулканогенных толщ (черное — точки среднего состава основных вулканитов, белое — кварцодержащие метапорфириты, метапорфириты и альбитофиры, по данным анализа единичных проб); 5 — кварцодержащие метапорфириты с ксенолитами гранитоидов.

метатуфов пикритовых порфириотов, по объему во много раз превышающих все известные тела пикритовых порфириотов и вариолитов вместе взятые, позволяет говорить о значительных по масштабу проявлениях самостоятельного ультраосновного вулканизма. Обилие карбонатных пород, сопровождающих пикритовые толщи, отсутствие среди туфов лавовых образований, позволяет судить о богатстве ультраосновной магмы углекислотой и мощном взрывном характере извержений. Представление о самостоятельности ультраосновного магматизма и заложении ультраосновных магматических очагов на более глубоких уровнях сравнительно с базитовым вулканизмом Печенги было впервые обосновано нами и обсуждалось на петрографическом совещании по магматизму Балтийского щита в 1968 г. (Предовский, Жангурев, Федотов, 1971).

Таким образом, фактический материал позволяет наметить в составе вулканогенных толщ печенгского комплекса четыре петрологических типа пород и соответственно четыре типа глубинных процессов, обусловивших их появление. Преобладающее положение по объему занимают породы первого типа, называвшиеся выше диабазовыми метавулканитами и относящиеся к толеит-базальтовой группе магматических образований. По особенностям состава они весьма близки к породам формаций траппового характера или же ранних этапов развития подвижных зон. Каждая диабазовая толща комплекса в силу своей геохимической специфики, оцененной нами с помощью статистических методов исследования (Федотов, Предовский, 1970) может рассматриваться в качестве формации.

Породы второго петрологического типа представлены трахипорфиритовыми метавулканитами нижней части второй вулканогенной толщи, которые, как отмечалось выше, могут рассматриваться в качестве представителей самостоятельной формационной единицы. Эти породы относятся к щелочно-базальтовой группе магматических образований. Они также близки по составу к вулканитам крупных стабильных блоков коры. Их происхождение связывается нами с периодом длительной предшествующей стабилизации тектонического режима.

К породам третьего петрологического типа относятся кварцодержащие метавулканиты (порфиры, порфиры и альбитофиры), происхождение которых связано с явлениями палингенеза сиала и глубинной контаминации основной магмы кислыми палингёнными выплавками.

Наконец, к последнему в порядке перечисления, но не по значению, четвертому петрологическому типу относятся ультраосновные пикритовые метавулканиты и метатуфогены. Их происхождение мы связываем с заложением и развитием самостоятельных и наиболее глубинных ультраосновных магматических очагов, генерировавших, по-видимому, и магму никеленосных дифференцированных интрузий Печенги. Необходимо подчеркнуть, что породы первого типа слагают в основном первую, верхнюю половину второй, третью и четвертую вулканогенные толщи комплекса. При общем росте основности вверх по разрезу комплекса отмечается некоторое ее снижение в верхах каждой отдельно взятой вулканогенной толщи. Появление вулканитов первого петрологического типа связано с зарождением и развитием магматических очагов в базитовом слое под влиянием деформаций по зонам глубинных разломов. Вулканиты второго петрологического типа появляются почти исключительно в нижней половине второй вулканогенной толщи. Как отмечалось, мы связываем их возникновение с длительной стабилизацией тектонического режима после активного функционирования глубинных расколов во время формирования пород первой осадочной толщи. Породы третьего петрологического типа установлены практически во всех вулканогенных толщах. Они появляются обычно несколько позже начала очередного вулканического цикла, когда эффективно проявляются палингенные явления в сиале. Четвертый петрологический тип пород связан с подачей магматических расплавов из наиболее глубинных подкоровых очагов ультраосновного состава. Подъем ультра-

основной (пикритовой) магмы, по нашим данным, связан с глубинными расколами, функционирование которых обусловливалось самыми энергичными и наиболее скоростными деформациями. Последние осуществлялись в начале вулканических циклов и эпизодически – во время их развития, чем объясняется распределение ультраосновных вулканогенов в разрезе печенгского комплекса.

В заключение необходимо подчеркнуть, что петрохимическая близость главных типов вулканитов Печенги к фанерозойским траповым формациям стабильных областей и выявленная нами отчетливая пространственная подчиненность пикритовой пирокластики лицейным зонам тектонических разрывов, особенно поперечных к общей структуре, заставляет ставить вопрос о возможной алмазоносности жерловых вулканогенных фаций ультраосновных пород, прорывающих богатые углеродом метаосадки третьей и четвертой толщ печенгского комплекса на пересечениях крутопадающих тектонических разрывов. По-видимому, интересными в указанном отношении могут быть и площади, перекрытые метавулканитами четвертой толщи, а среди них – участки, прилегающие к зонам пересечения крутопадающих разрывных нарушений.

По масштабу излияний и устойчивости состава во времени среди вулканогенных пород комплекса, безусловно, выделяются метавулканиты третьей и четвертой толщ. В совокупности метавулканогены обеих толщ вместе с подчиненными им осадками занимают около 1000 км^3 геологического пространства, если иметь в виду только северную зону синклиниория. В связи с этим, учитывая необходимые поправки на метаморфизм и на точность определений отдельных компонентов, средний состав диабазовых метавулканитов третьей и четвертой толщ может рассматриваться в качестве эталона продуктов консолидации толеит–базальтового расплава, формировавшегося в среднем протерозое в той части Карельского подвижного пояса, которая территориально соответствует северо–западу Кольского полуострова. Приводимый в табл. 35 средний состав, является, таким образом, кларковым для образований данного возраста, типа, района и тектонического режима. В табл. 35 для сравнения помещены сведения по средним составам ряда разновидностей метавулканитов отдельных толщ и интрузивных метагаббро–диабазов в целом для синклиниория. Расчет среднего состава метавулканитов печенгского комплекса в целом для синклиниория представляется нам нецелесообразным в связи с их генетической разнородностью.

Распределение рудогенных (малых) элементов в метавулканитах северной зоны

Распределение рудогенных элементов в вулканитах в конечном счете определяется теми же геологическими факторами, что и петрогенные. Поэтому анализ распределения рудогенных элементов удобно вести с учетом выявленных направлений эволюции состава вулканитов. Для этого необходимо прежде всего выявить круг наиболее информативных элементов. Среди 15 рудогенных элементов, для которых проводились определения содержания, могут быть выделены три группы. Первая группа, включающая Zn , Zr , Sc , Sr , Mn и Sn , не несет значимой геохимической информации. Причиной этого является недостаточная точность использованного аналитического метода (полуколичественный спектральный анализ). Элементы второй группы – Cu , Pb и B , определявшиеся количественным спектральным методом, безусловно, несут геохимическую информацию, так как основной вклад в выборочных дисперсиях содержаний этих элементов

Таблица 35

Средний состав метавулканитов и интрузивных метагаббро-диабазов
печенгского комплекса

№№ п/п	Число анали- зов Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	S _{вал}	CO ₂	Cu	Ni	Co	Cr	V	B	Pb
1	12/103	54.60	0.92	13.89	3.45	7.15	4.86	0.16	8.26	3.38	1.23	2.09	Сл.	0.10	0.013	0.004	0.002	0.008	0.017	0.0004	0.0006
2	6/26	51.14	1.39	11.65	8.09	5.77	7.70	0.18	6.43	3.85	0.73	2.16	0.003	0.64	0.021	0.019	0.004	0.056	0.018	0.0004	0.0005
3	6/39	55.34	1.67	15.09	8.58	3.37	2.28	0.11	2.72	5.39	2.27	1.43	0.01	0.21	0.007	0.003	0.002	0.005	0.014	0.0009	0.0006
4	4/22	49.89	1.73	13.55	6.44	7.84	5.73	0.21	7.55	3.23	0.89	2.88	0.01	0.16	0.022	0.007	0.003	0.006	0.023	0.0021	0.0005
5	32/222	48.02	1.36	13.10	3.67	10.24	6.49	0.19	11.45	2.36	0.24	2.86	0.06	0.49	0.016	0.008	0.004	0.010	0.027	0.0007	0.0001
6	11/45	48.01	1.36	13.87	2.86	9.53	7.59	0.19	10.79	2.24	0.29	2.47	0.06	0.36	0.016	0.012	0.004	0.022	0.026	0.0007	0.0001
7	10/31	47.47	1.20	13.84	2.36	9.41	7.20	0.19	10.51	2.30	0.23	3.18	0.01	2.02	0.009	0.009	0.003	0.015	0.023	0.0006	0.0001
8	7/11	43.49	2.17	7.60	2.85	12.72	15.18	0.19	9.16	0.29	0.16	4.86	0.14	0.59	0.022	0.064	0.007	0.094	0.021	0.0008	0.0001
9	5/17	44.32	1.43	7.38	3.07	9.33	19.31	0.16	7.90	0.84	0.17	4.10	0.17	1.12	0.011	0.088	0.006	0.133	0.014	0.0006	0.0001

Примечание. 1 – диабазовые метаэфузивы первой толщи; 2 – меланократовые трахибазальтовые метапорфиры второй толщи;
 3 – лейкократовые трахибазальтовые метапорфиры (метамуджиериты) второй толщи; 4 – диабазовые метаэфузивы второй толщи; 5 – диабазовые метаэфузивы третьей и четвертой толщ; 6 – интрузивные метагаббро-диабазы по синклиниорию в целом; 7 – диабазовые метаэфузивы южной зоны; 8 – метавулканиты пикритового состава северной зоны; 9 – метавулканиты пикритового состава южной зоны. Во второй колонке слева в числительце – число полных силикатных анализов, в знаменателе – число исходных единичных средних проб.

в большинстве групп пород составляет геохимическая дисперсия. Но при этом содержания названных элементов не имеют корреляционных связей с другими элементами и подчиняются собственным закономерностям, обусловленным главным образом наложенными гидротермально-метасоматическими преобразованиями пород.

Наконец, последняя, третья группа, также определявшаяся количественно и включающая Cr, Ni, Co, V и Ti, наиболее информативна в рассматриваемом аспекте. Самыми информативными из рудогенных элементов третьей группы являются Cr и Ni, так как они обладают геохимической дисперсией, во много раз превосходящей ошибку определения содержания. В связи с этим Cr и Ni при анализе характера распределения рудогенных элементов в вулканитах будет отдаваться предпочтение.

Для характеристики распределения содержаний рудогенных элементов в породах вулканогенных толщ по частоте их встречаемости построены гистограммы распределения хрома и никеля (рис. 26-27). По распределению хрома и никеля видно, что степень

рассеяния содержаний увеличивается в диабазовых вулканогенных толщах от первой толщи к четвертой, иначе говоря, в этом направлении увеличивается дифференцированность метадиабазов. В распределении содержаний хрома и никеля в породах трахипорфиритовой толщи отчетливо выделяются два частотных максимума, характеризующие наличие двух петрологических самостоятельных разновидностей метавулканитов — меланократовых трахибазальтовых метапорфиритов и метамуджиеритов. Следует отметить высокую степень рассеяния содержаний хрома и никеля в этих породах. Таким образом, содержание хрома

и никеля в породах всех вулканогенных толщ характеризуется определенной величиной рассеяния относительно среднего содержания. Представление о связи этих вариаций с геологическими факторами можно получить по геохимической колонке (рис. 28). По характеру распределения содержаний хрома и никеля в разрезе заметно отличаются породы диабазовых вулканогенных толщ от трахипорфиритовой толщи. В первых вариации содержаний носят преимущественно колебательный, случайный характер. При этом можно говорить об очень слабой тенденции уменьшения содержаний хрома и никеля в отдельных толщах вверх по разрезу. Наиболее четко эта тенденция проявилась в четвертой вулканогенной толще района Кучинтунды, где по содержаниям хрома и никеля при расчете средних содержаний были выделены две самостоятельные группы амфиболитов. В трахипорфиритовой толще закономерное увеличение содержаний хрома и никеля вверх по разрезу существенно преобладает над случайными вариациями содержаний. Таким образом, распределение содержаний рудогенных элементов также свидетельствует о разном характере дифференциации в двух главных разновидностях вулканогенных толщ.

Представляет интерес характер связи химических элементов в рядах пород, отвечающих разным направлениям эволюции метавулканитов.

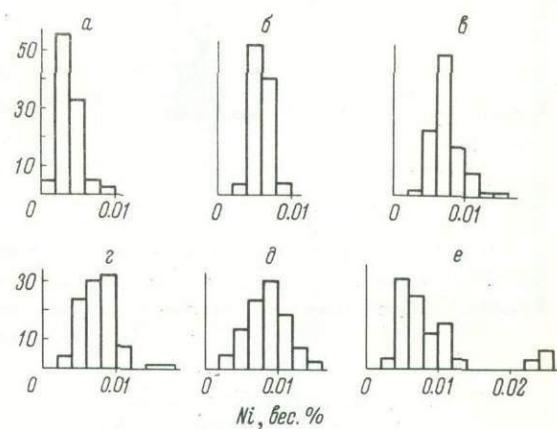


Рис. 26. Гистограммы содержаний никеля в метадиабазах первой (а), второй (б), третьей (в) и четвертой (г) вулканогенных толщ, в амфиболитах района Кучинтунды (д) и в метадиабазах южной зоны (е).

В качестве индекса дифференциации нами выбран коэффициент железистости пород F и в зависимости от изменения индекса дифференциации построены графики относительного изменения содержаний элементов для трех рядов эволюции вулканитов (рис. 29–31). Все диабазы третьей и четвертой вулканогенных толщ разбиты по коэффициенту железистости на 4 группы. В каждой группе вычислялись средний коэффициент железистости и содержание отдельных химических элементов. Содержания всех элементов в группе пород с максимальной железистостью приняты за единицу.

Все элементы, приведенные на графике (Fe , Mg , Ti , Cr , Ni , Co и V), в тех или иных количествах участвуют в построении минералов – железо-магнезиального реакционного ряда Боузна (Белов, 1959). Отметим также, что в рамках одной вулканогенной толщи железистость диабазов изменяется

при постоянном содержании темно-цветных минералов. Поэтому график изменения содержаний в ряду метадиабазов можно считать графиком изменения содержаний в железо-магнезиальном ряду минералов. Порядок, в котором расположились графики разных элементов, отражает геохимические свойства самих элементов.

Сравнивая обсуждаемую диаграмму с диаграммой, построенной аналогичным образом для пород трахипорфиритовой толщи (рис. 30), видим тот же порядок расположения графиков отдельных элементов. По-видимому, в любом генетически однородном дифференциационном ряду изверженных пород содержания Cr , Ni , Mg , Co , Fe , V и Ti должны изменяться постоянно в такой же последовательности. Диаграмма для пород трахипорфиритовой толщи отличается от диаграм-

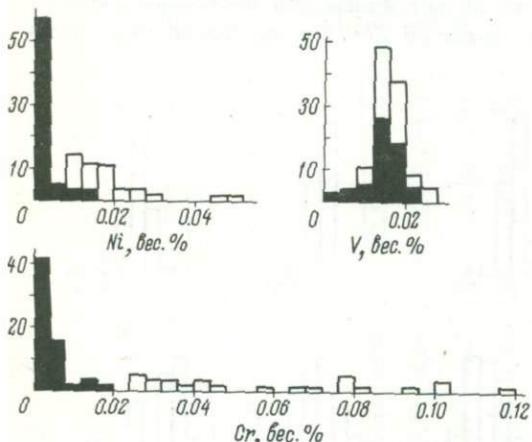


Рис. 27. Гистограммы содержаний никеля, ванадия и хрома в метадиабазах трахипорфиритовой толщи.

Черное – меланократовые трахибазальтовые метапорфириты; белое – метамуджиериты.

мы метадиабазов наклоном графиков всех элементов, не меняя относительного расположения, повернуты на один и тот же угол. Этот угол соответствует различному типу дифференциации трахипорфиритовой и диабазовых вулканогенных толщ и отражает изменение параметра P при изменении параметра F . Другими словами, изменение содержаний всех фемических иrudогенных элементов в породах описывается и определяется изменением железистости минералов железо-магнезиального реакционного ряда, чем объясняется общее сходство диаграмм для трахипорфиритовой и диабазовых толщ.

Третья диаграмма аналогичного типа построена по средним содержаниям фемических петрогенных иrudогенных элементов в вулканогенных толщах в целом (рис. 31). На диаграмме главным классифицирующим фактором является параметр F . Следует отметить, что этот параметр изменяется соответственно порядку расположения толщ в разрезе и, следовательно, независимо от параметра P . Точно так же содержание петрогенных фемических иrudогенных элементов изменяется независимо от параметра F . Иначе говоря, различные химические характеристики пород изменяются от толщи к толще независимо друг от друга и независимо от положения пород в разрезе. Причем это справедливо для всех вулканогенных толщ печенгского комплекса. По нашему мнению, это отражает их формационную независимость, что уже обсуждалось выше.

Таким образом, в процессах дифференциации вещества рудогенные элементы участвуют наравне с породообразующими, и их содержания могут использоваться при расшифровке этих процессов с таким же основанием, как и содержания породообразующих элементов. Качество информации определяется лишь соотношением геохимической и аналитической дисперсий в изучаемой совокупности пород. В процессах дифференциации по-разному ведут себя элементы с разными атомными размерами. Группа элементов — Cr, Ni, Co, V и Ti, характеризуемых атомными радиусами, близкими к таковым железа и магния, относится к процессам дифференциации так же, как магний и железо.

Группа элементов — Cu, Pb и В, атомные размеры которых малы, как у В, или очень велики, как у Pb, распределены в породах иначе, чем названные выше. Кроме того, они из-за самостоятельного характера распределения более подвержены влиянию поздних наложенных процессов изменения.

Сопоставление геохимических особенностей метавулканитов северной и южной зон синклиниория

Данные о среднем составе пород и эволюции метавулканитов северной зоны во времени и пространстве позволяют подойти к вопросу о сопоставлении вулканитов северной и южной зон синклиниория. Геохимические сопоставления естественно не могут дать окончательных решений. Однако учет состава пород и оценка сходства и различия вулканитов обеих зон должны облегчить решение этой сложной проблемы.

Устойчивые метаморфические минеральные парагенезисы в метавулканитах южной зоны в целом те же, что и в северной. Следовательно, степень регионального метаморфизма этих пород сходна. Однако более напряженная тектоническая обстановка южной зоны способствовала широкому проявлению в ее пределах локальных зон гидротермального изменения пород. Особенно широко развиты процессы карбонатизации. Содержание углекислоты в вулканитах изменяется обычно от следов до 5%. Самые высокие содержания установлены в туфах и милонитизированных диабазах, которые различаются с большим трудом. Увеличение концентрации карбонатов в породе, как правило, сопровождается уменьшением содержаний SiO₂ и CaO. В связи с этим явно измененные породы исключались нами уже на стадии опробования. Туфы и близкие к ним по составу породы неясного происхождения не включались в подсчет средних содержаний. Таким образом, наши средние составы вулканитов южной зоны отвечают породам, подвергшимся нормальному региональному метаморфизму в фациях, характерных для северной зоны. Поэтому по аналогии можно предполагать, что химизм пород южной зоны отражает состав исходных вулканитов независимо от степени их метаморфизма.

Метадиабазы ансемийской и южнолороярвинской толщ по химизму не отличаются между собой и близки к диабазам третьей и четвертой толщ северной зоны. Близость химизма пород названных толщ можно видеть, сопоставляя данные соответствующих таблиц. Сопоставление средних содержаний в выборках, соответствующих этим толщам, показало сходство названных пород и по содержанию рудогенных элементов. Графически сходство химизма метадиабазов южной зоны и аналогичных пород третьей и четвертой вулканогенных толщ, так же как и отличие их от вулканитов нижних толщ северной зоны, отражено на диаграмме А. Н. Заварецкого (рис. 32) и на двойной диаграмме SiO₂-F (рис. 33).

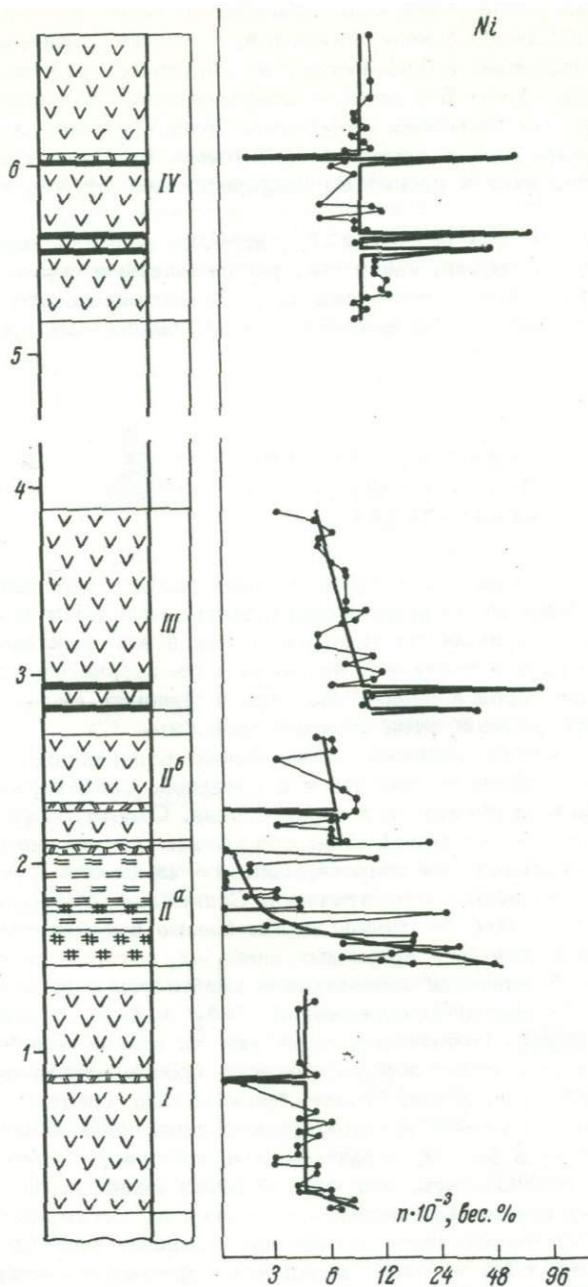
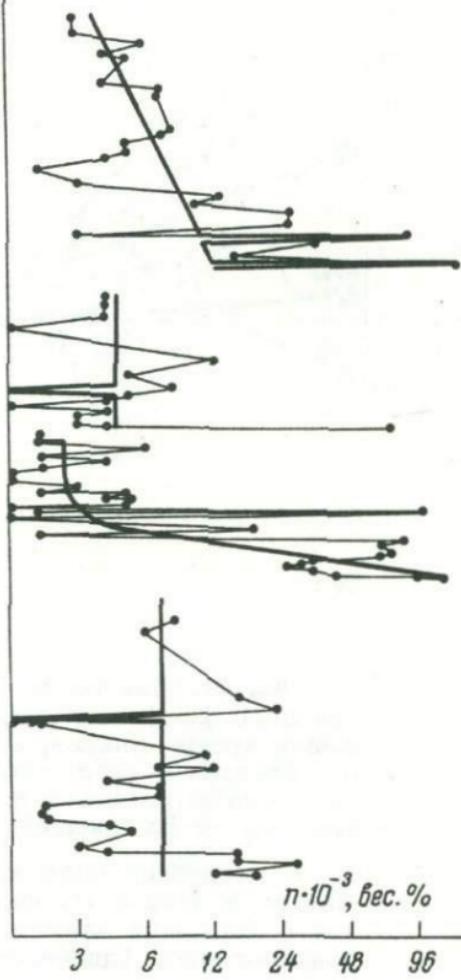


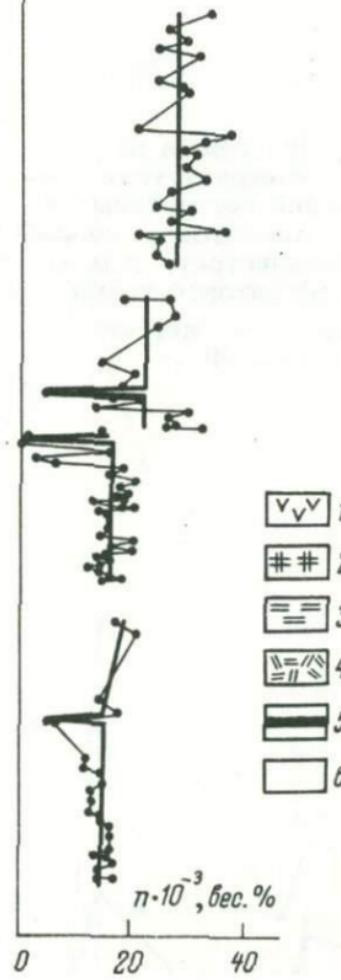
Рис. 28. Геохимическая колонка вулканитов северной зоны на участке центральном.

Тонкая линия — график изменения содержаний рудогенных элементов в разрезе печенгского комплекса по данным анализа единичных проб; жирная линия — усредненный график. 1 — метадиабазы; 2 — меланократовые трахибазальтовые метапорфириты; 3 — метамуджикирты; 4 — кварцодержащие метапорфириты, метапорфиры и метаальбитофиры; 5 — металиккиты; 6 — осадочные толщи.

Cr



V



- VVV 1
- ## 2
- == 3
- ==//== 4
- 5
- 6

$n \cdot 10^{-3}$, бс. %

$n \cdot 10^{-3}$, бс. %

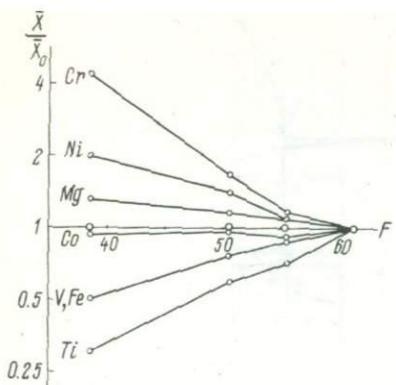


Рис. 30. Диаграмма относительного изменения усредненных содержаний петрогенных и рудогенных элементов в зависимости от железистости в породах трахипорфиритовой толщи.

Обозначения те же, что и на рис. 29.

Рис. 29. Диаграмма относительного изменения усредненных содержаний магния, железа, хрома, никеля, кобальта, титана и ванадия в зависимости от железистости пород в метадиабазах третьей и четвертой вулканогенных толщ.

X — средние содержания элементов в группах пород, попадающих в определенный интервал железистости; X_0 — среднее содержание элемента в группе пород с максимальной железистостью.

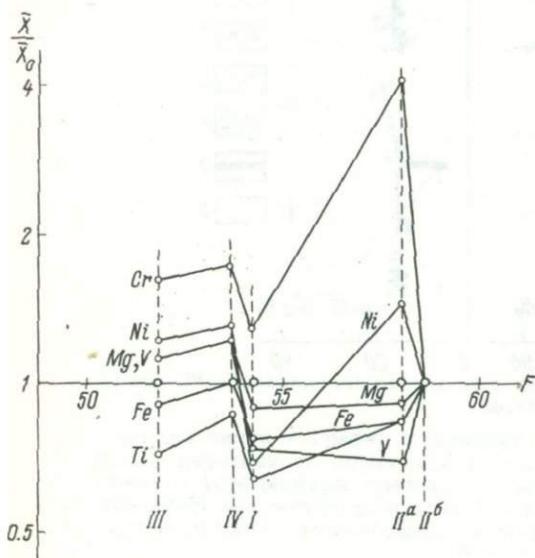
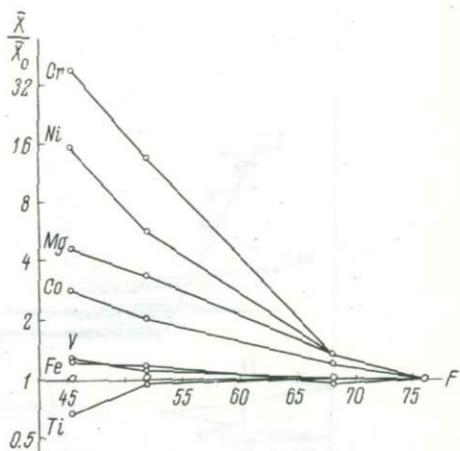


Рис. 31. Диаграмма относительного изменения средних содержаний хрома, никеля, магния, железа, ванадия и титана в вулканогенных толщах северной зоны в зависимости от их средней железистости.

X — средние содержания элементов в данной толще; X_0 — среднее содержание элемента во второй вулканогенной (диабазовой) толще, обладающей максимальной средней железистостью. Римскими цифрами обозначены вулканогенные толщи. Для второй вулканогенной толщи составы пород трахипорфиритовой (а) и диабазовой (б) частей разреза даны раздельно.

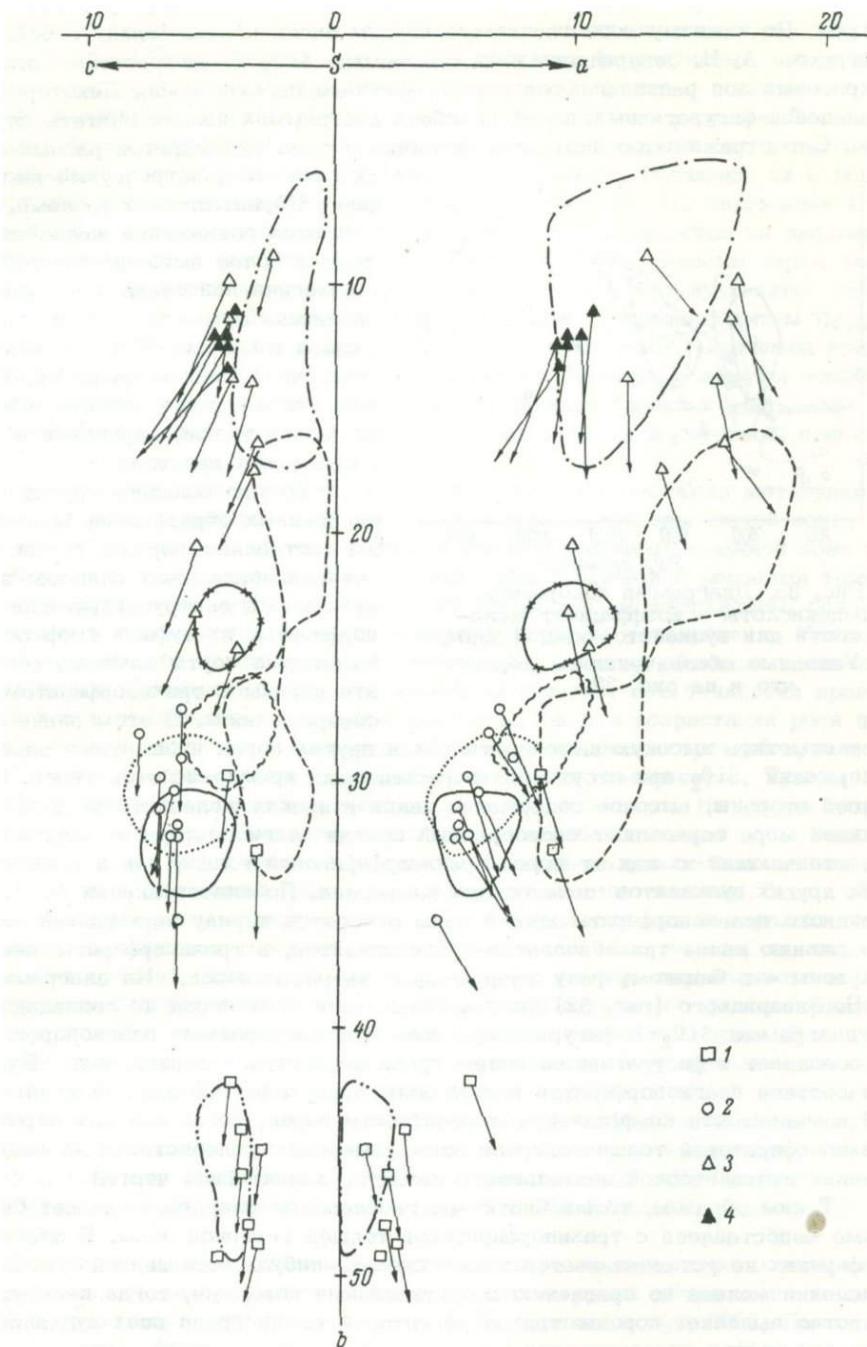


Рис. 32. Диаграмма А. Н. Заварицкого для вулканитов южной зоны синклиниория.

1 – метапикриты; 2 – метадиабазы; 3 – породы толши биотит-плагиоклазовых сланцев; 4 – кварцевые метаплагиопорфириты Порьинтша (Загородный и др., 1964 и один новый анализ). Для сопоставления показаны контуры фигуративных полей вулканитов северной зоны (см. рис. 20).

Другим распространенным типом вулканитов южной зоны, имеющим аналогов в северной зоне, являются метапикритовые породы, туфобрекции и туфы. По химизму сопоставляемые породы очень близки между собой. На диаграмме А. Н. Заварицкого и на диаграмме SiO_2 -F фигуративные поля пикритовых зон располагаются рядом, частично перекрываюсь. Некоторое несовпадение фигуративных полей на обеих диаграммах нельзя считать случайным. Оно отражает закономерное различие в химизме пикритов разных зон.

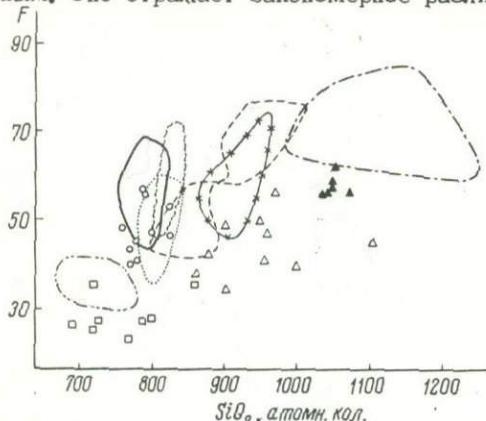


Рис. 33. Диаграмма содержание кремнекислоты - коэффициент железистости для вулканитов южной зоны.

Условные обозначения те же, что и на рис. 32.

дует отметить высокую щелочность тех и других пород и заметные вариации содержания SiO_2 при отсутствии пересыщенных кремнекислотой типов. С другой стороны, высокое содержание калия и низкая железистость в значительной мере определяют своеобразный состав плагиопорфиритов южной зоны, отличающий их как от пород трахипорфиритовой толщи, так и вообще от всех других вулканитов печенгского комплекса. По классификации А. Н. Заварицкого плагиопорфириты южной зоны относятся к ряду нормальных по содержанию калия трахибазальтов-трахиандезитов, а трахипорфириты северной зоны - к близкому ряду существенно натровых пород. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 32) фигуративные поля этих пород не совпадают. На диаграмме SiO_2 -F фигуративное поле рассматриваемых плагиопорфиритов не совпадает с фигуративным полем трахипорфиритов северной зоны. Вариации состава плагиопорфиритов южной зоны происходят на фоне незначительной изменчивости коэффициента железистости пород, тогда как для пород трахипорфиритовой толщи северной зоны изменение железистости на всех стадиях вулканической деятельности является характерной чертой.

Таким образом, толща биотит-плагиоклазовых сланцев не может быть прямо сопоставлена с трахипорфиритовой толщей северной зоны. В плагиопорфиритах не устанавливается также сколько-нибудь повышенной степени окисления железа по сравнению с окружающими породами, тогда как это качество выделяет породы трахипорфиритовой толщи среди всех вулканитов северной зоны.

Для достаточно полной характеристики метавулканитов южной зоны необходимо затронуть химизм экструзивных пород. По распространенности наибольшее значение среди них имеют кварцевые плагиопорфириты зоны Порьиташского разлома. Эти породы рассматриваются всеми геологами в качестве наиболее молодых магматических образований печенгского комплекса. Химический состав этих пород мало изменяется в пространстве от оз. Порярви до оз. Кривое, восточнее р. Б. Печенги. Нами была проанализирована

Все пикриты, встреченные южнее линии Порьиташского разлома, отличаются пониженной железистостью и более высоким содержанием магния при очень небольших различиях суммарных содержаний железа и магния. Следует отметить, что химизм пикритов, в том числе и железистость в пределах одной толщи, варьирует в очень узких пределах.

Третью большую группу вулканогенных образований южной зоны составляют породы толщи биотит-плагиоклазовых сланцев: эфузивные и экструзивные плагиопорфириты, их туфы и туфиты. Некоторые черты химизма роднят эти породы с трахипорфиритами северной зоны. В этом плане сле-

единственная групповая проба этих пород (ПА-3) из района оз. Пороярви. Содержание всех породообразующих окислов в этой пробе практически не отличается от данных нескольких опубликованных анализов этих пород (Загородный и др., 1964). На всех диаграммах составов фигуративные точки этих анализов располагаются кучно. Это дает основание судить о гомогенности состава кварцевых плагиопорфиритов зоны Порыташского разлома. Полных аналогов среди эфузивов печенгского комплекса эти породы не имеют. Однако высокое содержание калия и низкая железистость сближают их с породами толши биотит-плагиоклазовых сланцев южной зоны. На диаграмме SiO_2 -F фигуративные точки кварцевых плагиопорфиритов располагаются на продолжении поля эфузивных плагиопорфиритов. Таким образом, главные черты химизма, выделяющие плагиопорфириты южной зоны из всех метавулканитов печенгского синклиниория, свойственны также кварцевым плагиопорфиритам Порыташа. Другой разновидностью экструзивных пород южной зоны являются грано-фириевые порфириты, опробованные на участке оз. Капля. По многим особенностям химизма и минерального состава эти породы близки к кварцевым габбро-диабазам, пластовые тела которых известны как в северной, так и в южной зонах синклиниория.

Представляется важным вопрос – какое место в эволюции метавулканитов печенгского комплекса занимают рассмотренные породы южной зоны. Прежде всего существенно, что наиболее распространенные в южной зоне метадиабазы и метапикриты по химизму являются сходными с породами третьей и четвертой толщ северной зоны, в то время как метавулканиты, близкие по составу к породам нижних толщ северной зоны, не установлены. Метавулканиты печенгского комплекса, как отмечалось, в целом обладают тенденцией к увеличению основности вверх по разрезу комплекса. Эта тенденция проявляется как в увеличении основности диабазов, так и в возрастании роли пикритов в составе вулканогенных толщ. При этом начиная с третьей вулканогенной толщи северной зоны увеличение основности замедляется. Третья и четвертая толщи существенно не отличаются по основности. На уровне этого максимума основности находится и состав метадиабазов южной зоны, что согласуется с их котектической природой. Дальнейшее увеличение основности должно вести к появлению расплавов надкотектического состава. Таким образом, метавулканиты южной зоны по своей основности как бы продолжают эволюцию вулканизма северной зоны. Это происходит не только по линии увеличения средней основности, но и по степени дифференцированности пород. Гистограммы распределения содержаний никеля в отдельных вулканогенных толщах (рис. 26) являются хорошей иллюстрацией такой тенденции. Величина дисперсии содержаний хрома и никеля увеличивается, а частотный максимум содержаний уменьшается и даже раздваивается в ряду от первой вулканогенной толщи к четвертой и далее к диабазам южной зоны. Следовательно, учет эволюции метавулканитов в разрезе печенгского комплекса приводит нас к выводу о том, что вулканиты южной зоны представляют собой естественное продолжение разреза северной зоны и венчают общий разрез печенгского комплекса.

Если принять во внимание близость среднего химического состава дифференцированных никеленосных ультраосновных интрузий печенгского комплекса и вулканитов пикритового состава (Загородный и др., 1964; Предовский, Жангиров, Федотов, 1871), то появление никеленосного дифференцированного интрузивного комплекса в определенном плане можно рассматривать как естественное завершение эволюции пикритового вулканизма.

На возможность проявления андезитового вулканизма, по времени более позднего, чем основной, непосредственным образом указывает существование экструзивных тел кварцевых плагиопорфиритов Порыташа, рвущих метавулканиты четвертой толщи и осадки южной зоны (Загородный и др., 1964). Поэтому мысль о существенном изменении тектонической обстановки на

конечных этапах развития комплекса и смене основного вулканизма андезитоидным является достаточно обоснованной. В недавнее время к аналогичным выводам пришли В. Г. Загородный и его коллеги (Загородный и др., 1972).

Геохимические особенности интрузивных пород вулканогенных толщ печенгского комплекса

Породы недифференцированного основного интрузивного ряда печенгского комплекса в целом разделяются на три главные группы: метагаббро-диабазы, метагаббро и кварцевые габбро-диабазы. Кроме трех названных групп нами рассмотрен химизм метагаббро-норитов горы Генеральской, которые не относятся к печенгскому комплексу, но опробованы в связи с тем, что расположены в непосредственной близости к изучавшимся вулканитам. Многими исследователями они описывались как метагаббро-диабазы печенгского комплекса, хотя больше оснований предполагать, что они относятся к более древнему комплексу. Наконец, еще одной группой пород, химизм которых изучался нами, являются молодые жильные диабазы.

Метагаббро-диабазы по содержаниям породообразующих иrudогенных элементов являются полными аналогами эфузивных метадиабазов верхних толщ, среди которых или вблизи которых они обычно и залегают. Фигуративные точки метагаббро-диабазов на всех диаграммах состава попадают в поля вулканитов третьей и четвертой толщ северной зоны. Вариации состава метагаббро-диабазов, точно так же как для метадиабазов, проявляются прежде всего в изменении железистости при относительно постоянной меднократности. В системе альбит-анортит-диопсид-геденбергит фигуративные точки метагаббро-диабазов располагаются вблизи котектической плоскости, в поле эфузивных метадиабазов. Полное сходство состава, структур и совместное нахождение в разрезе позволяют предполагать, что метагаббро-диабазы и эфузивные метадиабазы образовались близко во времени и из магмы одного состава. Отличия этих пород обусловлены, по-видимому, различными условиями консолидации. К одному из таких различий относится не-редко проявляющаяся дифференциация интрузивных тел.

Метагаббро от всех эфузивных пород и габбро-диабазов печенгского комплекса существенно отличаются по химизму. Для них характерны пониженные содержания алюминия и титана и высокие — магния и суммы железа и магния. На диаграмме А. Н. Заварышского (рис. 34) поле этих пород располагается между полями пикритов и наиболее основных диабазов, частично перекрывая их. На диаграмме альбит-анортит-диопсид-геденбергит фигуративные точки метагаббро располагаются в поле первичной кристаллизации пироксенов. Параметр Р в этих породах изменяется от 5 до 30, но для большинства слабодифференцированных тел близок к 20. Эта черта химизма определяет все остальные особенности метагаббро, отличающих их от метагаббро-диабазов и эфузивных диабазов. Высокому содержанию темноцветных минералов и низкой железистости пород рассматриваемой группы соответствуют резко повышенные содержания хрома и никеля, что является одним из наилучших критерии отлиния метагаббро от метагаббро-диабазов. Отчетливо выделяются три типа пород. Самыми низкими содержаниями хрома и никеля обладают метагаббро-диабазы и основные эфузивные породы. Метагаббро имеют высокие содержания хрома и никеля при преобладании первого элемента. Отношение хрома к никелю в них варьирует от 2 до 4. Третью группу образуют метапикриты. Для них характерны высокие и примерно равные содержания хрома и никеля.

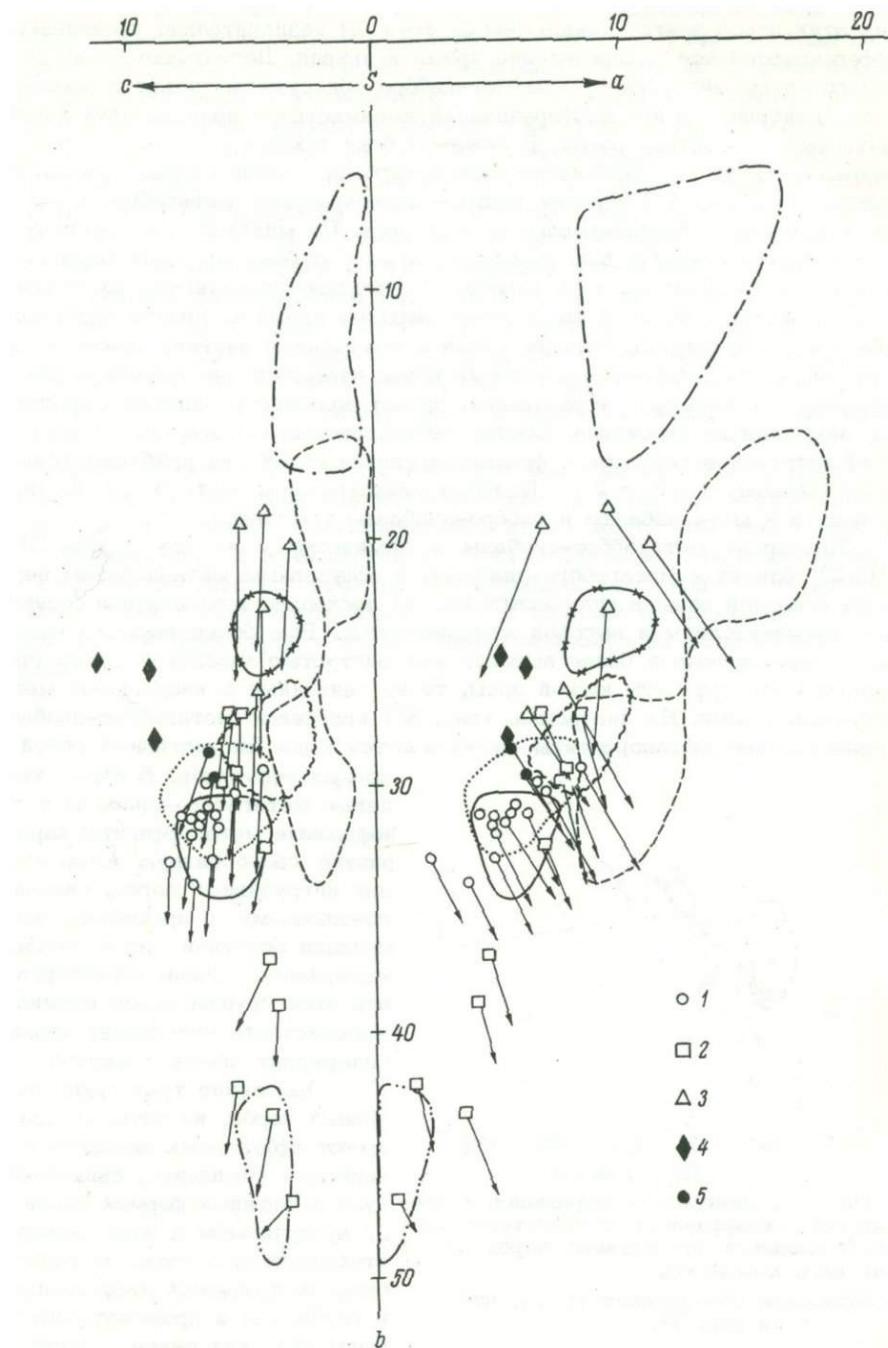


Рис. 34. Диаграмма А. Н. Заварышкого для гипабиссальных интрузивных пород вулканогенных толщ печенгского комплекса.

1 - метагаббро-диабазы; 2 - метагаббро; 3 - кварцевые метагаббро-диабазы; 4 - габбро-нориты и метагаббро-кориты горы Генеральской; 5 - диабазы жильные. Для сравнения показаны контуры фигуративных полей вулканитов северной зоны (см. рис. 20).

Надкотектический состав метагаббро объясняет повышенную склонность этих пород к дифференциации. Практически любые, даже самые маломощные тела этих пород всегда обнаруживают хотя бы незначительно проявленное дифференцированное распределение хрома и никеля. Достаточно полно дифференцированные интрузии группы метагаббро обнаружены только в южной зоне синклиниория. В них дифференциация выражается в наличии двух комплементарных по составу пород. В лежачем боку таких тел, по мощности не превышающих 10 м, отличаются хлорит-карбонат-актинолитовые бесполево-шпатовые породы, а в верхней части — лейкократовые метагаббро с небольшим количеством гранофирового мезостазиса. По минеральному составу хлорит-карбонат-актинолитовые породы из лежачего бока интрузий метагаббро близки к метапикритам, но в химизме отчетливо проявляются их отличительные черты — высокие содержания кальция, кремния, низкое содержание титана и отношение содержания хрома к содержанию никеля, равное 3.3. Химизм хлорит-карбонат-актинолитовых пород позволяет распознать в них измененные пироксеновые образования, представляющие результат гравитационной аккумуляции пироксена. Состав лейкократовых метагаббро из верхней части интрузии в результате фракционирования пироксена приближается к котектическому ($\Delta P = 2.4$). Поэтому лейкократовые метагаббро по химизму близки к метабазитам и габбро-диабазам комплекса.

Кварцевые метагаббро-диабазы по химическому составу (пробы ПБ-2 и ПЗ-2) близки к метагаббро-диабазам и эфузивным метадиабазам верхней толщи северной зоны и отличаются от них несколько повышенным содержанием кремнекислоты и высокой железистостью. Еще более высоким содержанием кремнезема и более высокой железистостью характеризуются гранофировые метапорфиры южной зоны, тесно связанные с кварцевыми метагаббро-диабазами. На диаграмме (рис. 35) кварцевые метагаббро-диабазы и гранофировые метапорфиры располагаются выше фигуративных полей ос-

новных эфузивов. В целом кварцевые метагаббро-диабазы и гранофировые метапорфиры характеризуют своеобразную ветвь эволюции интрузивных пород, связанную, по-видимому, с процессами контаминации основной магмы кислым материалом. Очень характерная для этой группы пород высокая железистость определяется низкие содержания хрома и никеля.

Выделение трех групп интрузивных пород, из которых две не имеют эфузивных аналогов в печенгском комплексе, свидетельствует о сложных формах связи между вулканизмом и интрузивной деятельностью, а также о дополнительных процессах дифференциации в глубинных и промежуточных магматических очагах. Отсутствие интрузивных пород, близких по соста-

Рис. 35. Диаграмма содержания кремнекислоты-коэффициент железистости для гипабиссальных интрузивных пород печенгского комплекса.

Условные обозначения те же, что и на рис. 34.

ставу к эфузивам нижних вулканогенных толщ северной зоны, можно расценивать как указание на то, что интрузивная деятельность имела место лишь на поздних этапах развития основного магматизма.

Габбро-нориты и метагаббро-нориты горы Генеральской характеризуются низкой величиной железистости, низким содержанием титана и высоким содержанием алюминия. Ни одно из установленных для печенгских основных

магматических пород направлений эволюции химизма не может привести к такой высокой концентрации алюминия. Повышение содержания алюминия определяется большим количеством основного плагиоклаза. Точка состава габбро-норитов на четверной диаграмме располагается в объеме первичной кристаллизации плагиоклаза (Δ изменяются от -7 до -15), в то время как все вулканиты и интрузивные породы печенгского комплекса при тех же значениях N и F имеют параметр $\Delta P = +15$. Таким образом, среди вулканитов и интрузивных пород печенгского комплекса нет образований, близких к габбро-норитам горы Генеральской, и не установлено даже тенденций в эволюции химизма, которые могли бы объяснить появление таких пород. Поэтому габбро-нориты нельзя связывать с образованиями печенгского комплекса.

Содержание и распределение рудогенных элементов в габбро-норитах горы Генеральской также своеобразно. В них установлены высокие содержания никеля (0,02–0,09, среднее 0,05%) и низкие содержания хрома (0,003–0,035, среднее 0,01) и ванадия (0,006–0,008%). Сверху вниз в разрезе интрузивного тела (по восточному склону горы) содержания никеля и хрома увеличиваются.

Молодые жильные диабазы проанализированы дважды (ПБ-6, ПЗ-1). По своему химизму это типичные котектические диабазы, занимающие на диаграмме альбит-анортит-диопсид-геденбергит промежуточное положение между диабазами второй и четвертой вулканогенной толщ. Такой же состав имеют наиболее распространенные породы формаций диабазовых даек во всем мире. Отсутствие специфических особенностей химизма не позволяет предполагать родство этих пород с вулканитами какой-либо из толщ печенгского комплекса.

Глава IV

ФОРМАЦИОННОЕ ДЕЛЕНИЕ ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА НА ОСНОВЕ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Принципы формационного деления осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов фанерозоя рассмотрены в работах Н. С. Шатского, Л. Б. Рухина, В. И. Попова, Н. П. Хераскова и других. Для докембрийских супракrustальных образований пока еще не существует общепризнанных приемов формационного деления. Тем не менее с учетом данных по фанерозою необходимо развивать попытки формационного расчленения метаморфических комплексов докембра, поскольку это важно, в частности для решения задач металлогенического анализа.

На основе геолого-геохимического изучения среднепротерозойского печенгского комплекса могут быть сделаны определенные выводы относительно его формационного расчленения. При этом необходимо учитывать обозначившуюся в последнее время тенденцию к отражению в классификации конкретных формаций не только общего характера слагающих их образований, но и более детальной характеристики их состава (Заридзе, 1970).

Использованные для данного сообщения материалы от части принадлежат предыдущим исследователям (Загородный и др., 1964; Гилярова, 1967). Фактические данные авторов содержатся в предыдущих главах.

Тесная связь каждой из четырех осадочных толщ северной зоны Печенгского синклиниория с перекрывающими вулканогенными толщами, выраженная в отсутствии перерывов и в постепенных или скачкообразных переходах от осадков к вулканитам путем увеличения количества туфогенного материала, делает необходимым формационное объединение каждой осадочной толщи с перекрывающей вулканогенной. Кроме того, в основании всех четырех осадочных толщ отмечаются признаки перерывов. Как показывают рассмотренные выше данные по осадочным и вулканогенным толщам, они существенно различаются между собой.

Таким образом, геологические и геохимические сведения позволяют говорить о том, что в составе печенгского комплекса может быть выделено несколько сложных по составу осадочно-вулканогенных формаций. Для разработки их названий предпочтительнее пользоваться названиями пород, относящихся к неизмененным их первичным аналогам.

Первая из формаций, отвечающая ахмалахтинской свите В. Г. Загородного и др. (1964), может считаться молассоидно-андезит-базальтовой.

Она соответствует первому этапу активных глыбовых движений времени заложения Печенгского синклиниория. Специфическими особенностями этой формации являются слабо проявленная зрелость и дифференцированность терригенного материала осадочной части разреза и устойчивый состав преобладающих по объему вулканитов. Некоторые вариации состава последних в значительной мере обусловлены процессами глубинной контаминации сиалическим веществом коры. В связи с этим обстоятельством находятся андезитоидные разновидности вулканитов, отличающиеся повышенным содержанием кремнезема и отчасти щелочей. Мощность осадочной части формации незначительна и весьма изменчива. Необходимо подчеркнуть, что участки увеличенной мощности метаосадков тяготеют к зонам крупных конседиментационных разрывных нарушений.

Вторая формация, совпадающая в границах с куэтсярвинской свитой, может быть названа карбонатно-кварцово-трахибазальтовой. Она отвечает первому четко выраженному периоду замедленной платформенной седиментации и последующего специфического вулканизма, проявившегося после длительного перерыва, сопровождавшегося высокой стабилизацией тектонического режима. В нижней, осадочной части разреза формации широко распространены кварцевые и полевошпат-кварцевые метапсаммиты и метаалевролиты с карбонатом и гематитом в цементе, а также кристаллические доломиты, иногда содержащие остатки строматолитов и онколитов. Особенностью вулканической части разреза является присутствие разнообразных трахибазальтовых метавулканитов (меланократовых трахипорфиритов, муджиеритов), причем среди них хотя и господствуют существенно натровые разновидности, но иногда устанавливаются признаки образований калиевого ряда. Рассматриваемая формация обладает, следовательно, ярко проявленными признаками развития в тектонических условиях, близких к платформенному режиму. Необходимо отметить, что Ж. А. Федотовым был установлен ряд признаков, позволяющих считать разрез вулканической части формации двучленным, распадающимся на два сходных по строению крупных ритма с толеитовыми метабазальтами в низах и трахилорфоритами в верхах каждого ритма. Если учесть присутствие среди них кварцевых разновидностей, то приходится предположить, что вулканическая часть рассматриваемой формации имеет черты присущие контрастным ассоциациям вулканитов (Фролова, 1970).

Третья формация (коласийская свита) может быть названа карбонатно-железисто-кремнистой (вулканогенно-терригенной) толеит-базальтовой. Она возникла в обстановке нового, второго этапа оживления глыбовых движений и дальнейшего активного развития Печенгского синклиниория. Замечательной особенностью этой формации является широкое распространение терригенных и вулканогенно-хемогенных железисто-кремнистых образований, проявляющихся на фоне алевропсаммитовых, нередко более грубозернистых метаосадков прибрежно-бассейнского и дельтового типа или существенно доломитовых карбонатных осадков.

Четвертая формация (пильгуярвинская свита В. Г. Загородного, Д. Д. Мирской, С. Н. Сусловой) рассматривается нами в качестве терригенно-туфогенной пикрит-базальтовой. Она связана с наиболее длительным и мощным процессом седиментации, характеризовавшимся накоплением гравакковых осадков, сопровождавшимся синхронным основным и пикритовым вулканизмом с последующим выветриванием и перемывом туфогенов и завершившимся излиянием толеитовых базальтов четвертой вулканогенной толщи. Ритмично-слоистое строение туфогенно-осадочной части формации и состав метаосадков придают ей черты сходства с флишоидным формационным типом. Важной чертой метаосадков является меняющееся в широких пределах соотношение исходного терригенного и вулканогенного материала и повышенное содержание углеродистого и сульфидного вещества во многих разновидностях метаосадков.

За развитием четвертой формации по всей вероятности следовал этап новой стабилизации тектонического режима, после которого, по данным нашим и В. Г. Загородного, венчая разрез комплекса, возникла пятая, туфогенно-пикрит-андезитовая формация с чертами трахиандезитовой, объединяющей толщи биотит-плагиоклазовых сланцев и метаосадков с туфогенным пикритовым материалом южной зоны синклиниория, а также гипабиссальные интрузии плагиопорфиров порыташского типа. Возможно, что с ней во времени связаны гипабиссальные дифференцированные никеленосные интрузии Печенги, которые при новом погружении пород комплекса, вероятно, последовавшем сразу за их внедрением, подвергались региональному метаморфизму. Последнее, как известно, впервые было показано В. Г. Загородным и др. (1964). Пятую формацию печенгского комплекса, а не четвертую, как предполагает М. А. Гилярова (1967), мы склонны сопоставлять по ряду геологических и геохимических особенностей с суйсарским комплексом среднего протерозоя Карелии.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Приведенные в работе данные по геохимии пород супракrustального комплекса Печенги и результаты их интерпретации позволяют сформулировать некоторые общие выводы, отражающие закономерности развития седиментации и вулканизма среднего протерозоя, их практическое и теоретическое значение, а также некоторые методические вопросы и задачи дальнейших исследований.

1. Распределение петрогенных и рудогенных элементов в метаморфизованных осадках и вулканитах Печенги весьма отчетливо отображает первичные условия их формирования, зависящие прежде всего от палеотектонического режима развития комплекса. Так, например, первые активные движения, зафиксированные в геохимически незрелых и почти недифференцированных грубообломочных осадках первой толщи, в определенной мере отразились в составе перекрывающих их андезито-базальтовых вулканитов, достаточно типичных для ранних этапов развития подвижных зон в широком смысле этого термина. Последовавший этап стабилизации тектонического режима запечатился в особенностях состава зрелых и дифференцированных осадков второй толщи, имеющих большое сходство с типоморфными образованиями ятулия Карелии, субплатформенный характер которых признается многими исследователями (Соколов, 1963; Негруца, 1966). Та же стабилизация привела к последующему появлению специфических трахибазальтовых вулканитов второй толщи, по-видимому, обусловленных эволюцией глубинных очагов, в которых на раннем этапе образовалась магма андезито-базальтов первой толщи. Поскольку геохимические особенности пород при представительном опробовании могут иметь надежную количественную оценку, постольку их ассоциации и, следовательно, тектонический режим их образования и формационная характеристика могут получить графическое и цифровое выражение. По нашему мнению, это одна из важных задач дальнейших геохимических исследований супракrustальных комплексов не только докембрия, но и фанерозоя. Получение количественных геохимических характеристик супракrustальных ассоциаций и комплексов пород (Предовский, 1970а), вероятно, будут содействовать уточнению ряда моментов формационного анализа, возможности формализации понятий и внедрению объективных методов массовой обработки и хранения информации.

2. Приводимые в работе данные демонстрируют эффективность детальной геолого-геохимической реконструкции первичной природы поверхностных образований, регионально метаморфизованных в условиях зеленосланцевой

и эпидот-амфиболитовой фаций. При этом, как показано нами, может быть учтена степень влияния терригенных и вулканогенных источников материала на седиментацию, номенклатура осадочных, вулканических (туфы) и смешанных (туффиты) образований и по геохимическим параметрам скорректированы данные петрографического изучения пород. Полученные результаты позволяют высказаться в пользу обязательного учета геохимических данных при составлении и применении классификаций осадочных пород, основанных на петрографических и, в частности, гранулометрических критериях. По-видимому, предпочтительнее использование таких геохимических параметров, которые являлись бы „сквозными“ и могли служить для единой классификации и сопоставления современных, древних литофицированных и в различной степени метаморфизованных осадков. Последнее необходимо для изучения общих закономерностей эволюции осадконакопления в истории Земли.

3. В результате проведенных исследований еще раз и на большом детальном материале показана справедливость одного из важных положений, сформулированных А. В. Сидоренко (1963, 1970), о принципиальном сходстве процессов седиментации и состава осадков докембрия и фанерозоя. Все без исключения геохимические и фациальные особенности метаосадков Печенги могут быть качественно сопоставлены с особенностями фанерозойских осадков различного стратиграфического и геотектонического положения. Выявление количественных различий, составляющих содержание эволюции процессов седиментогенеза, в основном задача дальнейших исследований. Это последнее направление разрабатывается, например, в ряде работ А. Б. Ронова (Ронов и др., 1966; Ронов, Мигдисов, 1970).

4. Существенным моментом проведенных исследований явилось геохимическое распознавание признаков предшествующего выветривания, проявленных в базальных уровнях осадочных толщ печенгского комплекса, особенно во второй, третьей и четвертой. Наиболее четко геохимически фиксируется высокая степень предшествующего выветривания для осадков второй толщи. Этот факт имеет важное значение не только для познания эволюции осадконакопления, но и для оценки потенциальной рудоносности осадочных толщ Печенги и среднепротерозойского пояса Кольского полуострова в целом. Базальные слои и непосредственно перекрывающие их образования второй осадочной толщи Печенги и коррелируемых с ней уровняй разреза среднего протерозоя региона, по-видимому, должны быть специально изучены с помощью поисковых геохимических методов для уточнения перспектив нахождения в них механогенных (rossсыпных) концентраций таких элементов, как золото, олово и др., которые могут быть интересны не только сами по себе, но и как потенциальные источники рудного вещества для метаморфогенных и иных наложенных гидротермальных рудоносных образований (Смирнов, 1970; Белевцев, 1972). В этом отношении могут быть важным и другие упомянутые выше уровни перерывов, для которых в отдельных районах не исключено более интенсивное проявление предшествовавшего выветривания. В рассматриваемом отношении специфический интерес представляет вопрос о возможностях нахождения переотложенных продуктов глубокого выветривания в низах первой осадочной толщи. Если верны наши предположения о характере разреза первой осадочной толщи, то, по-видимому, можно ожидать обнаружения геохимически высокозрелых осадков в низах первой толши во внутренних частях северной зоны синклиниория при глубинном бурении. На эту возможность указывают и недавние находки реликтов зоны выветривания под первой толщей на породах фундамента в северо-восточной части Печенгского синклиниория (В. Г. Загородный - устное сообщение).

5. Представляют интерес рассмотренные выше данные о влиянии вулканизма на седиментацию. Это явление важно в двух аспектах. Во-первых, намечаются критерии геохимической оценки влияния основного и ультраосновного вулканизма на седиментацию путем учета вариаций содержания

и распределения петрогенных и рудогенных элементов по разрезам и фациальным разновидностям пород. Для этого могут применяться геохимические параметры, отражающие зрелость осадков (частная глиноzemистость, отношение щелочей и др.), а также параметры и компоненты, связанные с составом туфогенной примеси (основность, содержание и отношение никеля, хрома, титана, ванадия, магнезии) или отражающие соотношение терригенной и туфогенной составляющих пород. В печенгском комплексе, как показано в работе, влияние основного и ультраосновного вулканизма на седиментацию проявлено неравномерно, но весьма отчетливо, и нарастает вверх по разрезу.

Во-вторых, при геохимических исследованиях метаосадков Печенги получены данные, показывающие, что под влиянием синхронного и предшествующего вулканизма в них происходит накопление ряда рудогенных элементов. При этом один из элементов (титан, хром, железо в составе окислов, отчасти кобальт и никель) накапливаются в виде обломков первично магматических минералов или продуктов их выветривания и гидротермального изменения, другие (медь, никель, кобальт, марганец, фосфор, сульфидная сера) концентрируются хемогенным или хемо-биогенным путем. В заметных масштабах накапливались только железо в окисной форме в составе описанных выше пород третьей и в меньшей мере второй толщ, а также сульфидная сера – в основном в четвертой толще. Повышенные концентрации железа связываются нами с явлениями перемыча и осадочной дифференциации продуктов поствулканического гидротермального изменения и выветривания магнетитсодержащих вулканитов, прежде всего трахибазальтов (муджиеритов). Вероятно, не исключена возможность нахождения более значительных концентраций таких железных руд в разрезе третьей осадочной толщи во внутренних частях северной зоны синклиниория.

В связи с дискуссионными вопросами формирования промышленных сульфидных медно-никелевых руд Печенги особый интерес представляют закономерности распределения в метаосадках повышенных концентраций сульфидной серы, входящей в состав лирротина и в меньшей мере пирита. По нашим данным, накопление серы в осадочных породах комплекса происходило хемо-биогенным путем при непосредственном влиянии вулканических и поствулканических процессов, служивших, по-видимому, источником серово-дорода и его соединений. В пользу такого вывода говорит ряд фактов. Прежде всего установлена преимущественная приуроченность повышенных содержаний сульфидной серы к определенным фациальным разновидностям осадочных пород. При этом для осадочных пород комплекса в целом характерна прямая положительная корреляция содержаний сульфидной серы и углерода, причем для последнего, по нашим материалам, определен изотопный состав, характерный для биогенных продуктов (Э. М. Галимов – устное сообщение). Содержание сульфидной серы в осадочных породах комплекса растет вверх по разрезу и хорошо коррелируется с количеством основного туфогенного материала и продуктов его выветривания в составе метаосадков. Установленный Л. Н. Гриценко и др. (1967) изотопный состав серы медно-никелевых руд и метаосадков Печенги, близкий к метеоритному стандарту, видимо, указывает накопление серы в осадках сразу вслед за вулканической подачей без участия явлений сульфатного цикла.

Полученные нами совместно с А. А. Жангуроным данные показывают, что повышение содержания сульфидной серы в вулканитах и породах дифференцированных основных-ультраосновных интрузий сопряжено не с различиями их первичного состава, а со степенью наложенных изменений и уровнем содержания сульфидов во вмещающих породах (Предовский, Жангуро, Федотов, 1971; Предовский, 1970б). Сказанное выше позволяет, в частности, считать все еще достаточно высокими перспективы западной части рудного поля Печенги на глубине, в связи с тем, что, как показано выше, уровень

содержания первичной углеродисто-сульфидной примеси в метаосадках продуктивной толщи и количество метаосадков с сульфидами возрастет в пределах рудного поля с востока на запад.

Задачами дальнейшего исследования сульфидного вещества метаосадков Печенги являются: уточнение закономерностей распространения сульфиданосных фаций и горизонтов, выяснение геохимических особенностей мириита и пирротина, связанных с различными вмещающими метаосадками, метавулканитами и интрузивными породами, изучение метаморфогенных преобразований сульфидных минералов в связи со сменой метаморфических ассоциаций силликатных, окисных и сульфидных соединений, геолого-геохимическое и экспериментальное исследование механизма переноса и накопления сульфидного вещества в зонах тектонических нарушений и процессов концентрации в нем рудогеных элементов за счет вмещающих пород и гидротермального привноса. Этот круг вопросов весьма важен для целенаправленного использования геохимических особенностей околоврудных ореолов при глубинном прогнозировании сульфидного медно-никелевого оруденения и разработки критериев отличия последнего от безникелевого пирротинового оруденения.

6. Среди описанных выше петрологических типов вулканитов Печенги наибольший теоретический и практический интерес представляют пикритовые вулканиты (в основном туфобрекции и туфы). По нашим совместно с А. А. Жангуровым предположениям (Предовский, Жангуров, Федотов, 1971), эволюция пикритового вулканизма разворачивалась параллельно с базальтым, приводила к появлению из наиболее глубинных магматических очагов района все более магнезиальных расплавов и в конечном счете завершилась генерацией и внедрением пикритовой магмы, образовавшей комплекс дифференцированных никеленосных интрузий. Таким образом, нами предполагается наличие на Печенге самостоятельной вулкано-плутонической пикритовой магматической формации, включающей никеленосные интрузии и независимой в принципе от андезит-базальтовых, базальтовых и трахибазальтовых ассоциаций вулканогенных толщ, сопровождающихся в свою очередь гипабиссальными интрузиями габбро-диабазов и плагиопорфиритов.

Сочетание интрузивных и эфузивных проявлений пикритового магматизма в определенных структурных зонах делает наличие пикритовых вулканитов существенным критерием для оценки металлогенических возможностей отдельных участков среднепротерозойского пояса Кольского полуострова. Кроме того что пикритовые вулканиты могут указывать на возможность нахождения никеленосных интрузий, в ассоциации с ними возможно выявление кобальтоносных и меденосных туфогенно-осадочных пород - потенциальных источников рудного вещества для метаморфогенно-гидротермальных медно-кобальтовых сульфидных руд, пока еще неизвестных, но в принципе возможных на Кольском полуострове. К числу задач дальнейших исследований относится выявление и геохимическое изучение пикритовых метавулканитов и связанных с ними туфогенно-осадочных образований на всем протяжении среднепротерозойского пояса полуострова.

7. До настоящего времени не получили геохимического освещения и объяснения медные рудопроявления, связанные с определенными разновидностями метабазитов среднепротерозойского комплекса нашего региона. Все новые находки медных рудопроявлений этого рода и возможная корреляция меденосных метабазитов с вулканитами второй толщи печенгского комплекса делают постановку этой задачи, на наш взгляд, весьма актуальной.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахмедов А. М. К реконструкции палеогеографических условий образования осадочных толщ Печенги. – Природа и хозяйство Севера, Апатиты, 1969, вып. 2.
- Ахмедов А. М. Дельтовые фации печенгского комплекса. – Природа и хозяйство Севера, Апатиты, 1970, вып. 2, ч. 1.
- Ахмедов А. М. Геохимическая оценка палеосолености по составу средне-протерозойских метаосадков Печенги. – Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, Апатиты, 1971, вып. 1.
- Ахмедов А. М. Гематитовые оолиты печенгского комплекса. – Материалы по минералогии Кольского полуострова, Л., 1972а, вып. 8.
- Ахмедов А. М. Марганец в метаосадочных породах печенгского комплекса как показатель фациальных условий седиментации. – Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, Апатиты, 1972б, вып. 4.
- Ахмедов А. М. Железистые метаосадочные породы печенгского комплекса и их генезис. – Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, Апатиты, 1972в, вып. 4.
- Ахмедов А. М., Гавриленко Б. В., Предовский А. А. К геохимии золота в метаморфизованных осадочных породах печенгского комплекса. – Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, вып. 3.
- Баранов В. И., Ронов А. Б., Кунашева В. Г. К геохимии рассеянного тория и урана в глинах и карбонатных породах Русской платформы. – Геохимия, 1956, № 3.
- Безгубов А. П., Бывших Ю. П., Дементьев П. К. и др. Уран в древних конгломератах. М., 1963.
- Белевцев Я. Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. – В кн.: Метаморфическое рудообразование, ч. 1. Киев, 1972.
- Белов Н. В. Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магм. – В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петrogenезиса. М., 1959.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. 2-е изд. М., 1962.
- Бельков И. В., Загородный В. Г., Предовский А. А., Козлов М. Т., Рагозина А. Л. Опыт разработки сводной схемы стратиграфии до-кембрия Кольского полуострова. – В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1972.
- Берч Фр., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М., 1949.

- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н.
Текстуры и структуры руд. М., 1958.
- Боуз Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.-Л., 1934.
- Воскресенская Н. Т., Зверева Н. Ф., Ривкина Л. Л. Спектрохимическое определение золота в силикатных породах и минералах. - Академическая химия, 1965, XX, № 12.
- Геологическое строение СССР, т. 1, М., 1968.
- Гилярова М. А. Магматизм северо-западного Прионежья. - В кн.: Геология СССР, т. XXXVII, ч. 1, М., 1960.
- Гилярова М. А. Кора выветривания и конгломераты Ламмас. - Вестник ЛГУ, 1964, сер. геол., вып. 1.
- Гилярова М. А. Стратиграфия и структура Печенги. Л., 1967.
- Горбунов Г. И. Структура месторождения Каула. - В кн.: Основные и ультраосновные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги. М.-Л., 1952.
- Горбунов Г. И. Медно-никелевые месторождения Ортоайви в Печенгском районе. - В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 1. М.-Л., 1958.
- Горбунов Г. И. Геологическое строение Печенгского района. - В кн.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.-Л., 1961.
- Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., 1968.
- Гриценко Л. Н., Гриценко В. А., Ляхницкая И. В. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. - Геология рудных месторождений, 1967, № 4.
- Елина Н. А. Новые эталонные образцы горных пород и их использование. - В кн.: Методы анализа руд Кольского полуострова. Апатиты, 1970.
- Елисеев Н. А. Описание горных пород. - В кн.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.-Л., 1961.
- Загородный В. Г. К вопросу о стратиграфии печенгской свиты. - В кн.: Вопросы геологии Кольского полуострова. М.-Л., 1962.
- Загородный В. Г., Бекасова Н. Е., Пушкин Г. Ю., Радченко А. Т. К геологии среднепротерозойских образований Печенгско-Варзугской зоны. - Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, Апатиты, 1972, вып. 3.
- Загородный В. Г., Мирская Д. Д. Об ультраосновных дифференциатах эфузивов четвертой вулканогенной толши печенгской серии. В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л., 1967.
- Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л., 1964.
- Загородный В. Г., Предовский А. А. Общие закономерности развития структуры и размещения ультраосновных интрузий Печенги. - В кн.: Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1969.
- Заридзе Г. М. Эндогенные формации орогенных областей. М., 1970.
- Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., 1965.
- Кратц К. О., Шуркин К. А., Лобач-Жученко С. Б., Масленников В. А. Региональная схема стратиграфии докембрийских образований. - В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрая восточной части Балтийского щита. Л., 1971.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964.
- Любцов В. В., Ахмедов А. М., Предовский А. А. Вулканизм и некоторые палеонтологические и литолого-геохимические особенности карбонатных пород Печенги. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрая, вып. 3. М., 1971.
- Мирская Д. Д. О некоторых условиях формирования древних вулканогенных толщ на примере изучения печенгской серии. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрая, вып. 1. М., 1966.

- Мирская Д. Д., Загородный В. Г. Туфы кварцевых порфиров и порфиры в верхней толще печенгской осадочно-вулканогенной серии. – В кн.: Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. Л., 1966.
- Негруца В. З. Стратиграфия и литология среднепротерозойских отложений Карелии в связи с проблемой металлоносных конгломератов. – Автoref. канд. дисс. Л., 1966.
- Пиенар П. Дж. Докембрийские ураноносные конгломераты Онтарио. М., 1967.
- Поляк Э. А. Блоковые структуры южного обрамления Печенгского синклиниория. – В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., 1967.
- Поляк Э. А. Геологическое строение Печенгской структурной зоны. – В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.
- Попов А. А., Бабаглы В. А. Гармонические серии знаков песчаной ряби. – В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., 1963.
- Предовский А. А. Особенности строения и развития среднепротерозойских подвижных зон на примере Печенги и Северного Приладожья. – Природа и хозяйство Севера, Апатиты, 1969, вып. 1.
- Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрая. Апатиты, 1970а.
- Предовский А. А. Основные геохимические факторы формирования сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. – Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1970б, вып. 1.
- Предовский А. А., Ахмедов А. М. Геохимия метаосадков Печенги. Апатиты, Фонды Кольск. фил. АН СССР, 1970.
- Предовский А. А., Ахмедов А. М., Кацеблин П. Л., Воинов А. С. Гематитовые кварциты второй осадочной толщи печенгского комплекса и некоторые особенности среднепротерозойской седиментации. – В кн.: Железисто-креймистые формации Кольского полуострова. Л., 1970.
- Предовский А. А., Ахмедов А. М., Федотов Ж. А. Формационное деление печенгского комплекса на основе геолого-геохимических данных. – Природа и хозяйство Севера, Апатиты, 1971, вып. 3.
- Предовский А. А., Воинов А. С., Жангуров А. А. Некоторые геохимические особенности метаосадочных пород печенгской серии. – В кн.: Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1967.
- Предовский А. А., Воинов А. С., Загородный В. Г., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Соотношение и характер процессов осадконакопления и вулканизма в геологической истории Печенги. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрая, вып. 3. М., 1971.
- Предовский А. А., Жангуров А. А., Воинов А. С., Ахмедов А. М. Новые данные о строении и составе вулканогенно-осадочных толщ Печенги. – В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968.
- Предовский А. А., Жангуров А. А., Ильин Ю. И., Ахмедов А. М. Новые данные о закономерностях размещения и условиях формирования сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. – В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968.
- Предовский А. А., Жангуров А. А., Федотов Ж. А. Эволюция состава базит-гипербазитовых пород и ее роль в формировании медно-никелевого оруденения Печенги. – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971.

- Предовский А. А., Каржавин В. К. Геотектонические и геохимические причины щелочной эволюции мантийных и коровых магм. – В кн.: Вопросы геологии и палеогеографии Севера европейской части СССР (тезисы докладов). Апатиты, 1973.
- Предовский А. А., Петров В. П. Особенности методики и некоторые результаты геолого-геохимических исследований докембрийских образований Северного Приладожья. – В кн.: Проблемы изучения геологии докембра. Л., 1967.
- Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембра. Л., 1967.
- Ронов А. Б., Хлебникова З. В. Химический состав важнейших генетических типов глин. – Геохимия, 1957, № 6.
- Ронов А. Б., Гирик Ю. П., Казаков Г. А., Илюхин М. Н. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ. – Геохимия, 1965, № 8.
- Ронов А. Б., Гирик Ю. П., Казаков Г. А., Илюхин М. Н. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах. – Геохимия, 1966, № 7.
- Ронов А. Б., Мицисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ. – Геохимия, 1970, № 4.
- Рухин Л. Б. Ряды фаций и формаций. – Вестник ЛГУ, 1961, сер. геол., № 6.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., 1969.
- Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембра. – Сов. геология, 1963, № 4.
- Сидоренко А. В. Некоторые вопросы изучения докембра. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембра, вып. 2. М., 1967.
- Сидоренко А. В. Очередные проблемы литологического изучения докембра. – В кн.: Состояние и задачи советской геологии, т. I, М., 1970.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А. Основные черты геохимии гипергенеза раннего докембра. – Междунар. геохимический конгресс (тезисы докладов), т. II, М., 1971.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., 1967.
- Смирнов В. И. Металлогения и источники рудообразующих веществ. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IX, М., 1970.
- Смыслов А. А. Закономерности распределения и миграции урана и тория в горных породах земной коры. – Тр. ВСЕГЕИ, 1964, т. 164.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. – Тр. Аркт. инст., 1936, т. XIII.
- Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.-Л., 1963.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. – Тр. ИГН АН СССР, М., 1947, вып. 73.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., 1962.
- Суслова С. Н. Первичные текстуры в туфогенно-осадочных породах печенгской серии. – В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 4. М., 1963.
- Суслова С. Н. К вопросу о литологии туфогенно-осадочных толщ печенгской серии на Кольском полуострове. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембра, вып. 1. М., 1966.
- Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. М., 1963.
- Увадьев Л. И. Туфогенно-осадочные породы рудного поля Печенги. – Сов. геология, 1968, № 7.
- Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги. М., 1952.

- Федотов Ж. А. Дацитовые порфиры и кварцевые порфириты в диабазовой вулканогенной формации Печенги. - Природа и хозяйство Севера, Апатиты, 1971, вып. 2, ч. 2.
- Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Закономерности распределения хрома, никеля и ванадия в вулканогенных и осадочных толщах Печенги. - Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1970, вып. 1.
- Федотов Ж. А., Предовский А. А. Геохимия вулканитов Печенги. Апатиты, Фонды КФ АН СССР, 1970.
- Федотов Ж. А. Петрологические и геохимические особенности метаэфузивов Печенги. - Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, Апатиты, 1972, вып. 2.
- Формозова Л. Н. Формационные типы месторождений солитовых железных руд. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. III. М., 1960.
- Фролова Т. И. Контрастные формации геосинклиналей. - Тезисы докл. V научн. конф. геол. факультета МГУ. М., 1970.
- Цимбалист В. Г. Определение микроколичества золота в разных геологических объектах. - Геология и геофизика, 1969, № 1.
- Хитров В. Г., Кортман Р. В. Рекомендуемые содержания породообразующих и малых элементов в стандартных породах ИГЕМ по данным межлабораторного анализа. М., 1969.

- Adams I. A., Weaver C. F. Thorium-uranium ratios as indicators of sedimentary process: example of concept of geochemical facies. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. geologists, 1958, vol. 42, N 2.
- Angino E. Geochemistry of Atlantic pelagic sediments. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1966, vol. 30, N 9.
- Bowen N. L. The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic and related magmas. - Amer. J. Sci., 1915, ser. 4, 40.
- Degens E. T., Williams E. G., Keith M. L. Environmental studies of carboniferous sediments, part 11, application of geochemical criteria. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. geologists, 1958, vol. 42, N 2.
- Golberg E. D., Arrenius G. O. Chemistry of Pacific Pelagic Sediments. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, vol. 13, N 2-3.
- Goldschmidt V. M., Peters C. Zur Geochemie des Bors. - Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys., 1932, kl. III, 402.
- Hausen H. Über die präquartäre Geologie des Petsamo-gebietes am Eismeere. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1926, N 76.
- Hirst D. The geochemistry of modern sediments from the gulf of Paria II. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1962, vol. 26.
- Hull D. K. Limitation of graded bedding and alternative criteria of upward sequence in the rocks of the Southern uplands. - Trans. Edind. Soc., 1951, vol. 16.
- Landergren S. Contribution to the Geochemistry of boron. - Ark. Kem. Min. Geol., 1945, 19 A, N 25.
- Lokka P. Chemical analyses of Finnisch rocks. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1950, N 151.
- Murray E. G., Adams I. A. Thorium, uranium and potassium in some sandstones. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, vol. 13, N 4.

- Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of Basaltic magma. - Amer. J. Sci., 1955, vol. 257.
- Peltola E. On the geochemical features in the black schists of the Outokumpu area, Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1968, N 40.
- Pettijohn F. J. Chemical composition of sandstones excluding carbonate and volcanic sands. Date of geochemistry, sixth ed., chapter 5. - U. S. Geol. surv. prof. paper, 1963, 440-s.
- Plier R., Adams I. A. The distribution of the thorium, uranium and potassium in the Mancos shale. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1962, vol. 26.
- Potter P. E., Shimp N. E. and Witters J. Trace elements in marine and freshwaters argillaceous. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1963, vol. 27, N 6.
- Reynolds R. C. The concentration of boron in Precembrian seas. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1965, vol. 29.
- Rouboult M., H. de la Roche, Govindaraju K. Rapport sur quatre roches étais geochimiques granites GR, GA, GH et basalte BR. - Centre de Recherches Petrograph. et Geochim., Nansy, 1968.
- Väyrynen H. Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi-Kammikitunturi in Petsamo. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1938, N 116.
- Wagner P. A. The iron deposits of the Union of South-Africa. - Geol. surv. mem., 1928, N 26.
- Walker C. T., Price N. B. Departure curves for computing paleosalinity from boron illites and shales. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. geol., 1963, vol. 47, N 5.
- Wilden R. Composition of the iron formation of Devonian age in the christmas quadrangle, Arisona. - U. S. Geol. surv. prof. paper., 1961, 424-D.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение	4
Глава I. Геолого-геохимическая характеристика метаморфизованных вулканических и осадочных образований печенгского комплекса...	8
Северная зона печенгского синклиниория	8
Первая осадочная толща	8
Первая вулканогенная толща	11
Вторая осадочная толща	17
Вторая вулканогенная толща	27
Третья осадочная толща	32
Третья вулканогенная толща	36
Четвертая осадочная толща	41
Четвертая вулканогенная толща	60
Южная зона Печенгского синклиниория	62
Метаосадочные породы	62
Метавулканиты	65
Гипабиссальные интрузивные породы печенгского комплекса	76
Глава II. Особенности распределения петрогенных и некоторых рудогенных элементов, геохимические закономерности седиментации и металлогенические черты метаосадков печенгского комплекса ...	78
Некоторые общие черты седиментации на основе распределения петрогенных элементов	78
Закономерности распределения некоторых рудогенных и петрогенных элементов в связи с фациальными особенностями метаосадков северной и южной зон синклиниория	81
Осадочные толщи северной зоны	81
Метаосадочные породы южной зоны и их сравнение с метаосадками северной зоны	89
Распределение урана, тория, биогенного углерода и серы в метаосадках печенгского комплекса	92
Металлогенические особенности метаосадков печенгского комплекса	98

Глава Ш. Геохимические черты эволюции вулканизма и основные петрологические типы метавулканитов печенгского комплекса	102
Пetrологические типы и эволюция метавулканитов северной зоны	102
Распределение малых (рудогенных) элементов в метавулканитах северной зоны	111
Сопоставление геохимических особенностей метавулканитов северной и южной зон синклиниория	115
Геохимические особенности интрузивных пород печенгского комплекса	122
Глава 1У. Формационное деление печенгского комплекса на основе геолого-геохимических данных	126
Основные выводы	128
Литература	132

Александр Александрович Предовский
Анвер Митхатович Ахмедов;
Жорж Александрович Федотов

ГЕОХИМИЯ ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА
(метаморфизованные осадки и вулканиты)

Утверждено к печати

Президиумом ордена Ленина Колского филиала им. С. М. Кирова

Редактор издательства Т. Н. Токарева
Художник И. П. Кремлев
Технический редактор О. Н. Скобелева
Корректор Э. Н. Липпа

Сдано в производство и подписано к печати 29/1 1974 г. № 25387
Формат бумаги 70 x 108 1/16. Бумага № 1. Печ. л. 8 3/4 + 2 вклейки
(1 1/8 печ. л.) = 13,83 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 13,65. Изд. № 5546. Тип.
зак. № 968 Тираж 1000 Цена 1 р. 32 коп.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука». 199034. Ленинград, 9 линия, д. 12

1 р. 32 к.

1028

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ

