С. А. СВЕТОВ

ДРЕВНЕЙШИЕ АДАКИТЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ПЕТРОЗАВОДСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
КАФЕДРА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

С. А. Светов

Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита

Петрозаводск
2009

УДК 551.71
ББК 26.34
С 24

С 24 **Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита** / Светов С. А. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. 115 с.: ил. 71, табл. 21. Библиогр. 183 назв.

ISBN 8-97-5-9274-0357-8

В работе приводится детальная геологическая и геохимическая характеристика древнейших мезоархейских адакитов (с возрастом формирования около 3 млрд лет), выявленных в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Обсуждается строение вулканогенно-осадочных разрезов опорных структур (Игнойльской, Хаутаваарской, Чалкинской и Няльмозерской), в которых адакиты формируют значительные объемы разрезов, и возможные условия их магмогенерации. Анализируются сохранившиеся породные последовательности рассматриваемых структур, где в ассоциации с адакитовыми магмами установлены следующие серии вулканитов и субвулканитов: Nb-обогащенная базальт-андезит-дацит-риолитовая (БАДР), толеитовая, байяитовая (высоко-Mg андезитов), высоко-Nb базальтов и андезитов «коматиитового» ряда. Все рассмотренные серии представляют собой единый породный ансамбль, характеризующий различные фазы эволюционного развития мезоархейской конвергентной межплитной зоны перехода «протоокеан – протоконтинент» (Водлозерский блок) в интервале 3,1–2,95 млрд лет.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ, 08-05-98817-р_север_а
Монография подготовлена и издана при финансовой поддержке «Фонда содействия отечественной науке» (грант МД-1163.2007.5)

Рецензент: доктор геол.-мин. наук **А. Б. Вревский**

УДК 551.71
ББК 26.34
С 24

ISBN 8-97-5-9274-0357-8

© Институт геологии КарНЦ РАН, 2009
© Карельский научный центр РАН, 2009

ВВЕДЕНИЕ

Изучение петрогенезиса магматических расплавов, формирующихся в субдукционных системах, на протяжении всей геологической истории планеты, с момента зарождения плейт-тектонических процессов в архее и до современного времени, является одной из фундаментальных проблем петрологии и активно дискутируется на протяжении последних пятидесяти лет, опираясь на классические представления, сформулированные в работах *(Кuno, 1960; Рингвуд, 1975; Green, 1976; Gill, 1981)* и многих других исследователей.

Важность данной научной проблемы обусловлена тем, что ее решение является ключом к реконструкции механизмов и параметров генерации как фанерозойской, так и ранней архейской континентальной коры и позволяет детально описать всю эволюцию механизмов корово-мантийных взаимодействий на протяжении геологической истории планеты.

Следует подчеркнуть, что основные акценты в работах последних лет многими исследователями направлены на создание универсальной геодинамической модели развития субдукционных систем, позволяющих описать генерацию всего разнообразия магматических серий, при этом ключевыми районами изучения стали фанерозойские конвергентные системы Тихоокеанского огненного кольца.

К настоящему времени в их пределах (островных дугах, активных континентальных окраинах), с помощью прецизионных геохимических методов исследования (ICP-MS), был выявлен ряд новых уникальных породных серий (геохимически контрастных между собой), таких как: адакитовая, байяитовая (высокомагнезиальных андезитов, иногда называемая баджаитовой), высоко-Nb базальтов, толеитовая и др. и также их ассоциации: БАДР; АДР-адакит-байяитовая; БАДР-байяит-толеитовая, отражающие не только различные условия магмогенеза, но и маркирующих существенные отличия в механизмах субдукционных взаимодействий и архитектуре конвергентных систем.

Детальное изучение архейских гранит-зеленокаменных областей и поясов в пределах древних кратонов мира (таких как Супериор, Вайоминг, Илгарн, Дхарвар и мн. др.) показало, что данные структуры представляют собой аккретированные к континентальному основанию фрагменты океанических плато, островодужных систем, задуговых бассейнов и окраинно-континентальных вулканических поясов *(Kusky, Polat, 1999; Kerrich et al., 1999; Polat, Kerrich, 2001; Naqvi, Prathap, 2007; Manikyamba et al., 2008)* и содержат магматические серии, во многом аналогичные фанерозойским.

Это позволяет нам использовать знания, накопленные в ходе изучения фанерозойских зон перехода «океан – континент» *(Rolland et al., 2000; Orozco-Esquivel et al., 2002; Schaltegger et al., 2002; Bourdon et al., 2003; Calmus et al., 2003; Palleres et al., 2008 и др.)*, по геохимико-петрологической характеристике индикаторных породных ассоциаций, приуроченных к геодинамически контрастным участкам транзитных зон многих регионов мира, в качестве апробированных эталонов при проведении петрологического анализа сходных по составу объектов, сформированных на ранних стадиях развития Земли.

Целью работы стала прежде всего детальная геологическая характеристика древнейшей (с возрастом около 3 млрд лет) адакитовой серии Карельского кратона, выявленной в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе, а также геохимическая характеристика и описание ассоциирующих с адакитами средне-кислых вулкано-плутонических комплексов, сформировавшихся в период с 3,05 по 2,90 млрд лет в зоне перехода «океан – континент» на восточной части Фенноскандинавского щита (западное обрамление Водлозерского блока).

Данная работа является продолжением ранних исследований автора в пределах Центральной Карелии и базируется на выводах, опубликованных в монографии *(Светов, 2005)* «Магматические системы зоны перехода океан –

континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита», что позволяет опускать обсуждаемые ранее вопросы и привести новые результаты детальных геологических и геохимических исследований, полученных при изучении вулканитов средне-кислого состава за период, прошедший после выхода монографии.

Автор искренне благодарит сотрудников лаборатории геохимии и моделирования природных и техногенных процессов – к.г.-м.н. А. И. Светову за помощь в детальном геологическом, литогеохимическом изучении андезитовых ассоциаций, Т. Н. Назарову за помощь в полевом и петрографическом изучении породных литотипов, подготовку картографических материалов, Н. Н. Кочеткова, Ю. Л. Кюллинена за содействие в проведении полевых работ в 2005–2008 гг.

Бесценную помощь на стадии обсуждения результатов работы оказали: д.г.-м.н. В. В. Щипцов, В. Н. Кожевников, А. И. Слабунов, О. И. Володичев, В. Ф. Смолькин, В. С. Куликов, А. Б. Вревский, Ш. К. Балтыбаев и многие другие, всем им автор выражает огромную благодарность.

Следует подчеркнуть, что исследования по «адакитовой» тематике проводились по плановым темам НИР в Институте геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск и на разных стадиях были поддержаны грантами Президента Российской Федерации: проект **МД 1544.2005.5** «Древнейшие архейские адакиты Фенноскандинавского щита: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования» и проект **МД 1163.2007.05** «Геохимические маркеры эволюции архейских конвергентных систем».

ГЛАВА 1

АДАКИТЫ – КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОДНОЙ СЕРИИ И ВОЗМОЖНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Формирование магматических систем в конвергентных обстановках, а также тип и геохимическая характеристика генерируемых в этих зонах расплавов контролируются множеством факторов, главными среди которых могут быть следующие: возраст субдуцируемой плиты и ее состав; природа перекрывающей плиты (океаническая или континентальная); состав и количество осадков, участвующих в субдукционном процессе; угол субдукции океанической плиты; скорость субдукционного процесса; состав вещества мантийного клина и степень насыщенности его флюидной фазой; наличие раскрывающегося задугового бассейна или его отсутствие и много дополнительных условий и нюансов *(Pearce, 2003; Polat, Kerrich, 2006; Щипанский, 2008)*.

Таким образом, за формирование магматических расплавов в конвергентных обстановках отвечает огромное число условий, которые, ко всему прочему, могут изменяться во времени, что должно приводить к генерации большого разнообразия магматических серий и систем, что и отмечается многими исследователями.

На наш взгляд, среди всего многообразия средне-кислых вулканитов, приуроченных к субдукционным обстановкам, максимальный интерес при их изучении могут представлять следующие проблемы: геохимическая и петрологическая характеристика первичных расплавов, связанные с эволюцией субдукционной системы и эпизодами ее развития; проблема формирования полигенных расплавов, формирующихся в результате смешения мультикомпонентных источников и, наконец, исторический аспект исследования – сходство (или различие) геохимической характеристики магматических систем, формирующихся в зонах субдукции в зависимости от времени генерации (от архея до фанерозоя).

Многие исследователи в качестве своеобразных «конечных производных» в ряду магматических комплексов субдукционных обстановок выделяют две серии – бонинитовую и адакитовую *(Crawford et al., 1989; Defant, Drummond, 1990)*.

Бониниты, приуроченные чаще всего к супрасубдукционным системам, имеют высокую концентрацию H_2O и могут быть генерированы из области деплетированного мантийного клина.

Они характеризуются высокими содержаниями SiO_2 (более 52 мас. %), MgO (более 8 мас. %), низкими концентрациями TiO_2 (менее 0,5 мас. %) и типичным «U»-образным распределением РЗЭ *(LeBas, 2000)*. По содержанию CaO бониниты делятся на две группы: высоко-CaO и низко-CaO *(Crawford et al., 1989)*.

Обе группы бонинитов являются компонентами супрасубдукционных офиолитов или фронтальных частей островных дуг *(Falloon et al., 1997)*, а их формирование требует сочетания при магмогенезе высоких температур и небольших глубин заложения магматических очагов в области мантийного клина *(Crawford et al., 1989)*.

Подобные петрогенетические следствия делают бониниты важным индикатором супрасубдукционных обстановок или маркирующей составляющей инициального этапа заложения субдукционной системы *(Bloomer et al., 1995)*.

Адакиты являются другой своеобразной «конечной производной» субдукционной обстановок, чаще всего отражают результат непосредственного плавления слэба *(Defant, Drummond, 1990)* в режиме горячего погружения, при этом сами породы являются универсальным геодинамическим индикатором конвергентных процессов.

Механизм, приводящий к плавлению субдуцируемой плиты, многими исследователями рассматривается в качестве важнейшего, ключевого процесса при формировании континентальной коры на ранних этапах становления планеты *(Yogodzinski, Kelemen, 1998; Kelemen et al.,*

2003; Martin et al., 2005), поэтому интерес к изучению адакитовых комплексов, формирующихся в сходных обстановках, постоянно растет.

Важно подчеркнуть, что породный ансамбль бонинитов и адакитов является достаточно распространенным явлением и выделяется в архейских *(Polat, Kerrich et al., 2006)*, палеозойских *(Niu et al., 2006)*, эоценовых *(Ishiwatari et al., 2006)* и современных конвергентных системах *(Falloon et al., 2008)*.

В рамках данной работы нами делается акцент на изучении древнейших мезоархейских адакитов и вулканитов адакитового ряда, выявленных в зеленокаменных структурах центральной части Карельского кратона, поэтому следует особое внимание до описания объектов и породных ассоциаций уделить определению самого термина, а также привести характеристику и классификацию адакитовой серии, принятую в настоящее время.

Впервые породы адакитового типа (тогда они считались частью дифференцированной БАДР серии и не выделялись в самостоятельную группу) были выявлены при изучении неогеновых вулканических комплексов Алеутской островодужной системы Р. Кэем в 1977–1978 гг. *(Kay R. W., 1978)*.

В ходе детальных работ он обратил внимание на необычную геохимическую характеристику лав и лавобрекчий авгитовых андезитов вулкана Адагдак (образец ADK-53, табл. 1) на острове Адак (рис. 1).

Высокомагнезиальные (MgO – 5,0–5,58 мас. %) андезиты отличались от большинства островодужных вулканитов Алеутской дуги аномально высокими концентрациями Sr (1783–2600 ppm), повышенными La/Yb и низким Ba/La отношениями, концентрациями Cr и Ni (200 и 150 ppm соответственно) выше, чем в океанических базальтах.

Таблица 1. **Типовые составы адакитов**

	LSA[1] средний	**HSA**[1] средний	Адакит[2] средний	Адакит[3] Алеуты **ADK-53**	Адакит[4] Алеуты	Адакит[5] Тонга	Адакит[6] Серо Пампа	Адакит[7] Остров Кука	**С-адакит**[8], Ц. Китай	**TTГ**[9] Супериор < 3млрд лет
SiO_2	56,25	64,80	63,89	55,50	59,50	70,13	62,55	61,36	66,70	68,53
TiO_2	1,49	0,56	0,61	0,86	0,89	0,11	0,62	0,71	0,72	0,32
Al_2O_3	15,69	16,64	17,40	15,50	15,43	14,38	17,27	18,36	16,64	15,91
$Fe_2O_3^*$	6,47	4,75	4,68	6,90	3,75	4,77	3,48	3,84	3,20	2,49
MnO	0,09	0,08	0,08	0,07	0,04	0,08	0,09	0,07	0,04	0,04
MgO	5,15	2,18	2,47	5,58	4,76	2,27	3,62	3,50	1,00	1,41
CaO	7,69	4,63	5,23	9,51	7,48	4,86	7,12	7,80	2,58	3,36
Na_2O	4,11	4,19	4,40	3,22	3,69	3,37	4,66	4,42	4,35	5,57
K_2O	2,37	1,97	1,52	1,47	2,08	0,30	1,22	0,57	4,18	1,56
P_2O_5	0,66	0,20	0,19	0,32	0,39	0,04	0,20	0,30	0,29	0,11
Sr	2051	565	896	1783	2366	549	1886	1910	628	586
Ba	1087	565	485	476	320	127	306	124	2700	543
Rb	19	52	30	16,4	13	5,4		3	114	30
U			1,0		1,0	0,94	1,3	1,3	2,35	0,9
Th			3,5		2,9	2,74	4,9	4,1	10,3	2,3
Y	13	10	9,5	9	15	6,9		6,0	8,62	4,0
Zr	188	108	117	54		57,2		117	155	95
Nb	11	6	8,3			11,09		11	6,3	3,0
Cr	157	41	54	200	161	30		63	33	32
Ni	103	20	39	150	121	30		53	13	23
La	41,1	19,2	17,5	28,8	30,3	11,25	26,6	27,9	56,17	16,9
Ce	89,8	37,7	34,6	64,2	70,9	2,22	60,9	63,5	119,9	36,7
Nd	47,1	18,2	20,1	33,0	39,8	7,93	30,3	15,0	51,63	16,4
Sm	7,8	3,4	3,1	5,70	6,8	1,42	4,4	4,6	8,88	2,7
Eu	2,0	0,9	0,97	1,82	1,74	0,42	1,16	1,60	1,98	0,71
Gd	4,8	2,8	2,25			1,19			7,09	
Tb			0,37		0,48	0,19	0,34	0,77	1,02	0,21
Dy	2,8	1,9	1,43	2,40		1,09			5,13	
Er	1,21	0,96		1,07		0,59			2,33	
Yb	0,93	0,88	0,91	0,948	0,62	0,64	0,72	0,85	1,90	0,38
Lu	0,08	0,17	0,15	0,138	0,07	0,10	0,09	0,04	0,25	0,06
Mg#	0,61	0,48	0,48		0,72	0,49	0,67	0,64	0,47	0,53
K_2O/Na_2O	0,58	0,47	0,34	0,45	0,56	0,1	0,26	0,12	0,96	0,28
Sr/Y	157,8	56,5	94,3	198,1	157,7	78,4		318,3	72,8	145,7

Примечание. $Fe_2O_3^* = Fe_2O_3 + FeO*1{,}11135$; 1 – Martin et al., 2005; 2 – Drummond et al., 1996; 3 – Kay R. W., 1978; 4 – Yogodzinski et al., 1995; 5 – Falloon et al., 2008; 6 – Mahlburg et al., 1993; 7 – Stern, Kilian, 1996; 8 – Xiao, Clements, 2007; 9 – Feng, Kerrich, 1992.

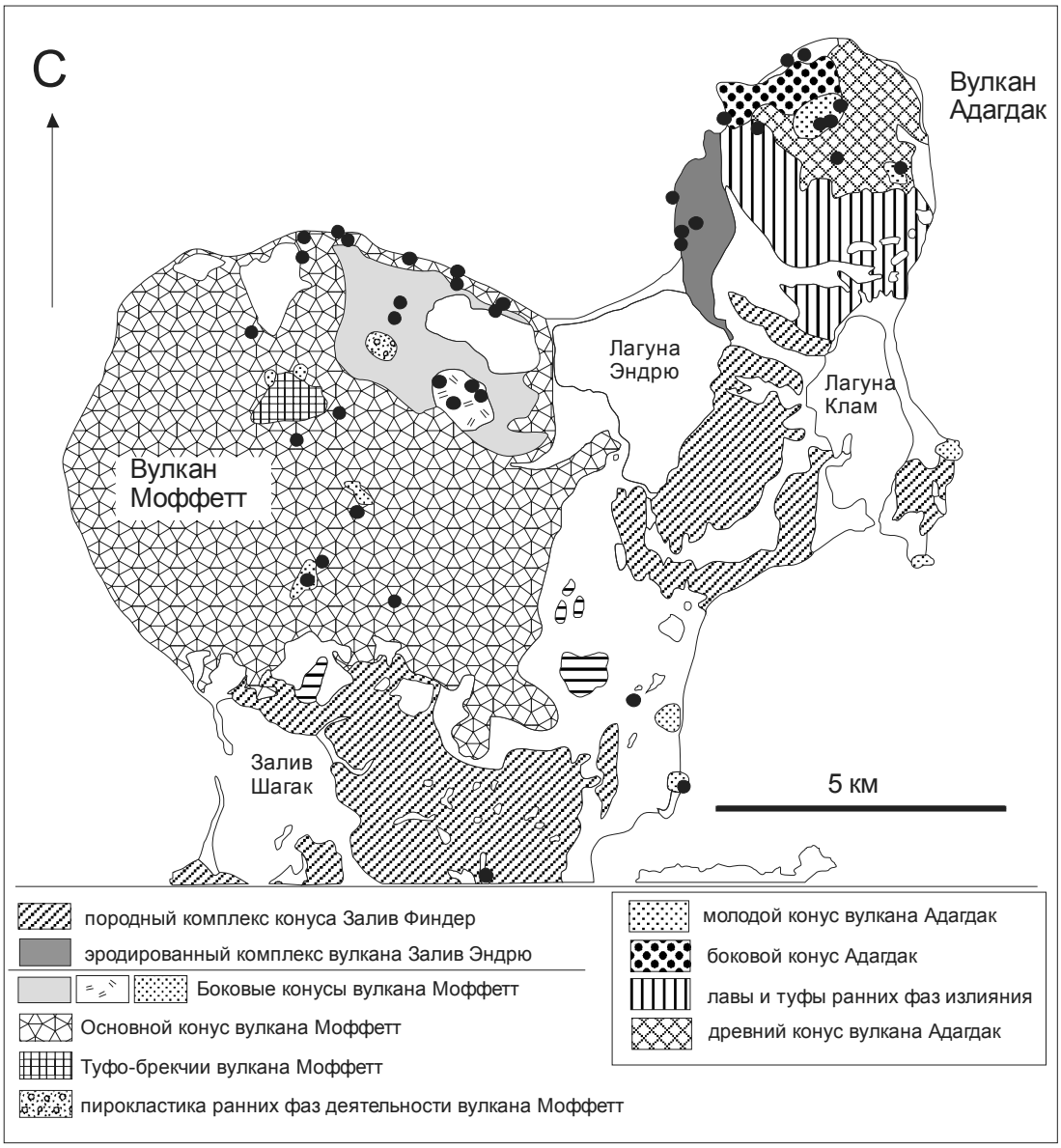


Рис. 1. **Геологическая схема северной части острова Адак, Алеутская островодужная система *(Myers, Frost, 1994)*.** На данной части острова в рельефе доминируют две вулканические постройки: Вулкан Моффетт и Адагдак. Вулкан Моффетт – самый высокий на острове (1,196 м), представлен пирокластическим конусом, осложненным пятью вторичными постройками и сложен высокомагнезиальными андезитами. Вулкан Адагдак (621 м), его молодой пирокластический конус расположен на месте эродированной постройки, существовавшей в районе лагуны Эндрю, также осложнен несколькими вторичными кратерами. Породы, формирующие вулкан Адагдак, принадлежат к смешанной ассоциации, представленной высокомагнезиальными андезитами и адакитами

Рассмотрев возможные условия формирования вулканитов с подобными геохимическими характеристиками, Р. Кэй предложил модель формирования андезитовых расплавов данного типа при непосредственном плавлении субдуцируемой океанической коры *(Kay R. W., 1978)*, что существенно дополняло классическую схему А. Рингвуда (1975), описывающую формирование магматических серий в субдукционных обстановках *(Рингвуд, 1981)*.

В дальнейшем, при детальной классификации геохимических материалов, полученных по дифференцированным андезит-дацит-риолитовым (АДР) сериям кайнозойских конвергентных зон, было предложено М. Дефантом и М. Друммондом использовать термин «адакит» (в честь острова Адак, где впервые были описаны данные породы) для выделения нового (геохимически контрастного типовым андезитам островных дуг) класса магматических пород *(Defant, Drummond, 1990)*, формирование которых происходит в областях субдукции молодой океанической коры с возрастом ≤ 25 млн лет.

По предложенным ими классификационным требованиям *(Defant, Drummond, 1990)* адакиты характеризуются повышенным содержанием $SiO_2 \geq 56$ мас. %, $Al_2O_3 \geq 15$ мас. %, содержанием MgO чаще всего около 3 мас. % (реже до 6 мас. %), низкими концентрациями Y и Yb (≤ 18 и 1,9 ppm соответственно), высоким содержанием Sr (в сравнении с островодужными сериями), низким уровнем HFSE элементов и $^{87}Sr/^{86}Sr < 0{,}7040$.

Детальное изучение петрографической характеристики адакитов показало наличие большого разнообразия пород, которые геохимически могут быть отнесены к данной серии.

Среди них чаще всего доминируют андезиты, дациты (базальты, андезибазальты адакитового состава встречаются крайне редко) различного минералогического состава.

В минеральном парагенезе в адакитах плагиоклаз является главной и постоянной составляющей пород, часто присутствует амфибол, в более магнезиальных разностях встречается клино- и ортопироксен с биотитом, карбонатом *(Defant, Drummond, 1990)*, значительная вариабельность минерального ансамбля не позволяет разработать четкие петрографические критерии для однозначного выделения данного класса пород.

В течение последних 10–15 лет возрос интерес к изучению геохимии и петрологии магматических систем, формирующихся в фанерозойских субдукционных режимах, что позволило получить много новых уникальных данных, позволяющих более корректно подойти к вопросу реконструкции режимов современного корообразования.

Одним из важных результатов подобных работ стало выявление обширных адакитовых магматических провинций в областях Тихоокеанского кольца, в Чили *(Martin, 1987; Futa and Stern, 1988; Mahlburg et al., 1993; Bourgois et al., 1996; Drummond et al., 1996; Guivel et al., 1996; Stern and Kilian, 1996; Sigmarsson et al., 1998),* Эквадоре *(Samaniego, 1995; Bourdon et al., 2003),* Панаме и Коста-Рике *(Defant et al., 1991),* Мексике *(Cameron, Cameron, 1985), (Gonza´lez-Partida et al., 2003),* Алеутских островах *(Myers, Frost, 1994)*, Камчатке *(Kepezhinskas, 1989; Kepezhinskas et al., 1995, 1996),* Японии *(Morris, 1995), (Kimura et al., 2003),* Филиппинах, Новой Гвинее *(Smith et al., 1979)* и ряде других территорий.

Во всех случаях адакиты приурочены к субдукционным системам (чаще с пологой субдукцией) активных континентальных окраин (Андский тип), и островодужных систем энсиалического и энсиматического типов (рис. 2).

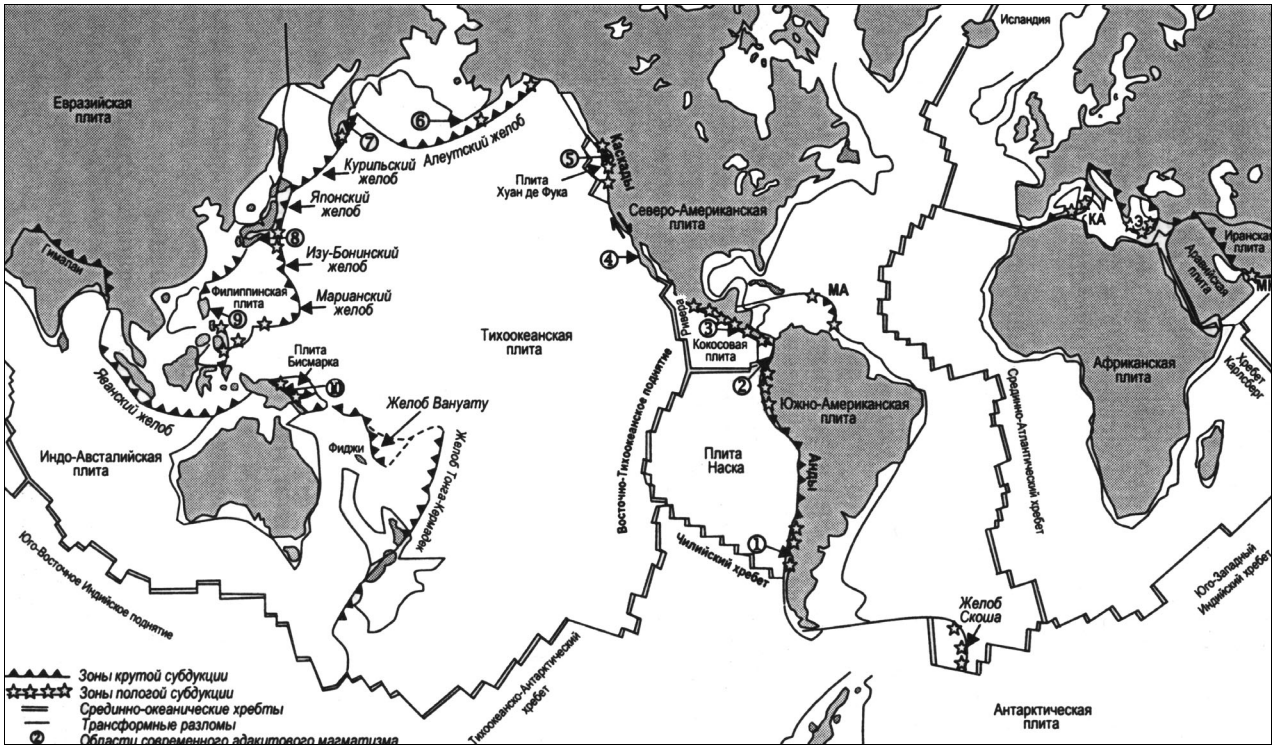


Рис. 2. **Области распространения современных адакитов на схеме плитных границ Земли** *(Щипанский, 2008):* 1 – Чили, 2 – Эквадор, 3 – Панама и Коста-Рика, 4 – Мексика, 5 – Каскады, 6 – Алеутские острова, 7 – Камчатка, 8 – Япония, 9 – Филиппины, 10 – Новая Гвинея. Сокращения: МА – Малые Антильские острова, МК – Макран, КА – Калабрия, Э – Эгейская дуга

Вновь полученный материал по геохимической характеристике адакитов позволил вернуться к проблеме их классификации, что и было сделано Х. Мартином *(Martin, 1999; Martin et al., 2005)*, которым были предложены более четкие геохимические критерии выделения адакитовой серии.

Основные классификационные требования могут быть сведены к следующим параметрическим значениям: содержание $SiO_2 > 56$ мас. %, породы характеризуются высокой концентрацией Na_2O (3,5 мас. % $\leq Na_2O \leq$ 7,5 мас. %), которая коррелирует с низким K_2O/Na_2O отношением (~ 0,42).

Для адакитов характерны значения суммарных концентраций $Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2 \geq$ 7 мас. %, при общей повышенной магнезиальности (Mg# ~ 0,51) и повышенных значениях содержания Ni и Cr (24 и 36 ppm, хотя и более низких, чем в адакитах острова Адак, Алеуты *(Kay R. W., 1978)*.

В целом для адакитов типичным является высокое содержание Sr (чаще всего > 400 ppm, со встречающимися максимальными значениями, достигающими 3000 ppm). При этом адакиты имеют фракционированный характер распределения РЗЭ (подтверждается отношением – $(La/Yb)_n > 10$), и от прочих андезитов, формирующихся в субдукционных обстановках, отличаются низкими концентрациями ТРЗЭ (Yb < 1,8 ppm) и низким содержанием Y (< 18 ppm) *(Martin 1999; Martin et al., 2005)*.

Таким образом, резюмируя, можно сформулировать основные геохимические условия, позволяющие выделить в ряду средне-кислых пород известково-щелочного ряда адакиты и породы, принадлежащие к адакитовой серии. В качестве ключевых параметров выделяются:

(1) распределение РЗЭ (их тяжелую часть на примере Yb);

(2) концентрации -Y и - Sr; что позволило создать несколько бинарных диаграмм для выделения адакитовой серии в следующих координатах: (1) $(La/Yb)_n – Yb_n$; (2) – Sr/Y – Y *(Defant, Drummond, 1990)* (рис. 3, 4), в то время как на стандартной диаграмме по петрогенным элементам в координатах – $Na_2O + K_2O – SiO_2$ отделить адакитовые составы от известково-щелочных затруднительно (рис. 4).

Несколько позже, на основе анализа больших массивов геохимических данных (более 340 анализов адакитов) Х. Мартин обосновал целесообразность их деления на две группы, предлагая в качестве основного критерия содержание SiO_2 *(Martin et al., 2005)*, введя пограничное значение концентрации кремнезема, равное 60 мас. %. На этой основе им были выделены 2 типа адакитов: высококремнистый (**HSA**, $SiO_2 > 60$ мас. %) и низкокремнистый (**LSA**, $SiO_2 < 60$ мас. %).

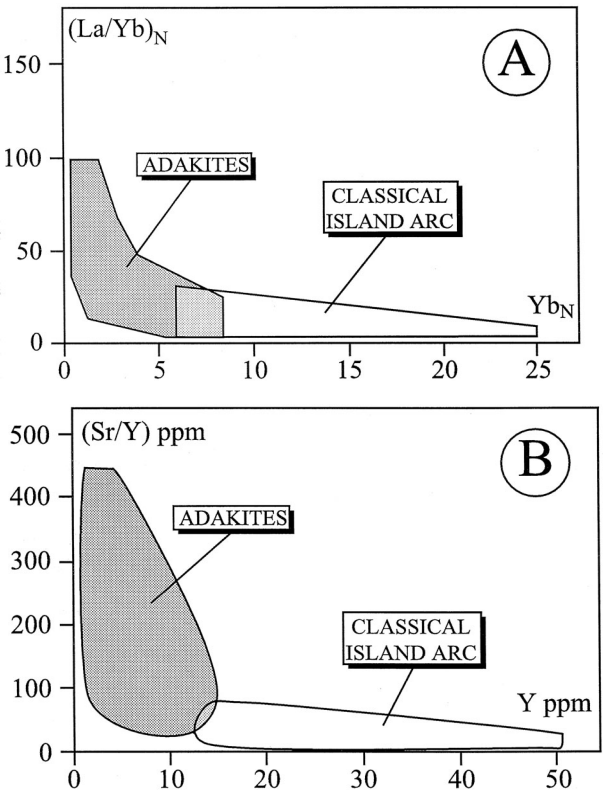


Рис. 3. **Диаграммы (A) $(La/Yb)_n – Yb_n$; (B) – Sr/Y – Y для выделения адакитовой серии**. Поля на диаграмме по *(Defant, Drummond, 1990)*

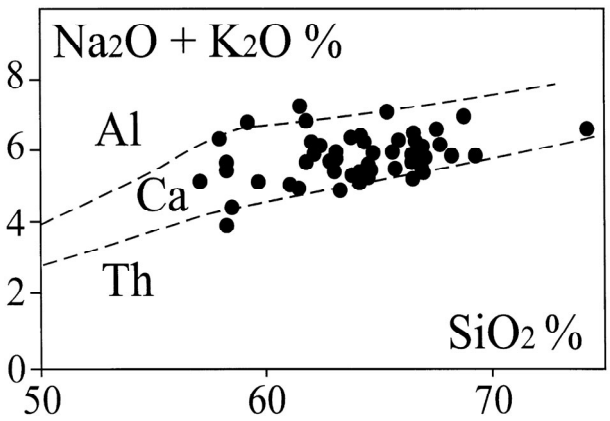


Рис. 4. **Диаграмма $Na_2O + K_2O – SiO_2$ для адакитов в сравнении с известково-щелочными и толеитовыми андезитами, андезидацитами** *(Martin, 1999)*

К высококремнистому типу **HSA** *(Martin, 1995; Martin et al., 2005)* относятся: комплексы вулканитов Анд на юге Чили (Astral Volcanic Zone), включая часть породной ассоциации вулкана Кук, породные ассоциации вулканических структур Эль Валей

и Ла Йегуада (Панама), Сан Хелен (США), Калимантан (Борнео), Минданао, Замбонга (Филиппины), Мезкла (Мексика), Невадо Гаямбле, Пичинча, Антисана (Эквадор), Самбе и Дайсе (Япония).

К низкокремнистому типу **LSA** (данный тип часто пересекается с группой высоко-магнезиальных андезитов) относятся породы, обнаруженные в пределах вулканических центров, расположенных на острове Кука (Чили), в районе Байя Калифорниа (Мексика), острове Адак (Алеутская дуга), вулканах Эль Бару (Панама), Замбонга (Филиппины), Конно Де Ла Вирген (Эквадор), Серо Пампа (Аргентина). При этом по петрографической характеристике LSA адакиты часто представляют собой андезиты с фенокристаллами пироксена.

Важно подчеркуть, что зоны географического распространения адакитов HSA- и LSA-типов часто совпадают и приурочены к одним и тем же вулканическим структурам, что вносит дополнительные проблемы в их однозначное выделение. При этом существует вопрос, являются ли эти группы (HSA и LSA) самостоятельными магматическими сериями?

На наш взгляд, выделяемые типы адакитов не являются самостоятельными сериями, а лишь отмечают существование мультизонного плавления в субдукционных системах, приводящего к доминированию гибридных магм при излиянии над первичными выплавками. Формирование расплавов низкокремнистых адакитов (LSA-типа) может происходить в ходе смешения первичных адакитовых выплавок с баяитовыми, или адакитовых с толеитовыми расплавами. При этом первичную адакитовую серию представляют породы высококремнистого типа (адакиты HSA-типа).

Растущий мировой интерес к проблеме формирования адакитовых комплексов позволил выявить некоторые близкие по составу магматические серии, не связанные с эволюцией субдукционных систем. Новый тип пород, близкий к адакитам, был открыт в результате исследований последних лет, проводимых при геологическом и геохимическом изучении мезозойских гранитоидных комплексов постколлизионного типа в пределах северо-восточного Китая, в блоке Янгзе (Yangtze block) *(Xiao, Clements, 2007)*.

В ходе работ была выявлена породная ассоциация (монцограниты), геохимически близкая адакитам (по распределению малых и редкоземельных элементов). Монцограниты Тиатангзай (Tiatangzhain) относятся к высоко-К, известково-щелочной серии, характеризуются повышенной щелочностью ($Na_2O + K_2O$ = 8,53 мас. %), отношением K_2O/Na_2O = 0,96, высоким содержанием Sr (до 1000 ppm), высокими значениями Sr/Y отношения (максимальное – 106), не имеют Eu-аномалии и значительно деплетированы тяжелыми РЗЭ.

Геохимическая уникальность данной серии заключалась в том, что за исключением общей щелочности, монцограниты полностью соответствуют типу высоко-кремнистых адакитов (HSA-тип), имеют низкую магнезиальность (содержание MgO в породах варьирует на уровне 1 мас. %, при магнезиальности Mg# = 34), и характеризуются низкими концентрациями Ni и Cr *(Xiao, Clements, 2007)*.

Детальный петрологический анализ химизма монцогранитов и экспериментальные работы показали, что формирование данных «адакито-подобных» расплавов, скорее всего, проходило при высокотемпературном (T > 1050 ^oC) безфлюидном плавлении метатоналитов, метаандезитов при давлениях около 2 Гпа, что может быть связано с процессами утолщения континентальной коры за счет деламинации эклогитового киля и последующего плавления корового материала на мантийных глубинах в режиме высокого теплового потока на стадии орогенного коллапса *(Xiao, Clements, 2007)*.

Полученные данные позволили существенно расширить систематику «адакито-подобных» пород за счет выделения новой, геохимически обособленной группы пород адакитового ряда, не связанных с формированием субдукционных систем.

Породы данной серии было предложено называть адакитами С-типа (континентальными (continental) адакитами), формирование которых происходило при плавлении нижнекорового субстрата *(Xiao, Clements, 2007)*.

Суммируя геохимическую характеристику трех основных на сегодняшний день типов адакитовых магм, в табл. 2 мы приводим граничные концентрации петрогенных и малых элементов для каждой группы. Таким образом, подводя итог химической характеристике пород, объединяемых в рамках адакитовой серии, можно сказать, что под современное понятие адакит, попадает несколько химически близких породных серий, часть из которых представляет первичные расплавы (HSA- и С-адакиты), а часть является продуктами смешения адакитовых выплавок с магмами других типов (LSA-адакиты). Химически наиболее значимо адаки-

ты различных типов могут быть разделены на основе концентраций SiO_2, MgO и по соотношению щелочей. При этом различия в содержании малых и редкоземельных элементов между адакитами разных типов не всегда позволяют корректно их классифицировать.

Таблица 2. **Геохимическая характеристика HSA, LSA** *(Martin, 1995)* **и С-адакитов** *(Ma et al., 1998; Xiao, Clements, 2007)*

Геохимический параметр	HSA	LSA	С-адакиты
SiO_2	> 60 мас. %	< 60 мас. %	58–74 мас. %
MgO	0,5–4 мас. %	4–9 мас. %	0,5–1 мас. %
Mg#	0,48	0,61	0,34
$CaO+Na_2O$	< 11 мас. %	> 10 мас. %	4–8 мас. %
K_2O/Na_2O	0,47	0,58	~ 1
Sr	< 1100 ppm	> 1000 ppm	700–900 ppm
Rb	25–75 ppm (52 ± 21ppm)	2–30 ppm (19 ± 17 ppm)	70–140 ppm
Ba	400–1100 ppm (721 ± 286 ppm)	500–1600 ppm (1087 ± 499 ppm)	900–2700 ppm
Nb	4–8 ppm (6 ± 2 ppm)	8–15 ppm (11 ± 4 ppm)	6–18 ppm
Zr	60–150 ppm (188 ± 68 ppm)	120–250 ppm (188 ± 68 ppm)	100–320 ppm
Y	7–13 ppm (10 ± 3 ppm)	10–16 ppm (13 ± 3 ppm)	6–20 ppm
La	11–28 ppm (19,2 ± 8 ppm)	26–56 ppm (41,1 ± 15 ppm)	18–75 ppm
Yb	0,60–1,10 ppm (0,88 ± 0,2 ppm)	0,70–1,15 ppm (0,93 ± 0,2 ppm)	0,46–1,47 ppm
Ni	10–30 ppm (20 ± 10 ppm)	40–160 ppm (103 ± 58 ppm)	5–30 ppm
Cr	15–70 ppm (41 ± 26 ppm)	75–240 ppm (157 ± 81 ppm)	5–50 ppm
$(La/Yb)_n$	14,44	29,32	14–35
Sr/Y	55,65	162,21	106

Примечание. В табл. приведены вариации средних концентраций элементов (аномально низкие и высокие значения исключены из выборки).

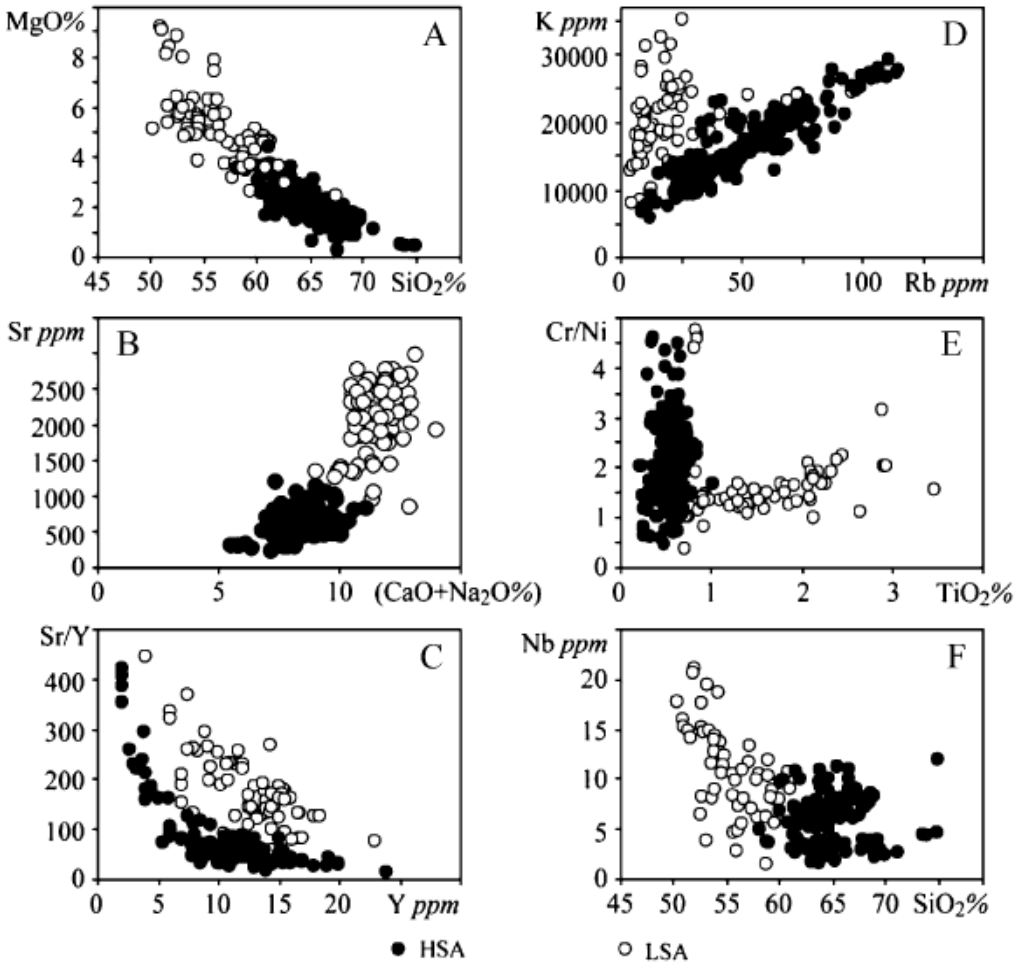


Рис. 5 . **Двухкомпонентные диаграммы для адакитов HSA, LSA-типов** *(Martin et al., 2005)*

В качестве иллюстрации геохимического отличия адакитов HSA-, LSA-типов приведем (рис. 5) двухкомпонентные диаграммы для петрогенных и малых элементов. По редким и редкоземельным элементам наиболее показательной является концентрация Sr, Rb (или Sr/Y отношение) и уровень содержания РЗЭ (абсолютные концентрации ТРЗЭ, в частности Yb и Lu) (рис. 6).

Большинством авторов при обсуждении петрологических аспектов генерации адакитов (за исключением С-адакитов) принимается модель их формирования в ходе прямого плавления субдуцируемой океанической коры, преобразованной в ходе погружения в амфиболиты или эклогиты, что, как следствие, обуславливает их аномальную геохимическую характеристику *(Defant, Drummond, 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005 и многие др.)*.

Обобщая основные геохимические характеристики пород адакитового ряда, П. Р. Кастилло предложил следующую схему, иллюстрирующую связь химических характеристик адакитов с возможными петрологическими процессами при их генерации *(Castillo, 2006)* (табл. 3).

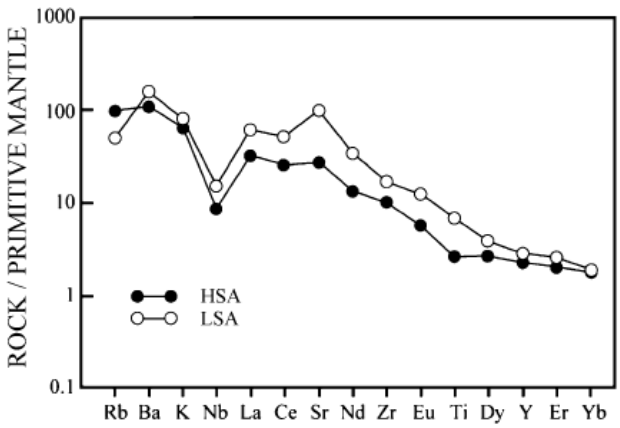


Рис. 6. **Распределение РЗ-элементов (нормализовано по составу примитивной мантии** *(McDonough et al., 1992)* **в усредненных составах адакитов HSA- и LSA-типов** *(Martin et al., 2005)*. LSA отличаются от HSA по ярко выраженной положительной аномалии Sr, более низкому уровню Rb, высоким концентрациям Nb и РЗЭ. Для адакитов HSA-типа характерно более низкое содержание Ti

Таблица 3. **Основные геохимические черты адакитовой серии** *(Castillo, 2006)*

Геохимическая характеристика	Петрологическая интерпретация геохимической характеристики
Высокие содержания SiO_2 (≥ 56 мас. %)	Плавление при высоком давлении эклогитов или гранатовых амфиболитов
Высокие содержания Al_2O_3 (≥ 15 мас. %)	Плавление при высоком давлении эклогитов или гранатовых амфиболитов
Низкие содержания MgO (< 3 мас %), невысокие содержания Ni и Cr	Первичный расплав не является продуктом плавления мантийного пиролита
Высокие концентрации Sr (> 300 ppm)	Плавление плагиоклаза или его отсутствие в рестите
Отсутствие Eu аномалии	Малое количество плагиоклаза в рестите или обеднение источника плавления (субдуцируемых базальтов) Eu
Низкое содержание Y (< 15 ppm)	Присутствие граната (или роговой обманки и клинопироксена) в составе фаз рестита или фракционирующих фаз
Высокое отношение Sr/Y (> 20)	Присутствие граната (или амфибола) в составе фаз рестита или фракционирующих фаз
Низкие содержания Yb (< 1,9 ppm), низкий уровень ТРЗЭ	Присутствие граната в составе фаз рестита или фракционирующих фаз
Высокие отношения La/Yb (> 20), обогащение LREE по отношению к HREE	Присутствие граната в составе фаз рестита или фракционирующих фаз
Низкий уровень HFSE (Nb, Ta) как в типичных островодужных лавах	Присутствие Ti-фаз или роговой обманки в источнике
Низкие $^{87}Sr/^{86}Sr$ (< 0,7040)	$^{206}Pb/^{204}Pb$, K/La, Rb/La, Ba/La and high $^{143}Nd/^{144}Nd$; стандартные N-MORB характеристики

Примечание. В табл. приводятся данные по *(Castillo, 2006),* которые описывают основные характеристические отношения и параметры адакитов HSA-типа.

Таким образом, на основе интерпретации геохимических характеристик и анализа накопленного мирового опыта в изучении адакитовых систем, а также экспериментальных данных, можно сформулировать основные геодинамические процессы, приводящие к формированию адакитовых расплавов высококремнистого (HSA) типа:

(1) субдукция молодой горячей океанической коры (основная принятая в настоящее время модель формирования адакитов, основанная на предположении, что

океаническая кора моложе 5 млн лет еще находится в достаточно разогретом состоянии, чтобы при погружении достичь P-T-параметров, инициирующих ее плавление *(Peacock et al., 1994)*, некоторыми авторами в качестве дополнительного необходимого условия называется пологий характер субдукции *(Gutscher et al., 2000; Beate et al., 2001; Bourdon et al., 2003),* и возраст океанической коры увеличивается до 25 млн лет *(Defant, Drummond, 1990);*

(2) плавление океанической коры при заложении субдукционной системы (в инициальной стадии формирования субдукционной системы, океаническая плита быстро погружается в мантию и может достигнуть температуры плавления еще до стадии своей дегидротации *(Sajona et al., 1993)*;

(3) на стадии отмирания субдукционной системы (в этом случае может плавиться и древняя океаническая кора с возрастом > 25 млн лет) с постепенным переходом в коллизионный режим (в период завершения существования субдукционной системы, когда погружение океанической плиты прекращается, мантийная геотерма постепенно повышается, достигая параметров, достаточных для начала плавления водосодержащих компонентов океанической плиты, примером подобной системы являются вулканические комплексы Минданао, Филиппины) *(Sajona et al., 1996, 2000)*;

(4) в зонах «мантийных окон», в разрывах субдуцируемых океанических плит и на границах с трансформными разломами при высоком термальном апвелинге *(Yogodzinski et al., 2001; Calmus et al., 2003);*

В качестве моделей формирования адакитов С-типа дополнительно привлекаются модели плавления подстилающей базальтовой континентальной коры (континентального киля) *(Atherton, Petford, 1993).*

ГЛАВА 2

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

В связи с тем, что целью данной работы являлась разносторонняя характеристика древнейших на Фенноскандинавском щите адакитовых ансамблей, частично сохранившихся в пределах зеленокаменных структур в западном обрамлении Водлозерского блока, целесообразно будет дать краткую геологическую характеристику региона *(Слабунов и др., 2006)* с акцентом на территорию проводимых работ.

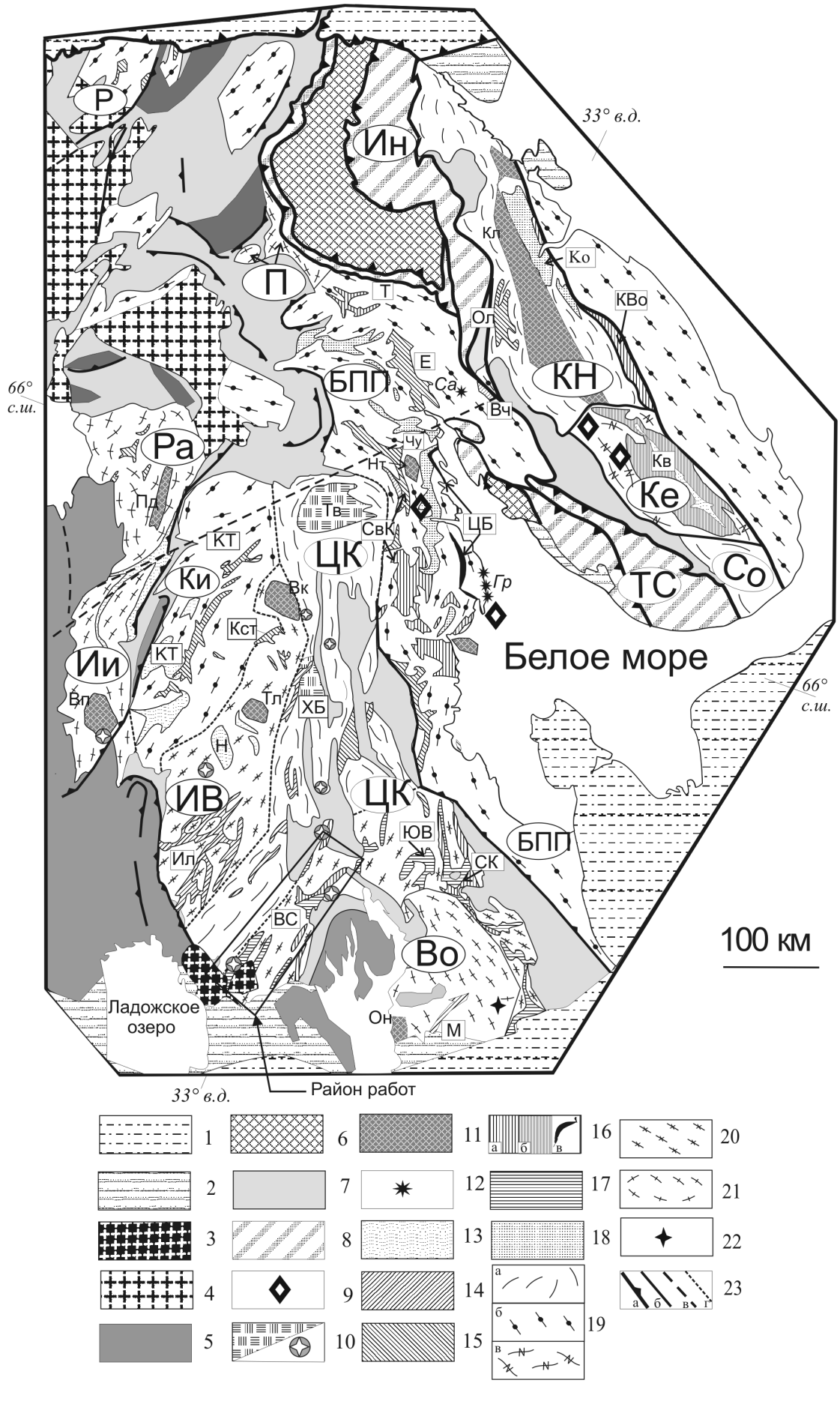
Раннедокембрийские (нео-, мезо- архейские и палеопротерозойские) образования Северо-Запада России развиты в пределах трех основных региональных мегаструктур – Карельской гранит-зеленокаменной области (КГЗО или Карельский кратон), Беломорского подвижного пояса и Кольской гранулит-гнейсовой области *(Докембрийская.., 1988)*.

Карельский кратон представляет собой архейскую гранит-зеленокаменную область *(Зеленокаменные пояса.., 1988; Gaál, Gorbatschev, 1987)*, объединяющую в своем составе несколько крупных террейнов *(Слабунов и др., 2006)*, таких как: Водлозерский, Центрально-Карельский, Иломантси-Вокнаволокский (Западно-Карельский по: *Лобач-Жученко и др., 2006)*, Кианта, Иисалми, Рануа, Помокайра и Ропи (рис. 7) *(Ранний докембрий.., 2005; Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005; Лобач-Жученко и др., 2006)*. Все они различаются по возрасту и составу формирующих их комплексов.

В строении Карельского кратона принимают участие супракрустальные метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования лопийского комплекса (верхний архей), формирующие до 15% от общего объема пород, и гранитогнейсовые комплексы (75%) *(Геология Карелии, 1987)*, представленные гранитами и гранитогнейсами различного возраста и генезиса с

Рис. 7. **Схема геологического строения архея Балтийского щита** *(Слабунов и др., 2006)*

1 – фанерозойские комплексы; 2 – нео- и мезопротерозойские комплексы; 3–7 – палеопротерозойские комплексы: 3 – граниты рапакиви (1,65–1,62 млрд лет), 4 – гранитоиды (1,85–1,75 млрд лет), 5 – 2,06–1,85 млрд лет осадочно-вулканогенные комплексы, 6 – комплексы Лапландского и Умбинского гранулитовых поясов 2,0–1,91 млрд лет, 7 – 2,5–2,06 млрд лет осадочно-вулканогенные комплексы; 8 – тектонические коллажи из палеопротерозойских и неоархейских комплексов (Ин и ТС – Инари и Терско-Стрельнинский домены, соответственно); 9–22 – архейские комплексы: 9 – габброиды, 10 – санукитоиды (2,74–2,72 млрд лет) (Тв – Таваярвинский массив), 11 – гранулитовые (главная фаза – 2,74–2,72 млрд лет) комплексы (Вп – Варпаисъярви, Вк – Вокнаволокский, Тл – Тулосский, Он – Онежский, Нт – Нотозерский; Кл – Кольский, Пд – Пудасъярвинский), 12 – эклогитсодержащие комплексы (*Гр* – Гридинский, *Са* – Салминский), 13 – парагнейсовые комплексы 2,7–2,78 млрд лет (Н – Нурмес), 14–17 – зеленокаменные комплексы (индексы в квадратах – главные зеленокаменные и сланцевые пояса Балтийского щита: ВС – Ведлозерско-Сегозерский, Вч – Воче-Ламбинский, Е – Енский, Ил – Иломантси, Кв – Кейвский сланцевый, КВо – Колмозеро-Воронья, Кст – Костомукшский, КТ – Кухмо-Суомуссалми-Типасъярви, М – Маткалахтинский, Ол – Оленегорский, СвК – Северо-Карельский, СК – Сумозерско-Кенозерский, Т – Тулппио, ХБ – Хедозерско-Большеозерский, ЦБ – Центрально-Беломорский, ЮВ – Южно-Выгозерский): 14 – возраста 2,75–2,68 млрд лет, 15 – возраста 2,80–2,75 млрд лет, 16 – возраста 2,90–2,85 млрд лет: а – зеленокаменные, б – ЦБ – с фрагментами океанической коры, в – Кв сланцевый), 17 – возраста 3,10–2,90 млрд лет, 18 – парагнейсовые комплексы возраста 2,9–2,82 млрд лет (Чу – Чупинский, Ко – Кольский), 19–22 – гранито-гнейсовые комплексы: 19 – возраста 2,90–2,70 млрд лет: а) – террейнов Центрально-Карельского (ЦК), Кольско-Норвежского (КН), Сосновского (Со), б) – Беломорского подвижного пояса (БПП), террейнов Кианта (Ки), Ропи (Р), Мурманского кратона, в) – Кейвского (Ке) террейн, со щелочными гранитоидами, 20 – возраста 3,10–2,70 млрд лет террейна Иломантси-Вокнаволок (ИВ) и окраины Водлозерского, 21 – возраста 3,60–2,90 млрд лет террейнов Иисалми (Ии), Помокайра (П), Рануа (Ра) и Водлозерского (Во); 22 – метавулканиты Волоцкой толщи (3,39 млрд лет); 23 – тектонические границы: а) – главные надвиги, б) – сбросы и взбросы, в) – сдвиги, г) – предполагаемые


Р
Ин
П
Т
Кп
Ко
КВо
Ол
Е
Са
БПП
КН
Вч
Ра
Чу
Нт
Кв
Ке
Пд
Тв
СвК
ЦБ
КТ
ЦК
Ки
Гр
ТС
Со
Вк
Кст
КТ
Ии
Белое море
Вп
Тл
ХБ
Н
ИВ
ЦК
ЮВ
БПП
Ил
СК
ВС
Во
100 км
Ладожское
озеро
Он
М
Район работ
33° в.д.
66°
с.ш.

содержащимися ксенолитами супракрустальных пород.

Супракрустальные образования сформированы, главным образом, зеленокаменными и парагнейсовыми поясами. Это сложные и, как правило, коллажированные структуры *(Минц, 1998; Кожевников, 2000; Светов, 2005; Щипанский, 2008)*, состоящие из одного или нескольких зеленокаменных ансамблей, часто различающихся по возрасту формирования. Выделяются также парагнейсовые пояса – структуры, в которых преобладают осадочно-вулканогенные и осадочные породы с небольшой долей кислых вулканитов.

Гранито-гнейсовые комплексы представлены ассоциацией древних гранитоидов и ТТГ Водлозерского блока, которые сопоставляются с высокометаморфизованными образованиями (эндербиты, чарнокиты) Западной Карелии из Вокнаволокского и Тулосозерского блоков *(Володичев и др., 2002)*.

Наиболее древние породы в пределах Карельского кратона сохранились в составе Водлозерского террейна, в который входят такие зеленокаменные пояса (ЗКП), как: Ведлозерско-Сегозерский, Сумозерско-Кенозерский, Южно-Выгозерский и Маткалахтинский, причем первые два состоят из двух разновозрастных зеленокаменных ансамблей. Здесь присутствуют также фрагменты палеоархейских супракрустальных пород *(Ранний докембрий.., 2005)*.

Наиболее изученными в пределах террейна являются:

(1) **Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс,** расположен на западной окраине Водлозерского блока и состоит из нескольких разновозрастных породных ансамблей (рис. 7), более древний из которых включает две ассоциации с возрастом 3,05–2,95 млрд лет, его строение мы рассмотрим ниже *(Светов, 2005)*.

(2) **Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс**, в его строении участвуют два породных ансамбля. Ранний из которых – коматиит-базальтовый. Его возраст, полученный Sm-Nd-методом по породе в целом (для Каменноозерской структуры), оценивается 2916 ± 117 млн лет *(Puchtel et al., 1999)*, а в Кенозерской – 2960 ± 150 млн лет *(Сочеванов и др., 1991)*. Более молодой комплекс сложен метавулканитами базальт-андезит-дацит-риолитовой (БАДР) серии с прослоями углеродсодержащих, карбонатных сланцев и кварцитов и субвулканическими телами кислых вулканитов адакитовой серии. Возраст вулканитов БАДР и адакитовой серий равны 2875 ± 2 и 2876 ± 5 млн лет, соответственно *(Puchtel et al., 1999)* .

(3) **Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс,** наиболее детально изучен на примере Шилосской структуры, которая сформирована коматиит-базальтовой ассоциацией, для которой получен Sm-Nd изохронный возраст 2913 ± 30 млн лет *(Лобач-Жученко и др., 1999)*.

Кратко характеризуя гранитоидные комплексы Карельского кратона, следует отметить, что мезоархейские гранитоиды (3,2–3,0 млрд лет) выявлены в трех районах Карельской провинции и представлены породами ТТГ-ассоциации. В террейне Помокайра (рис. 7) их возраст оценивается в 3,11 млрд лет, при этом в них присутствуют унаследованные цирконы с возрастами 3,16–3,25 млрд лет, а средняя величина $\varepsilon_{Nd}(t) \approx -3,7$ указывает, как минимум, на мезоархейский возраст источника *(Kröner, Compston, 1990)*.

ТТГ-породы террейна Иисалми имеют возраст около 3,1 млрд лет при $\varepsilon_{Nd}(t)$, равном – 1,3 *(Hölttä et al., 2000)*. Наиболее широко древние гранитоиды развиты в пределах Водлозерского террейна (рис. 7). U-Pb-возраст цирконов (SHRIMP) из наиболее ранних разгнейсованных тоналитов варьирует от 3210 ± 12 млн лет до 3151 ± 18 млн лет *(Lobach-Zhuchenko et al., 1993)*.

Кроме этого, в Водлозерском террейне широко проявлено гранитообразование, синхронное с формированием зеленокаменных комплексов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. В период 3,0–2,9 млрд лет здесь образовались трондьемиты Чебинского плутона (2985 ± 10 млн лет), тоналиты района оз. Черное (2957 ± 23 млн лет), диориты и гранодиориты района р. Кальи (2971 ± 11 и 2908 ± 12 млн лет) *(Лобач-Жученко и др., 1999)*.

Значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ в них положительные (2,3–4,2), а T_{DM}^{Nd} близок к 3,0 млрд лет *(Лобач-Жученко и др., 1999, 2000; Чекулаев и др., 1997)*. Эти ранние зеленокаменные ансамбли и гранитогнейсы рвутся более молодыми ТТГ-породами (Лижмореченский плутон, > 2884 млн лет; Шилосский плутон, 2859 ± 24 млн лет) *(Лобач-Жученко и др., 1999)*. Такие же породы выявлены в террейнах Кианта (2843 ± 18 млн лет) *(Luukkonen, 1988)*.

Кроме того, в пределах Водлозерского террейна сохранились самые древние на Фенноскандинавском щите двуполевошпатовые граниты (2876 ± 21 млн лет) *(Ранний докембрий..,*

2005), они близки I типу и отличаются слабым фракционированием РЗЭ ($(La/Sm)_N$ = 3,5–5, $(Gd/Lu)_N$ = 1,6–2) и отрицательной Eu аномалией (Eu/Eu* = 0,35–0,60). Вариации $\varepsilon_{Nd}(t)$ от –1,5 до +1,8 в них связаны с гетерогенностью магматического источника *(Лобач-Жученко и др., 2000)*.

2.1. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс: общие черты строения

Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс (рис. 8) в Центральной Карелии протягивается более чем на 300 км в субмеридиональном направлении при ширине 50–60 км. В современном эрозионном срезе он состоит из ряда структур *(Светов, 2005)*, таких как: Хаутаваарская, Койкарская, Семченская, Эльмусская, Паласельгинская, Остерская, Бергаульская, Совдозерская, Киндасовская и других структур.

В разрезах зеленокаменных структур преобладают два контрастных ансамбля, представленных вулканитами коматиит-базальтовой и известково-щелочной серии, при этом последние формируют вулканические постройки центрального типа.

Реликты палеовулканов известны в Хаутаваарской и Койкарской структурах *(Вулканические постройки.., 1978; Вулканизм архейских..,1981; Светова, 1988)*.

Наиболее представительными являются реконструированные разрезы Хаутаваарской структуры, общей мощностью 6 км и Койкарской структуры мощностью 3 км.

Данные объекты ранее изучались многими исследователями в связи с открытием серноколчеданных месторождений, вопросами стратиграфии, тектоники, геохронологии *(Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Гилярова, 1974; Робонен и др., 1974; Лобач-Жученко и др., 1986; Левченков и др., 1989),* в связи с палеовулканологическими реконструкциями и открытием древних палеовулканических построек *(Вулканические постройки.., 1978; Вулканизм архейских.., 1981; Светова, 1988),* в их пределах проводились метаморфические *(Рыбаков, 1980),* металлогенические *(Рыбаков, 1987),* структурные *(Миллер, 1988),* петрологические и геохимические *(Светов, 1997; Svetov et al., 2001)* исследования.

На основе вышеприведенных работ разрезы Хаутаваарской и Койкарской структур были признаны стратотипическими при составлении опорного разреза верхнеархейских отложений региона *(Стратиграфия докембрия.., 1992)*.

Большое значение имело детальное изучение структур Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в связи с тем, что в общей стратиграфической шкале нижнего докембрия России, принятой Всероссийским совещанием в г. Апатиты в 2000 г. и утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом России в 2001 г., в верхнем архее в лопийской эонотеме в качестве стратотипа средней эратемы утверждена хаутаваарская серия Карелии в геохронологических границах 3000–2800 млн лет.

В решении совещания отмечается, что в составе верхнего архея (лопия) выделены три эратемы, типовыми для которых являются осадочно-вулканогенные отложения зеленокаменных поясов с возрастом > 3000, 3000–2800 (стратотипический разрез эратемы – хаутаваарская серия Хаутаваарской структуры) и 2800–2500 млн лет (стратотипический разрез эратемы – гимольская серия Костомукшской структуры). Несмотря на то, что в последнее время глобальные стратиграфические корреляционные построения для архейских комплексов (в частности, зеленокаменных поясов) проводятся с большой долей скептицизма, на наш взгляд, детальные литостратиграфические исследования ни в коей мере не утратили своей актуальности. Они однозначно необходимы при изучении отдельных стратотектонических ассоциаций (выделяемых ранее в качестве свит) и позволяют корректно проводить корреляционные построения в пределах геодинамически сходных палеогеографических обстановок (приуроченных к различным участкам единой конвергентной системы, сохраненной в составе террейна).

Как уже отмечалось выше, наиболее полный набор стратотектонических ассоциаций сохранился в пределах Хаутаваарской структуры, расположенной в юго-западной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (рис. 8). Структура вытянута в меридиональном направлении на 100 км и имеет максимальную ширину 10–12 км. Супракрустальные породы, объединяемые ранее в составе хаутаваарской серии, имеют общую мощность до 5,5–6 км.

В опорном стратиграфическом разрезе хаутаваарской серии выделяются 5 свит *(Стратиграфия докембрия.., 1992)* (на наш взгляд, их лучше назвать 5 страто-тектонических ассоциаций – СТА), интерпретируемых как ансамбль совмещенных, геодинамически контрастных комплексов (снизу вверх по реконструированному разрезу (рис. 9) (детальное описание приводится в

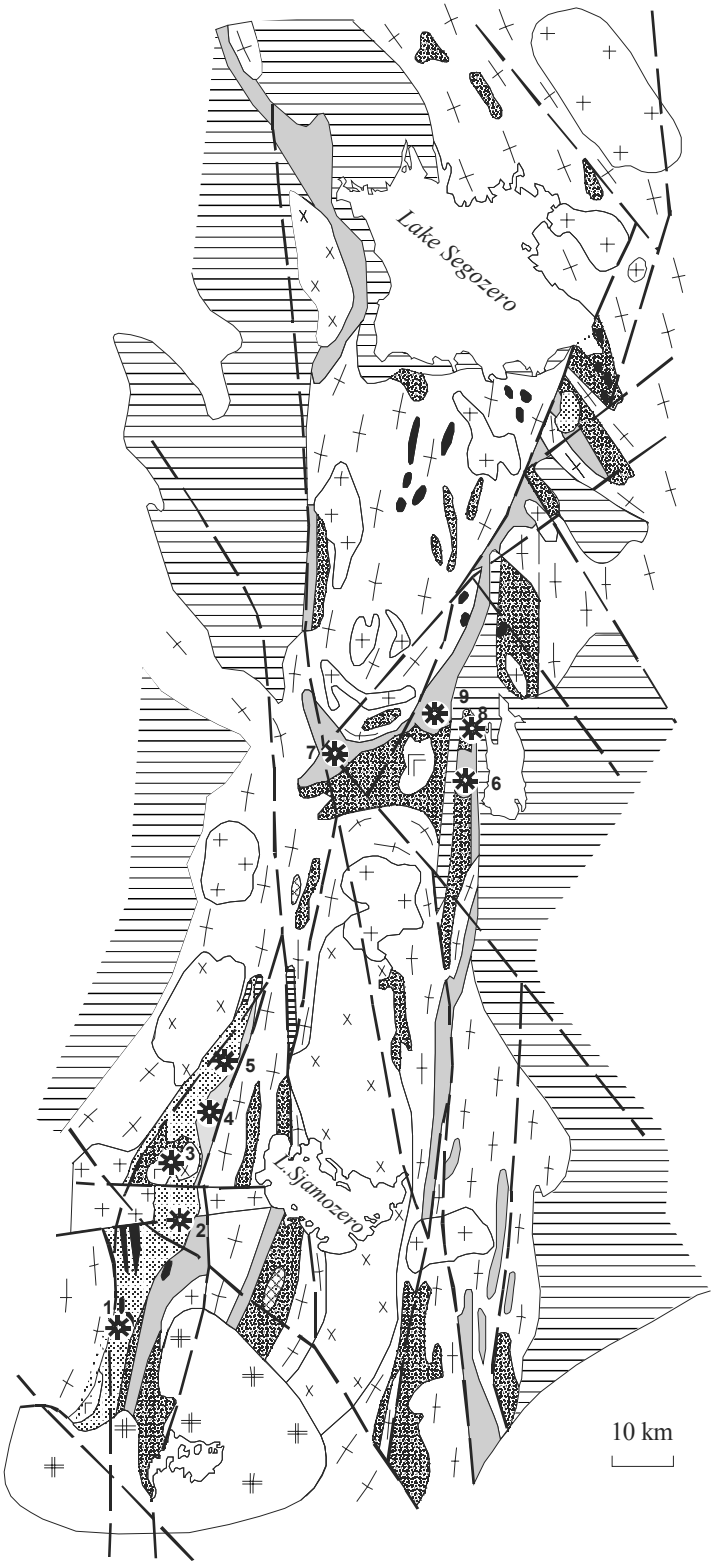


Рис. 8. **Схема геологического строения Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса:**

1, 2 – Палеопротерозойские образования: 1 – граниты рапакиви (1,65–1,62 млрд лет), 2 – супракрустальные образования (2,50–2,10 млрд лет); 3, 4 – Неоархейские образования: 3 – плагиомикроклиновые граниты (2,85–2,87 млрд лет), 4 – диориты, гранодиориты, санукитоиды (2,74 млрд лет), 5 – габбродиориты, 6 – габбронориты, 7 – основные и ультраосновные породы, 8–11 – мезоархейские образования: 8 – андезидацитовые вулканиты, адакиты и осадки (2,86–2,85 млрд лет), 9 – высокомагнезиальное габбро, 10 – коматиит-базальтовая ассоциация (лавы, туфы) (3,0–2,95 млрд лет), 11 – вулканиты БАДР-серии, адакиты (3,05–2,94 млрд лет), 12 – амфиболиты, 13 – гнейсо-граниты и мигматит-граниты (3,15–2,95 млрд лет), 14 – палеовулканические постройки: 1 – Няльмозерская, 2 – Игнойльская, 3 – Хаутаваарская, 4 – Масельгская, 5 – Чалкинская, 6 – Янишская, 7 – Корбозерская, 8 – Эльмусская, 9 – Семченская (1–5 – Хаутаваарская структура, 6–9 – Койкарско-Семченская структура); 15 – разломы

работе *(Светов, 2005)*: «Древнейшая базальт-андезит-дацит-риолитовая СТА» (Виетуккалампинская свита). Включает БАДР-адакитовую ассоциацию и сопутствующие вулканогенно-осадочные, вулканогенно-хемогенные парагенезы, сменяемые на заключительном этапе вулканотерригенными породными ансамблями. U-Pb-возраст крупнопорфировых дацитов Игнойльского субвулканического некка равен 2995 ± 20 млн лет *(Сергеев, 1989),* субвулканического штока андезитов Остерской структуры – 3020 ± 10 млн лет, субвулканической дайки андезитов (секущей коматииты Паласельгинской структуры) – 3000 ± 10 млн лет *(Лобиков, 1982).*

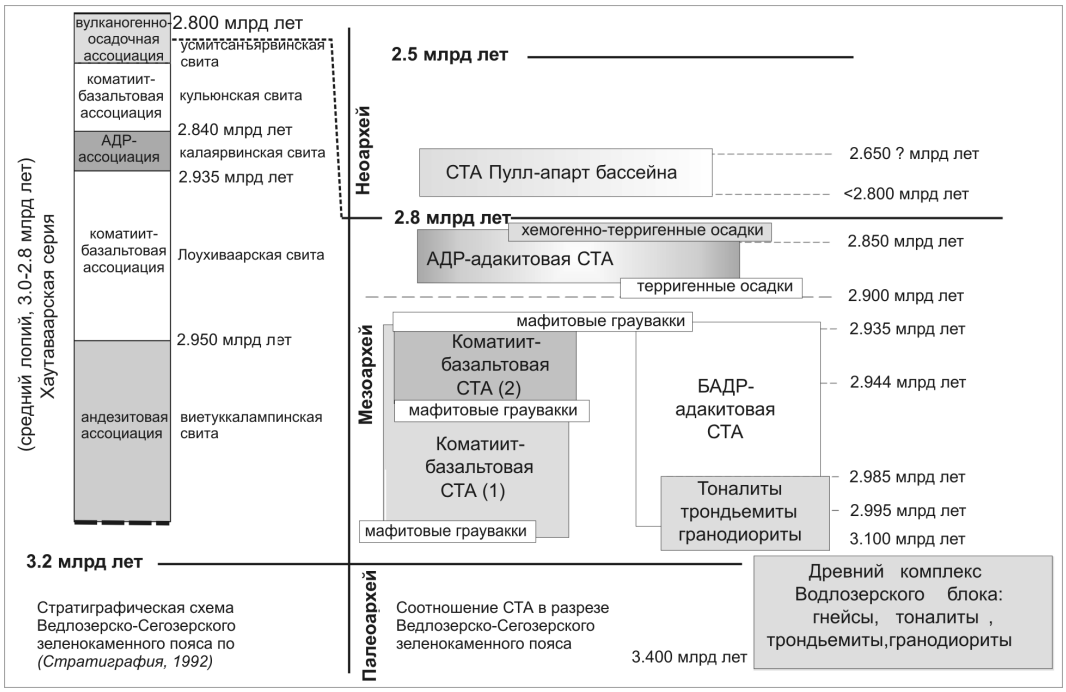


Рис. 9. **Соотношения стратотектонических ассоциаций палео-, мезо- и неоархейского возраста в пределах мезоархейской зоны перехода океан – континент** (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс и западная часть Водлозерского блока)

«Коматиит-базальтовая СТА» (Лоухиваарская свита) представляет стратифицированную толщу коматиит-базальтовой ассоциации с сопутствующими им туфами, туффитами и хемогенно-эксгаляционными породами с общей мощностью 2,7 км. Граувакки и моноконгломераты появляются в верхней осадочной пачке, ассоциируясь с графитистыми сланцами, серноколчеданными рудами, силицитами, железистыми кварцитами. Sm-Nd изохронный возраст свиты – 2921 ± 55 млн лет *(Светов, Хухма, 1999).*

«Молодая андезидацитовая СТА» (Калаярвинская свита) разделяется на три пачки – нижняя, терригенная (полимиктовые конгломераты, арениты, алевролиты, внутриформационные конгломераты, вулканические арениты, аркозы, графитистые алевролиты) мощностью до 320 м, средняя пачка – вулканогенные породы дацитового состава, и третья пачка – осадочные породы (туффиты – граувакки – арениты-силициты – графитистые алевролиты – серноколчеданные руды) мощностью до 400 м. Общая мощность свиты составляет 900 м. Породы свиты прорываются Хаутаваарским массивом гранодиоритов – 2850 ± 50 млн лет *(Тугаринов, Бибикова, 1980),* дайкой риолитов – 2854 ± 14 млн лет *(Сергеев, 1989)* и дайкой дацитов – 2862 ± 45 млн лет *(Овчинникова и др., 1994).*

«Базальтовая СТА» (Кульюнская свита) сложена подушечными и массивными базальтами с единичными линзами гиалокластитов и туфов. Граувакки присутствуют в основании свиты, сменяя конглобрекчии в стратиграфической колонке вверх по разрезу. Общая мощность свиты составляет 600 м.

«Верхняя осадочная СТА» (Усмитсанъярвинская свита) завершает разрез Хаутаваарской структуры, сложена осадочными (углеродсодержащими сланцами) и пирокласто-осадочными (туфы, туффиты дацитового состава, кремнистые сланцы) породами, видимой мощности до 200 м, встреченными в локальных разрезах.

В пределах Койкарской структуры (рис. 8) сохранился фрагмент стратиграфического разреза, представленный двумя стратотектоническими ассоциациями (свитами):

«Коматиит-базальтовая СТА» (Питкилампинская свита – аналог лоухиваарской в Хаутаваарской структуре) слагает нижнюю часть стратиграфического разреза и представлена коматиит-базальтовой ассоциацией, общей мощностью 1000–1200 м. Разрез свиты сформирован массивными, подушечными, вариолитовыми, дифференцированными лавовыми потоками с тонкими прослоями туфового материала. Пирокластические фации не превышают 5–7% от их общего объема. Базальты перекрывают коматииты или чередуются с ними в разрезе. Верхняя часть свиты включает в себя кору выветривания, продукты перемыва коры, граувакки с

редкими линзами аркоз и гравелитов общей мощностью в 200–230 м. Возраст коматиит-базальтовой ассоциации 2944 ± 170 млн лет (Sm-Nd, эрахрона) *(Светов, Хухма, 1999)*.

«Молодая андезидацитовая СТА» (Кивилампинская свита – аналог Калаярвинской свиты в Хаутаваарской структуре). Стратотектоническая ассоциация перекрывает коматиит-базальтовый ансамбль (питкилампинскую свиту) и разделяется на две пачки. Нижняя пачка представлена андезитовыми вулканитами в ассоциации с вулканогенно-осадочными породами, и верхняя – терригенными (конгломераты, гравелиты, граувакки, аркозы), хемогенными и вулканогенно-осадочными породами, общей мощностью до 940 м. В северной части структуры возраст некка субвулканических дацитов равен 2860 ± 15 млн лет *(Самсонов и др., 2001)*.

В прочих структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в современном эрозионном срезе реконструируемые стратиграфические последовательности представлены лишь фрагментарно, что является результатом его сложнодеформированного, слайдерного (пластинчатого) глубинного строения. В результате сейсмологического профилирования региона, выполненного в 2002–2003 гг. по профилю «Рубин» (г. Костомукша – г. Плесецк в своей западной части пересекающего юго-восточную часть Карельского кратона, фрагмент Центрально-Карельского террейна и Водлозерского домена), было установлено надвигание стратотектонических ассоциаций Сегозерско-Ондозерской пластины (северный фрагмент Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса) на расположенные восточнее породные комплексы Водлозерского блока.

При этом плоскость надвига на глубинах 11–13 км сливается с разломом, ограничивающим террейн, и подчеркивает бескорневой характер пластины. Реликты разрезов зеленокаменных структур Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса сохранились на глубине в виде фрагментов коллажированных пластин меньшего масштаба, выклинивающихся на глубинах от первых до нескольких километров *(Глубинное строение.., 2004)*.

В настоящее время стратиграфическая схема мезоархея (хаутаваарской серии) в пределах Центральной части Карельского кратона была нами существенно изменена (рис. 9) на основании детального геологического, геохимического и изотопного изучения страто-тектонических ассоциаций. Нами сделаны следующие, меняющие первичную стратиграфическую картину выводы:

(1) коматиит-базальтовая (лоухиваарская, кульюнская свита) и древняя андезитовая ассоциация (виетуккалампинская свиты) рассматриваются как одновозрастные образования;

(2) коматиит-базальтовая серия (лоухиваарская и кульюнская свиты) представляет единый ансамбль, разделенный после формирования на две пластины;

(3) мощность Лоухиваарской свиты искажена (завышена), из-за дублирования в разрезе однотипных ансамблей;

(4) разрез хаутаваарской серии представляет собой классический коллажированный породный ансамбль, сформированный слайдерной тектоникой из геодинамически контрастных породных комплексов;

(5) коматиит-базальтовая ассоциация представляет собой фрагмент прото-океанического комплекса, в то время как андезитовые серии двух временных срезов маркируют островодужный и окраинно-континентальный режимы;

(6) Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс представляет собой реликт древнейшей на Фенноскандинавском щите зоны перехода океан – континент, существовавшей в мезоархее на западной (в современном плане) оконечности Водлозерского микроконтинента.

Таким образом, полученные нами выводы о коллажированном характере разреза Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, сочетающего в своем строении геодинамически контрастные породные серии, значительно меняют интерпретацию всей стратиграфической последовательности, что и отражается на рис. 9.

Важно подчеркнуть, что в последние годы, в ходе исследований большинства архейских гранит-зеленокаменных областей и поясов в пределах древних кратонов мира (таких как Супериор, Вайоминг, Илгарн и мн. др.) было установлено их сходное коллажированное строение. Все они представляют собой аккретированные к континентальному основанию фрагменты океанических плато, островодужных систем, задуговых бассейнов и окраинно-континентальных вулканических поясов *(Kusky, Polat, 1999; Kerrich et al., 1999)*.

Классическим полигоном для апробации методов реконструкций геодинамического развития зеленокаменных структур различного архейского возраста на основе изучения геохимии, петрологии и геохронологии отдельных серий стала провинция Супериор, Канада. На ее примере была показана принципиальная важность для понимания генезиса зеленокаменных поясов

реконструкции условий формирования отдельных стратотектонических ассоциаций, ее слагающих.

Так, в пределах провинции Супериор выделяется более 19 крупных террейнов, представляющих породные ансамбли, сформированные в контрастных обстановках: океанических бассейнах (задуговых бассейнах), примитивных дугах, плюмовых областях, островных дугах, в континентальных дугах и других обстановках *(Ayer et al., 2002),* при этом прецизионные геохронологические данные указывают на быструю смену плейт-тектонических режимов и достаточно локальный характер их проявления. Таким образом, эволюция провинции Супериор корректно описывается моделью развития транзитной зоны «океан – континент» с эпизодами этапной аккреции островодужных комплексов, океанических плато, краевых бассейнов и аккреционных призм, протекающей с 3,0 по 2,7 млрд лет *(Card, 1990)*.

В пределах Фенноскандинавского щита исследования по изучению литогеохимической и изотопной характеристики реперных стратовулканических ассоциаций Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (восточное обрамление Водлозерского блока) позволили также получить близкую эволюционную модель его развития, как островодужной системы (маркируемой формированием БАДР-адакитового ансамбля) на временном уровне 2,9–2,87 млрд лет *(Puchtel et al., 1999)*. Данные события проходили на ~50 млн лет позднее аналогичных процессов в пределах западной окраины Водлозерского блока (в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса).

Таким образом, для реконструкции условий становления и формирования Фенноскандинавского щита особый интерес вызывает именно Ведлозерско-Сегозерский фрагмент Водлозерского террейна, запечатлевший в своих породных ансамблях раннюю геологическую историю региона. В его структурах, хотя и в коллажированном виде, сохранился достаточно полный разрез вулканогенно-осадочных комплексов, характеризующих все стадии эволюции транзитной зоны от 3,1 до 2,65 млрд лет. Важно, что относительно низкая степень структурно-метаморфических преобразований вулканогенно-осадочных породных последовательностей позволяет проводить палеовулканические реконструкции динамики литогенеза, петролого-геохимические исследования архейских породных ассоциаций различной сериальной принадлежности и контрастного геодинамического заложения, что делает Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс классическим полигоном для изучения архейских процессов.

Важным этапом в изучении зеленокаменных структур Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса стал 2002 г., когда при детальном геохимическом изучении андезитовых вулканитов мезоархейской дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой (БАДР) серии в пределах Хаутаваарской зоны (а именно в Игнойльской и Чалкинской структурах) были выявлены вулканиты, субвулканиты и туфы, имеющие отличную от большинства пород геохимическую характеристику, идентичную фанерозойским адакитам *(Светов, 2003; Светов и др., 2004, 2006)*.

Данная находка стала веским основанием для проведения нового этапа детальных геолого-геохимических исследований в пределах зеленокаменных доменов Центральной Карелии, сохранивших реликты разрезов мезоархейских андезибазальт-андезит-дацитовых ассоциаций двух временных рубежей 3,05–2,90 и 2,90–2,80 млрд лет.

Первые результаты таких работ позволили подтвердить как геохимическую, так и изотопно-геохимическую гетерогенность мезоархейских андезитовых ассоциаций Центральной Карелии *(Светов, 2005),* что, несомненно, являлось отражением различных петрологических условий и геодинамических режимов их формирования.

В результате наших исследований *(Светов, 2003, 2005; Светов и др., 2004, 2006)* была предложена геодинамическая модель формирования Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в рамках многоэтапного развития конвергентной системы «океан – континент», существующей на западной границе «Водлозерского микроконтинента» с 3,05 по 2,8 млрд лет *(Светов, 2005)*. В предлагаемой геодинамической интерпретации модельная эволюция пояса включала несколько эпизодов (рис. 11):

3,1–2,95 млрд лет – ранний островодужный этап, в ходе которого было инициировано заложение субдукционной системы на западной окраине Водлозерского протоконтинента, вызвавшее формирование энсиалической островной дуги (представленной андезитовыми магматическими системами различной сериальной принадлежности). Синхронно с субдукционными процессами происходит заложение фронтального и тылового седиментационных бассейнов.

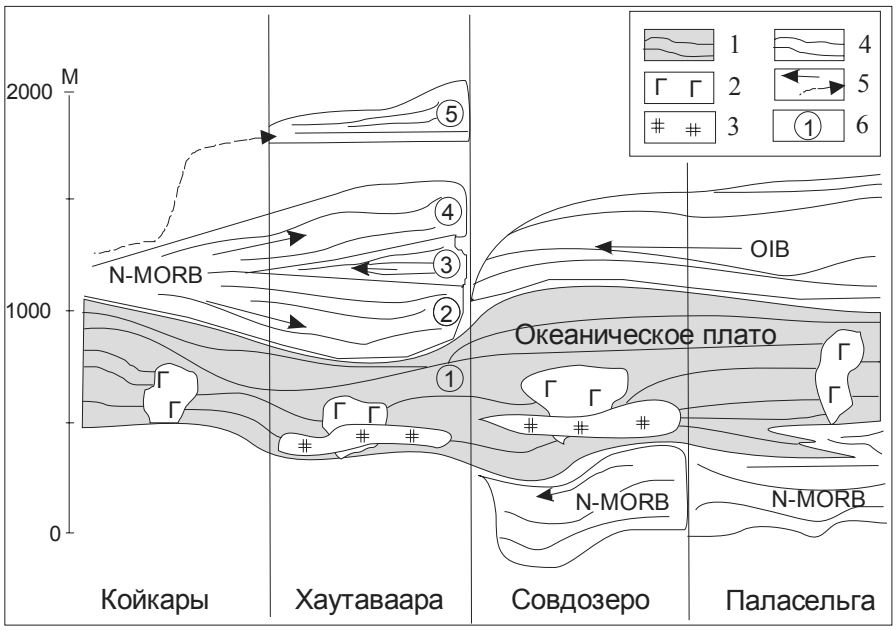


Рис. 10. **Схема, иллюстрирующая слайдерный характер современных разрезов «офиолитоподобных» коматиит-базальтовых ассоциаций Центрально-Карельского террейна в пределах:** Койкарской, Хаутаваарской, Совдозерской и Паласельгинской структур *(Светова и др., 2008)*. Цифры в кружках (1–5) – фрагменты «офиолитоподобного» комплекса. 1 – стратифицированный лавовый комплекс, доминируют массивные и подушечные лавы коматиитов, в переслаивании с ними встречаются осадочные ансамбли; 2 – высокомагнезиальное габбро; 3 – тела, линзы оливинитов, дунитов, перидотитов; 4 – стратифицированные толщи базальтов (N-MORB и OIB-типов (цифры 2–5 в кружках), представленные подушечными и массивными лавами с внутриформационными осадками; 5 – маркируемые и предполагаемые зоны смещения пластин мафитов в разрезе; 6 – номера толщ мафитов

Таким образом, данный этап стал основополагающим в зарождении активной конвергентной зоны на западной окраине «Водлозерского протоконтинента» и послужил основой для будущего наращивания континентальной литосферы в западном направлении.

3,05–2,90 млрд лет – протоокеанический этап. Синхронно с формированием древнего островодужного комплекса происходит формирование окраинно-континентального морского бассейна в обстановке заостроводужного спрединга, что вызывает формирование «офиолитоподобного» комплекса – мощных лавовых толщ мафитов (массивных и подушечных лав коматиитов и базальтов с прослоями чертов), линз ультраосновных кумулятов и серий комагматичных интрузивных комплексов, представленных серпентинизированными коматиитовыми дунитами и высоко-магнезиальными габбро (рис. 10). Коматиит-базальтовые ассоциации маркируются целой серией площадей развития (структур): Хаутаваара – Киндасово – Койкары – Семчь – Совдозеро – Паласельга – Остер – Листья Губа, где они слагают разноранговые (различающиеся по объему сохраненных разрезов) стратотектонические ассоциации единого типа и времени формирования (лоухиваарская и питкилампинская свиты) *(Светов, 1997)*. Реальные размеры сформированного задугового бассейна корректно оценить невозможно, однако его реликтовая спрединговая ось (линейная зона распространения высокомагнезиальных вулканитов) по протяженности превышала 350–400 км.

Таким образом, в интервале 3,05–2,95 млрд лет на западной границе «Водлозерского протоконтинета» была окончательно сформирована биполярная конвергентная асимметричная система «океан – островная дуга – окраинное море – континент».

2,95–2,90 млрд лет – ранний аккреционный этап. Продолжающиеся субдукционные процессы в регионе и затухание плюмовой активности приводят к закрытию заостроводужного бассейна. В ходе этого офиолитоподобная ассоциация (коматиит-базальтовая СТА), частично в виде аллохтона, была обдуцирована на окраину древней вулканической дуги (виетуккалампинская свита) с сохранением всей внутренней стратификации и частично субдуцирована под нее.

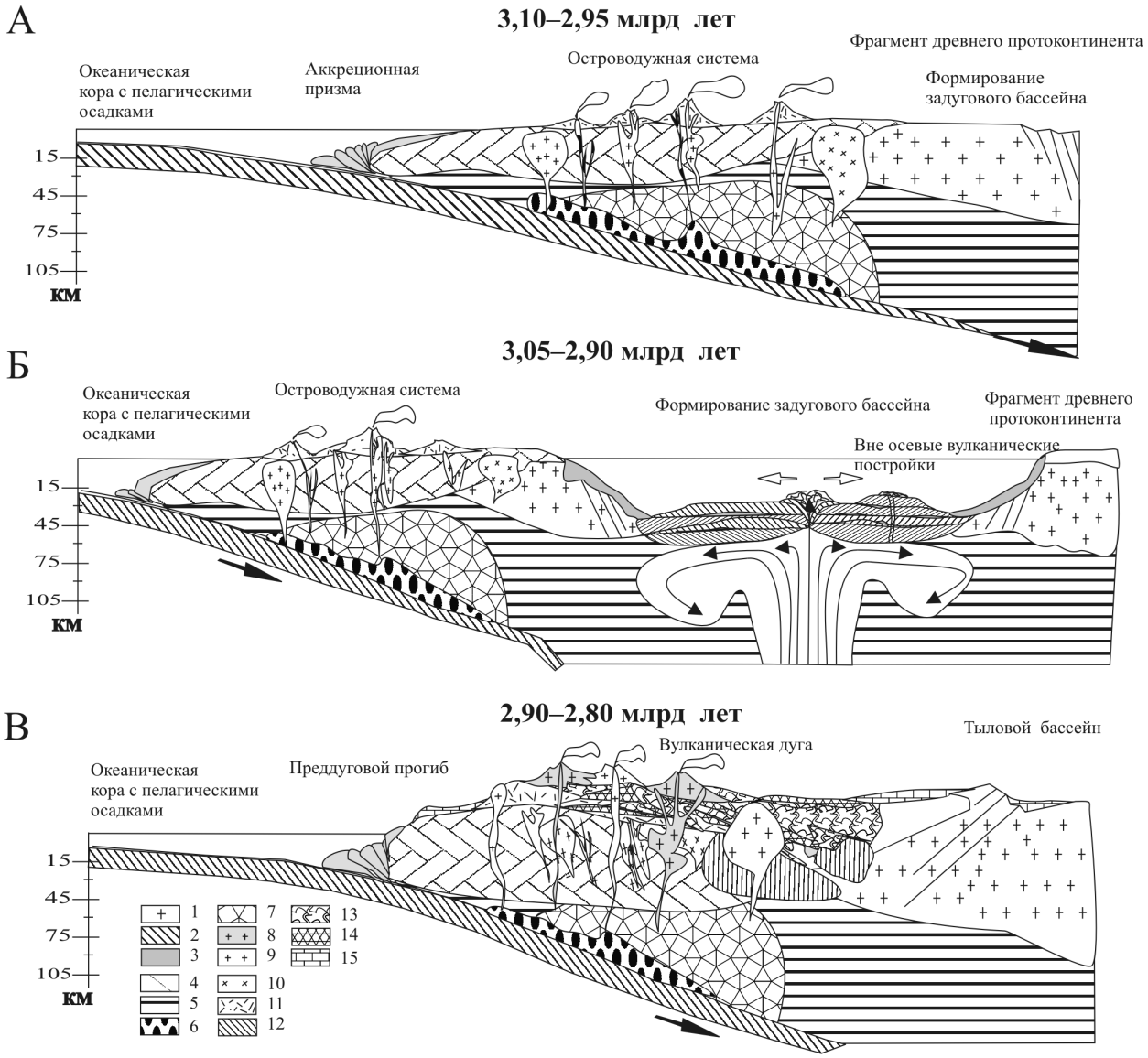


Рис. 11. **Стадийная геодинамическая модель формирования Центрально-Карельского террейна** *(Светов, 2005)* **(составлена с использованием модели** *(Бибикова и др., 2003):*

1 – протоконтинентальная кора, 2 – протоокеаническая кора, 3 – пелагические осадки, 4 – новообразованная континентальная кора > 3 млрд лет, 5 – непереработанная мантия, 6 – адакитовые расплавы, полученные при плавлении субдуцируемой океанической плиты, 7 – мантийный клин, подвергшийся воздействию флюидов и адакитовых расплавов, 8 – СМА-вулканиты, субвулканиты, интрузивы (2,9–2,85 млрд лет), 9 – адакитовые плутоны, дайки и вулканиты (двух уровней: 2,995 и 2,85 млрд лет), 10 – интрузии диоритов и гранодиоритов (> 2,9 млрд лет), 11 – реликты палеовулканических построек, сформированные БАДР-адакитовой ассоциацией (3,05–2,95 млрд лет), 12 – реликты океанической коры (3,05–2,90 млрд лет), 13 – фрагменты обдуцированных мафитовых ансамблей (ассоциация коматииты, базальты > 2,9 млрд лет), 14 – продукты разрушения мафитовой ассоциации, 15 – осадочные ансамбли вулканической дуги 2,90–2,80 млрд лет

С завершением данного этапа геодинамическая картина в регионе коренным образом трансформируется за счет как активного вулканизма, так и начавшихся аккреционных процессов, происходит замыкание и трансформация системы «океан – островная дуга – окраинное море – континент» в систему «океан – континент». При этом мощность новообразованной континентальной коры западного фланга «Водлозерского протоконтинента» значительно возрастает, что приводит к новому этапу развития конвергентной зоны в режиме активной континентальной окраины.

2,90–2,80 млрд лет – окраинно континентальный. Дальнейшая субдукция океанической плиты под мощное континентальное основание происходит в режиме пологого погружения, инициируя формирование молодой андезидацитовой ассоциации известково-щелочного ряда. Вулканическая дуга в пределах ЗКП маркируется

цепью вулканических палеопостроек «Масельга – Яниш – Корбозеро – Семчь – Эльмус». Активный вулканизм в этот период сопровождался значительным и масштабным осадконакоплением, как в мелководных, так и субаэральных условиях.

Возможно также, что в этот период происходит активизация процессов надвига фрагмента мафического аллохтона, отделенного от основания серией листрических надвигов, что позволяет объяснить геохимическое сходство второго уровня базальтов в Хаутаваарской структуре (кульюнская свита) с первым (лоухиваарская свита).

К завершению четвертого этапа окончательно сформировалась линейная сутурная природа зеленокаменного пояса, и его многослойный супракрустальный разрез.

2,80–2,65 млрд лет – этап транспрессионно-транстенсионный. К наступлению данного этапа развития ЗКП вулканическая активность в зоне перехода снижается. Дальнейшие перестроения проходят в транспрессионно-транстенсионном режиме, вызывая не только заложение нового типа бассейнов седиментации (pull-apart), но и коренным образом меняя структурно-тектонический облик зоны перехода. Осадочные парагенезы (типа тимискаминг) характеризуются очень низкой зрелостью осадочного материала и незначительной степенью его выветривания. Весь обломочный материал принадлежит локальным источникам сноса – молодым и древним гранитоидам, основным (коматиит-базальтовый аллохтон) и кислым (древняя островодужная и молодая окраинно-континентальная ассоциации) вулканитам. По геохимии данные комплексы являются микститами и содержат в себе геохимическую характеристику всех разновозрастных породных ассоциаций, представленных в инфраструктуре зеленокаменного пояса. Вместе с тем данный этап сопровождается слабым проявлением кислого вулканизма и отложением мелкообломочных туфов, перемытых туфов, туфопесчаников и графитистых алевролитов (усмитсанъярвинская СТА, Хаутаваарская структура). Заключительная часть эволюции ЗКП связана с коллизионным режимом развития террейна, в ходе которого формируются значительные массивы ТТГ и гранодиоритов санукитоидного типа в Чалкинской зоне в 2745 ± 5 млн лет *(Овчинникова и др., 1994)*, субщелочных гранитоидов в Хаутаваарской структуре – 2743 ± 8 млн лет, кварцевых диоритов в пределах Эльмусской структуры – 2741 ± 7 млн лет *(Bibikova et al., 2005)*. В этот же временной интервал – 2,74–2,70–2,65 млрд лет внедрялся обширный и разнообразный по составу дайковый ансамбль субщелочного и известково-щелочного ряда *(Светов и др., 2007)*.

Резюмируя, следует сказать, что разработанная нами модель *(Светов, 2005)* позволила описать и геодинамически объяснить сосуществование в разрезах геохимически контрастных магматических серий (в парагенезе с внутриформационными осадками) и включила два значимых эпизода заложения и развития субдукционных систем в мезоархее. Во время каждого эпизода субдукции формировались мощные толщи андезитового состава, в которых значительную роль играли вулканиты, субвулканиты адакитового ряда. В рамках данной работы нами делается попытка комплексно рассмотреть палеовулканологические аспекты адакитового вулканизма в мезоархее, а именно: их обьемы, характер формирующегося породного ансамбля, морфологию литотипов, геохимическую характеристику, оценить условия генерации и излияния расплавов, а также определить положение адакитов в геодинамической модели развития Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

2.2. Древнейшие (> 2,99 млрд лет) адакиты Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса

Для решения сформулированной задачи в качестве базового полигона для детальных работ нами был выбран древнейший (2,99–2,94 млрд лет) на Фенноскандинавском щите андезитовый островодужный комплекс Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, сохранившийся в Хаутаваарской мегаструктуре и в виде дайковых фаз в прочих зеленокаменных доменах.

Ранние исследования, проводимые в Хаутаваарской мегаструктуре с использованием методов фациально-формационного анализа, позволили реконструировать цепь реликтов палеовулканических построек центрального типа: Няльмозеро – Игнойла – Хаутаваара – Чалка, сформированных в субмаринных и субаэральных обстановках *(Светова, 1997)*.

Изучая детальную геохимическую характеристику данных вулканических структур, была установлена их мультисериальная принадлежность. Среди дифференцированных БАДР-серий известково-щелочного ряда, слагающих островодужный комплекс, оказались широко проявлены породные ассоциации адакитового ряда, формирующие весь разрез Игноильской палеовулканической постройки, частично Хаутаваарской, Няльмозерской и Чалкинской палеопостроек.

Для андезитовой ассоциации имеются ранние геохронологические данные по Игнойльской структуре: U-Pb-возраст лав андезитов (интерпретируемых нами как адакиты) составляет 2945 ± 19 млн лет *(Овчинникова и др., 1994),* возраст андезидацитового (адакитового) некка – 2995 ± 20 млн лет *(Сергеев, 1989).* U–Pb-датирование цирконов из субвулканических даек андезитов Паласельгинской структуры – 3000 ± 40 млн лет и из субвулканического штока Остерской структуры – 3020 ± 10 млн лет *(Лобиков, 1982).*

Породы древней андезитовой ассоциации метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, что позволило сохраниться первичным вулканическим текстурам *(детальная характеристика структур и текстур приведена в атласе: http://igkrc.ru/geo/rus/htm_files/projects/atlas_2/index.htm).*

В качестве иллюстрации современного взаимоотношения разрезов палеовулканических построек островодужного комплекса на рис. 12 приводится соотношение породных последовательностей по траверсу между Хаутаваарским и Игнойльским вулканическими центрами.

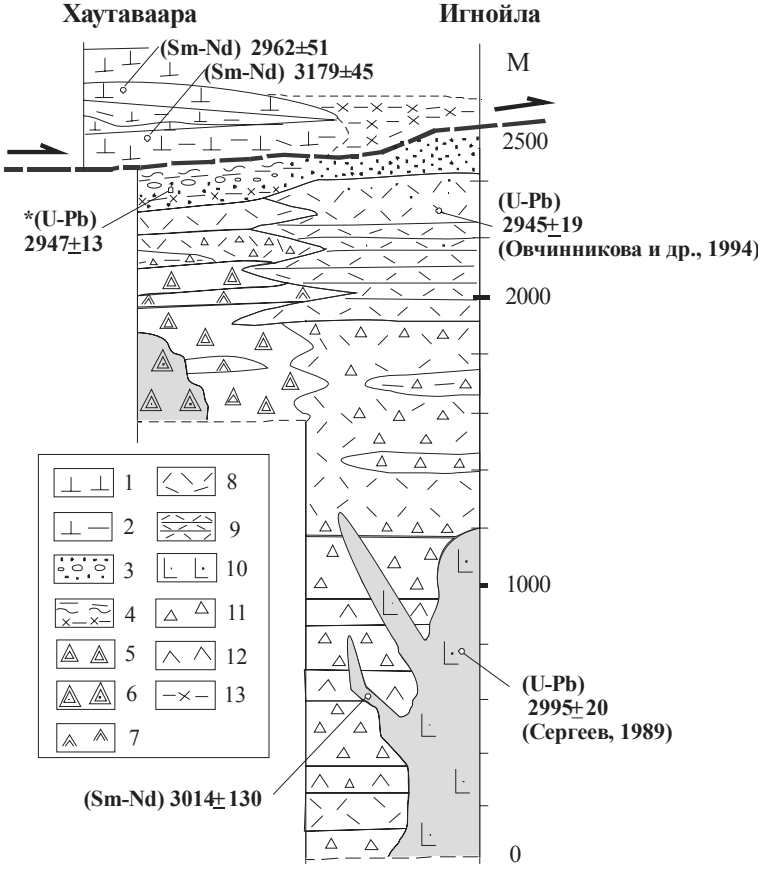


Рис. 12. **Схематическое строение островодужной стратотектонической ассоциации в пределах Хаутаваарской мегаструктуры** *(Светов и др., 2006)*. Траверс от Хаутаваарской до Игнойльской палеовулканических построек, ориентировка СЗ-ЮВ, расстояние по профилю между ними 15 км. * Новые геохронологические данные, описание приведено в тексте. Возрастные данные для пород приведены в млн лет:

1 – лавы коматиитов, 2 – туфы коматиитов, 3 – терригенные граувакки, аркозы, моноконгломераты, 4 – вулканогенно-осадочная пачка, представленная перемытыми туфами, туффитами, туфопесчаниками, силицитами, графитистыми алевролитами, мафитовыми граувакками, 5 – агломератовые, лапиллиевые туфы дацитов, 6 – эксплозивная брекчия дацитов, 7 – лавы, лавобрекчии дацитов, 8 – псаммитовые туфы андезидацитов, 9 – слоистая толща туфов андезидацитов, 10 – субвулканические дациты, 11 – агломератовые туфы андезибазальтов, андезитов, 12 – лавы, лавобрекчии андезибазальтов, андезитов, 13 – мафитовые граувакки, 14– тектонические границы

Корреляция разрезов проводилась на основе детального изучения зоны непосредственного перекрытия продуктов извержения разных вулканических центров, так в пределах обнажений было выявлено переслаивание лавовых потоков и туфового материала, поступающего из разных вулканических центров, что позволяет говорить о синхронности их формирования. Важно отметить, что в целом для реликтов палеовулканических построек установлено сложное эффузивно-эксплозивное строение, с грубозональным размещением вулканических и вулканогенно-осадочных фаций вокруг центров извержений с радиусом от 20 до 30 км *(Светова, 1988; Светов, 2005).*

Жерловины палеовулканов представлены некками различного состава размером до 2 на 1,5 км («некк центральный» адакитового состава, Игнойла), иногда некками с агломератовой мантией (подобный некк описан в Чалкинской структуре и выполнен субвулканитами БАДР-серии).

По набору фациальных литотипов палеовулканические постройки Хаутаваарской мегаструктуры значительно отличаются друг от друга, так, например, в Чалкинском палеовулкане

широко развита лавовая фация, представленная массивными, подушечными и миндалекаменными лавами, кластолавами андезитов, андезидацитов и дацитов. Подушечные брекчии присутствуют в прижерловой зоне, часто переслаиваясь с агломератовыми и лапиллиевыми туфами. Мощность лавовых потоков изменяется от 4–5 до 25–30 м, по составу преобладают серийно-порфировые андезиты.

В Игнойльской палеовулканической постройке, сформированной породами адакитовой серии, взаимоотношение породных литотипов иное, в разрезе значительно меньше лав, они представлены кластолавами, массивными, миндалекаменными разностями андезибазальтового, андезитового, реже андезидацитового состава и формируют мощные (до 60–80 м) непротяженные лавовые потоки. Пирокласты принадлежат к фации эксплозивных выбросов, реже агломератовых потоков, последние образуют локальные площади сваренных туфов. Удаленная группа пирокластических фаций представлена мелкообломочными туфами и продуктами их перемыва – туффитами и туфопесчаниками, субвулканическая фация – дайками андезибазальтов, андезитов, дацитов, реже риодацитов и риолитов.

Ниже мы приведем детальную литофациальную характеристику и послойное реконструированное описание разрезов андезитовых (адакитовых) палеовулканических построек в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, а именно, в Хаутаваарской мегаструктуре, которая может по праву считаться реперным полигоном для изучения мезоархейских породных ансамблей Фенноскандинавского щита.

ГЛАВА 3

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕК ХАУТАВААРСКОЙ МЕГАСТРУКТУРЫ

3.1. Игнойльская палеовулканическая постройка

Игнойльский палеовулкан впервые был выявлен в 1970-е гг. в центральной части Хаутаваарской структуры (рис. 13) *(Робонен и др., 1974)*. Данные по его геологическому строению приводятся в работах *(Робонен и др., 1975; Вулканические постройки.., 1978; Светова, 1988; Сергеев, 1989; Матреничев и др., 1990; Стратиграфия докембрия.., 1992; Овчинникова и др., 1994; Светов, 2005)* и ряде других. В пределах палеовулканической постройки выделены: зональное поле распределения прижерловых фаций и эруптивный центр. По литофациальной характеристике вулкан относится к стратовулканам, осложненным вторичными эффузивно-пирокластическими куполами, закартированными в 4–5 км к северу от центрального некка. Как уже говорилось, U-Pb-возраст лав андезитов составляет 2945 ± 19 млн лет *(Овчинникова и др., 1994),* возраст андезидацитового некка – 2995 ± 20 млн лет *(Сергеев, 1989),* по геохимическому составу принадлежит к адакитам *(Светов, 2003)*.

В строении палеопостройки преобладают пирокластические фации, лавовая и субвулканическая представлены в меньшем объеме. Коэффициент эксплозивности палеовулкана оценивается на уровне 60–70% (по анализу реконструированных разрезов). Важной особенностью палеовулканической постройки является отсутствие подушечных лав среди породных литотипов. Массивные лавы и кластолавы адакитов соответствуют породам андезибазальтового, андезитового и дацитового состава, доминируют среди фациальных литотипов, они образуют короткие непротяженные лавовые потоки мощностью от 25 до 80 м. По простиранию прослеживаются на 1,5–2,0 км. Они сохранились в северной части постройки, часто перекрываются агломератовыми туфами.

Структуры для адакитов (андезитового состава) характерны серийно-порфировые, вкрапленники представлены соссюритизированным плагиоклазом (Pl_{27-45}) размером 0,5–4,1 мм. Гиалопилитовая основная масса сложена плагиоклазом, альбитом, кварцем, биотитом, хлоритом, клиноцоизитом.

В адакитах (дацитового состава) присутствуют вкрапленники альбитизированного плагиоклаза (Pl_{20-32}) и реже кварца, заключены в основную массу с олигоклазом, биотитом, кварцем, эпидотом, роговой обманкой, хлоритом.

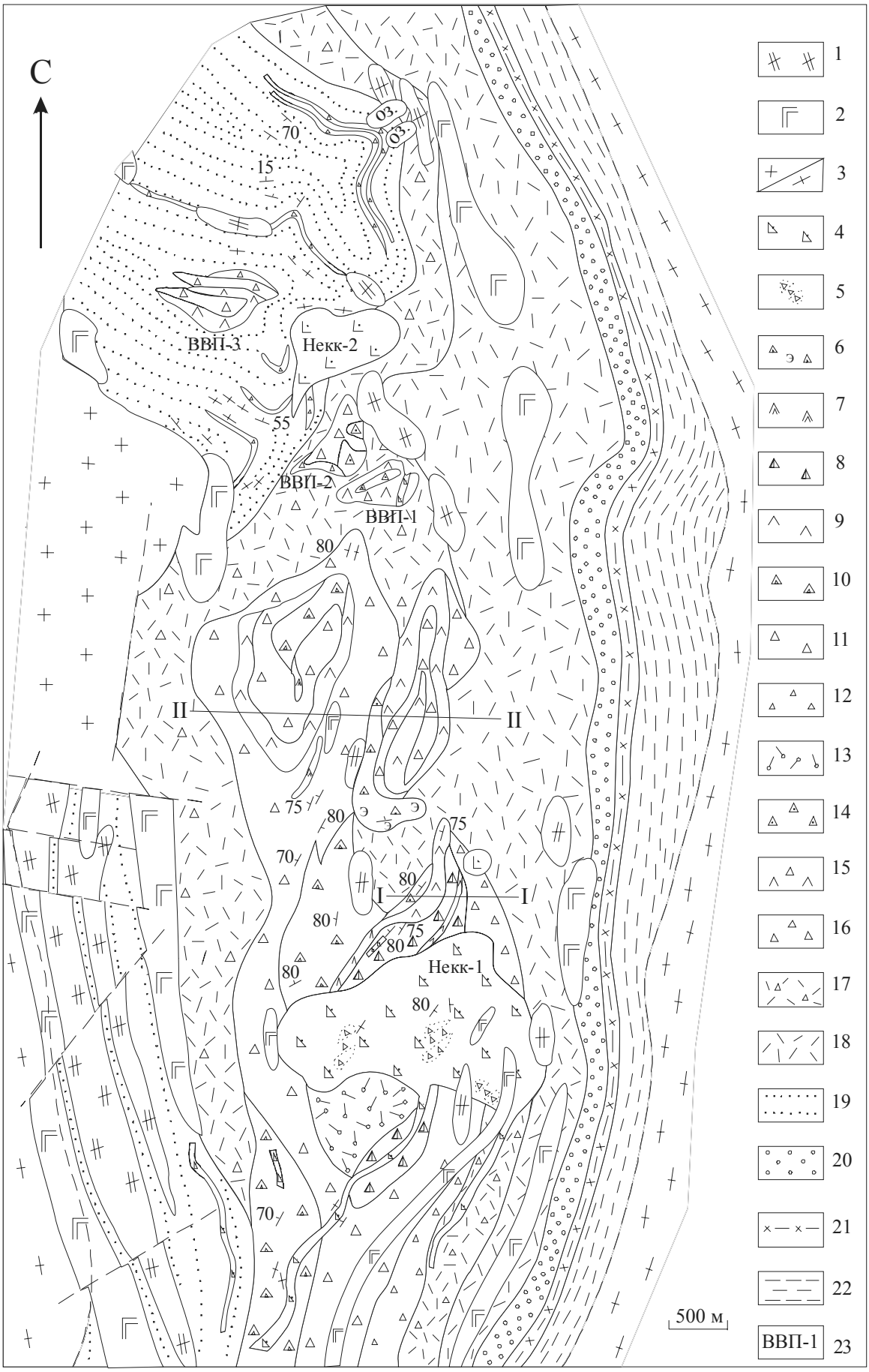
Нами предполагается следующая последовательность формирования палеовулканической постройки: 1) формирование лавово-пирокластической толщи, разрез 1–1 (описание всех упомянутых разрезов приводится ниже, р-н дер. Игнойла (рис. 14); 2) формирование лавово-пирокластических отложений северного склона (разрез 2–2), 1,2 км севернее дер. Игнойла; 3) образование субвулканических экструзий – центральный некк и некк «2»; 4) формирование вторичных вулканических построек.

Таким образом, в деятельности самого палеовулкана, на наш взгяд, могут быть выделены следующие фазы его активности, что реконструируется на основе палеовулканологического анализа породных литотипов, областей их распространения и характера взаимоотношений (рис. 14), при этом следует еще раз подчеркнуть, что все фазы деятельности палеовулкана по геохимическому составу отвечают адакитам:

1 фаза – формирование кластолав, глыбовых, агломератовых туфов крупно- и средне-порфировых андезитов, андезибазальтов;

2 фаза – отложение толщ агломератовых туфов андезитов, андезибазальтов;

3 фаза – формирование лавовых потоков, лавобрекчий, агломератовых и спекшихся туфов андезидацитов;


С
ВВП-3
Некк-2
ВВП-2
ВВП-1
Некк-1
I
I
II
II
70
15
55
80
75
70
80
75
80
80
80
70
оз
оз
Э
Э
500 м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
ВВП-1
23

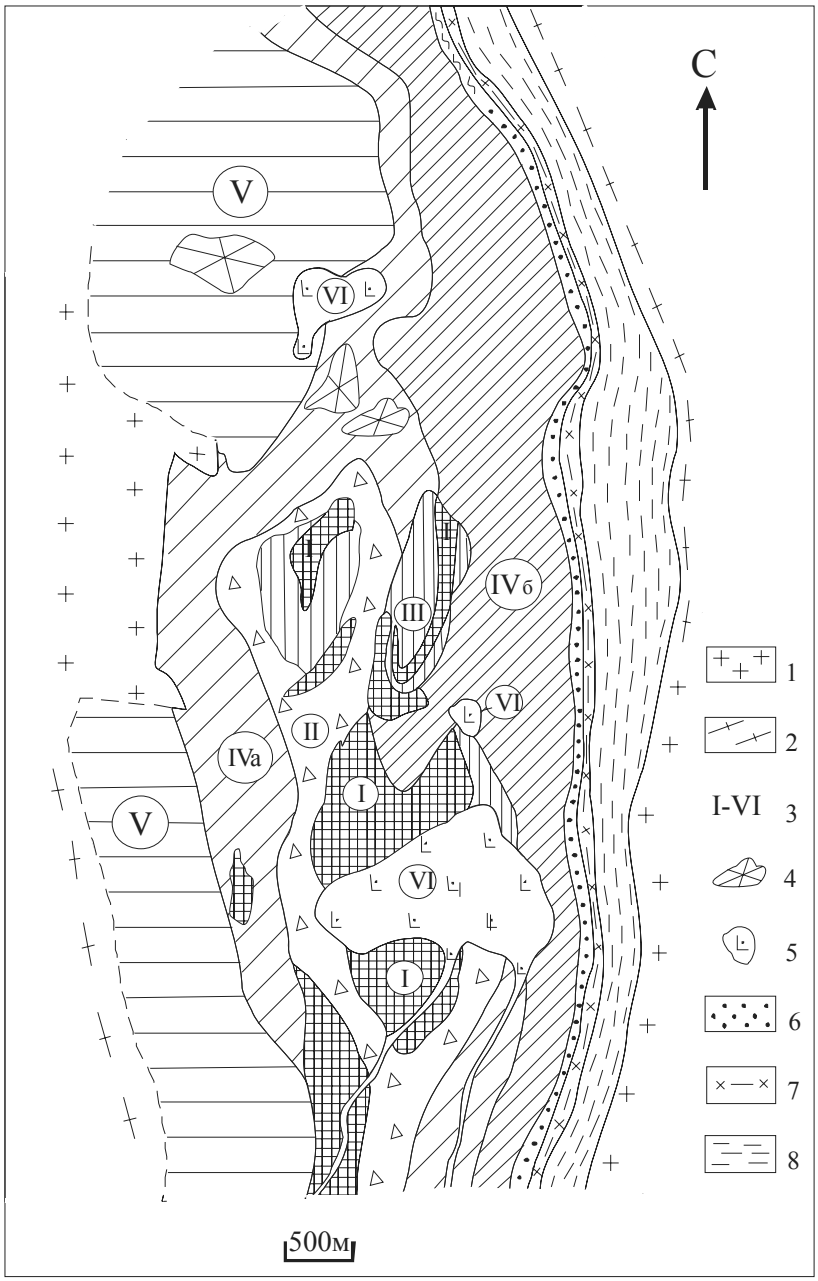
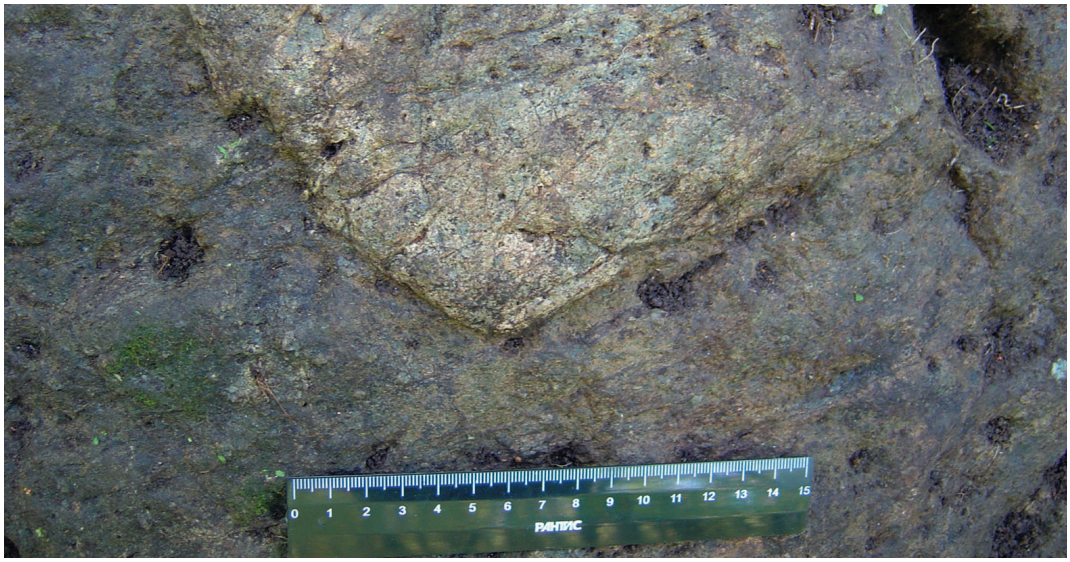


Рис. 14. **Схема последовательности формирования Игнойльской палеовулканической постройки:**

1 – плагио-микроклиновые граниты; 2 – гранитогнейсы; 3–6 – древняя островодужная ассоциация (виетуккалампинская свита): 3 – фазы деятельности Игнойльского палеовулкана, описание в тексте; 4 – вторичные купола; 5 – субвулканические тела; 6 – арениты, кварцевые субаркозовые песчаники; 7 – океаническая коматиит-базальтовая ассоциация (лоухиваарская свита) – мафитовые, высокомагнезиальные граувакки; 8 – молодая андезитовая ассоциация (калаярвинская свита) – туфы, туффиты дацитов, туфопесчаники, графитистые сланцы, силициты, линзы серноколчеданных руд

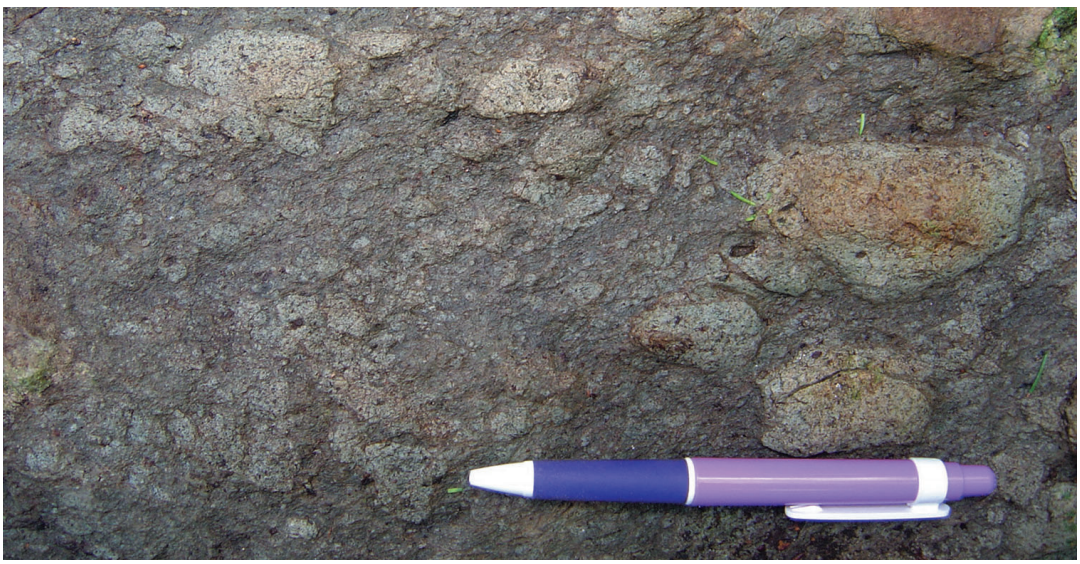
Рис. 13. **Геологическая схема строения Игнойльской палеовулканической структуры** (с использованием материалов С. И. Рыбакова и А. И. Световой)

1 – ультрамафиты (перидотиты, пироксениты и др.), 2 – габбро, габбро-диабазы; 3 – гранитогнейсы 3,15–2,9 млрд лет (а), плагио-микроклиновые граниты-санукитоиды 2,74 млрд лет (б); Породы островодужной ассоциации (виетуккалампинская свита) **адакитового ряда**, 3,05–2,95 млрд лет: 4 – субвулканические андезидациты, дациты, 5 – зоны брекчирования в них, 6 – эпидотизированные лавы андезитов, 7 – лавы андезибазальтов, 8 – глыбовые, агломератовые туфы крупнопорфировых андезитов; 9 – лавы, кластолавы, лавобрекчии андезидацитов, 10 – спекшиеся агломератовые туфы андезидацитов, 11 – агломератовые туфы андезитов, андезибазальтов, 12 – лапиллиевые туфы андезитов, дацитов, 13 – псаммитовые туфы андезибазальтов, 14 – глыбовые туфы крупнопорфировых дацитов, 15 – спекшиеся агломератовые туфы андезидацитов, 16 – мелкообломочные туфы крупнопорфировых дацитов, 17 – лапиллиевые, псаммитовые туфы андезитов, дацитов, 18 – псаммитовые кристаллокластические туфы дацитов, 19 – ритмичные слоистые туфы-туффиты, 20 – туфопесчаники, арениты; Породы океанической ассоциации (лоухиваарская свита) 3,05–2,90 млрд лет: 21 – туффиты основного состава, граувакки; Породы окраинно-континентальной вулканической дуги (калаярвинская свита) 2,90–2,85 млрд лет: 22 – туфы, туффиты дацитов, туфопесчаники, графитистые сланцы, силициты, серноколчеданные руды; Линии I-I и II-II – профили, по которым приводится описание породного ансамбля в работе, ВВП – 1,2,3 – вторичные вулканические постройки



А

Б



В

Рис. 16. **А – глыбовые туфы адакитов (размер обломка 30 на 25 см); Б, В – агломератовые туфы адакитов. Видимое поле по горизонтали – 50 см. Игнойльская структура, профиль I–I**

А

Б

В

Рис. 17. **А – лавобрекчия адакитов; Б – агломератовые туфы адакитов с окатанными фрагментами; В – агломератовые туфы адакитов. Видимое поле по горизонтали – 50 см. Игнойльская структура, профиль II–II**

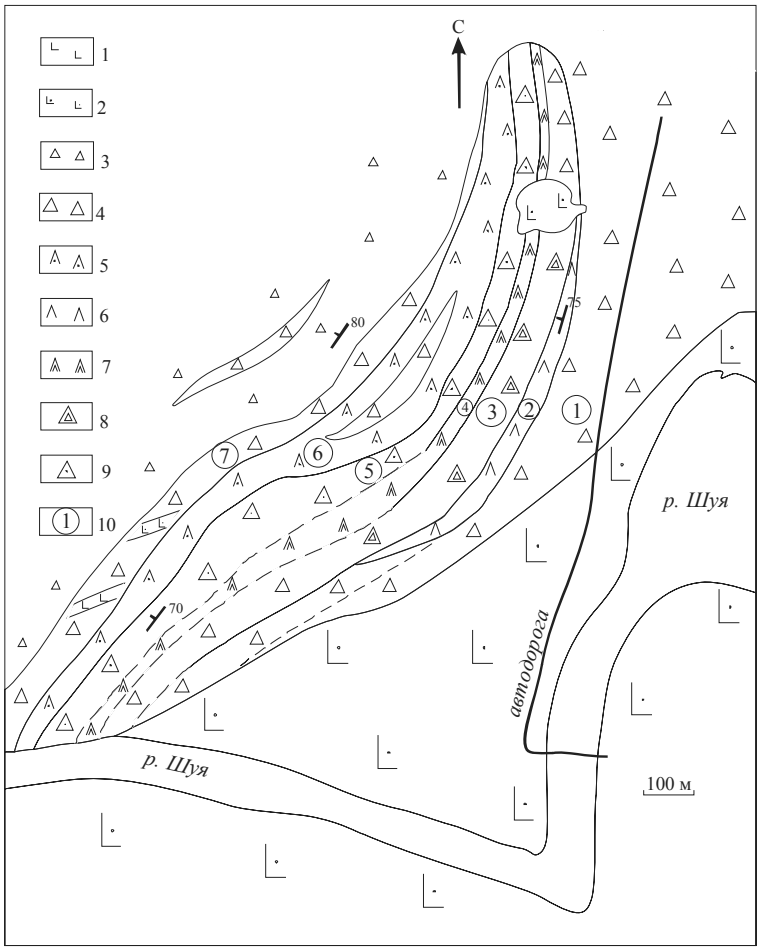


Рис. 15. **Схема геологического строения участка «разрез 1-1» в районе дер. Игнойла.** Адакитовая серия:

1 – дайка риолитов, 2 – субвулканические тела андезитов, дацитов, 3 – лапиллиевые туфы с линзами агломератов, 4 – агломератовые туфы андезитов, 5 – лавобрекчии микропорфировых андезитов, 6 – массивные лавы средне-, крупнопорфировых андезитов, 7 – лавобрекчии андезибазальтов, 8 – бомбовые и глыбовые туфы андезитов, 9 – глыбовые агломератовые туфы крупнопорфировых андезитов, 10 – номера слоев

4 фаза – 4а – отложение лапиллиевых (они доминируют) и псаммитовых туфов андезидацитов; 4б – псаммитовых кристаллокластических туфов;

5 фаза – завершение вулканической активности, отложение тонких, перемытых туфов андезидацитов и формирование породной триады – кремнистых туффитов, силицитов, туфопесчаников;

6 фаза – формирование субвулканических некков и вторичных палеопостроек.

Для детальной характеристики всего разнообразия адакитового комплекса Игнойльской палеовулканической постройки рассмотрим послойную характеристику породного ансамбля по нескольким типовым разрезам **(в описании породных литотипов адакитового ряда нами используются термины, отвечающие петрографическому составу пород)**:

Разрез I-I. В качестве примера литостратификации лавово-пирокластической толщи приводим описание разреза по профилю **«1-1»** (рис. 13, 15):

В северо-западной части Игнойльской палеовулканической постройки центральный некк адакитов контактирует и прорывает прижерловую лавовопирокластическую толщу, слагающую северный склон палеовулкана. В пределах данной зоны широко представлены следующие литотипы пород (с востока на запад):

1. Слой агломератового туфа андезитов с линзами лапиллиевых туфов. Литокласты представлены осветленными андезитами, реже дацитами с микропорфировой структурой, размером от 1–3 до 20–30 см, заключены в мелкозернистый псаммитовый цемент. Видимая мощность туфов составляет 150 м.

2. Лавовый поток массивных андезитов, темно-серых, средне- до крупнозернистых, имеющих вкрапленники плагиоклаза размером до 3 мм. На поверхности обнажения отмечены пустоты выщелачивания, жилы серого кварца. Мощность 20 м.

3. Глыбовые агломератовые туфы андезитов. Максимальный размер глыб составляет 0,6х1,5 м, в среднем 20х30 см, представлены крупнопорфировыми или афанитовыми андезитами и заключены в мелкообломочный или кристаллокластический туфовый цемент. Литокласты осветлены за счет пропилитизации и четко выделяются на фоне более темного цемента (рис. 16А).

В поле агломератовых туфов описана линза бомбовых туфов, в которой наблюдаются крупные глыбы, размером до 30–70 см, с характерными веретенообразными, или вытянуто-округлыми формами, ограниченными тонкими зонками закалки, внутри с повышенной пористостью и поперечной трещиноватостью. Цемент представлен мелкообломочным туфом. В некоторых литокластах крупнопорфировых андезитов выявлены миндалины, выполненные кварц-альбитом, альбит-эпидотом, эпидотом с фукситом. На поверхности обнажений присутствует большое количество выщелоченных мелких и крупных пустот. Мощность 50–60 м.

4. Массивный лавовый поток темно-серых андезибазальтов, с мелкими вкрапленниками полевого шпата, размером до 2–3 мм. Мощность 15 м.

5. Слой глыбовых агломератовых туфов крупнопорфировых андезитов. Размеры литокласт варьируют от 5–10 до 30–40 см, реже более 60 см. Обломки составляют около 60% объема породы, цемент выполнен лапиллиевым и кристаллокластическим туфовым материалом (рис. 16Б, В).

Среди обломков встречены фрагменты дацитов с афанитовой структурой и наложенной минерализацией в виде турмалина и эпидота. Форма литокласт чаще всего неправильная, удлиненная, с округленными углами, в пределах слоя также отсутствует сортировка. Структура обломков и цемента чаще всего порфировая. Кроме того, встречаются гломеропорфировые кристаллы и скопления плагиоклаза в виде гнезд, размером до 1,5–2,5 см. Участками обломки спекаются в сплошную массу или образуют жилообразные участки из темного цемента. Для цемента и обломков характерны крупные кристаллы плагиоклаза, а на поверхности обнажения присутствуют пустоты, размером до 10 см в длину. В единичном случае среди глыб выявлен блок сваренных агломератовых туфов, принадлежащий более раннему извержению. Глыба имеет четкие контакты с вмещающими агломератовыми туфами. Мощность слоя от 30 до 80 м.

6. Лавобрекчии мелкозернистых, микропорфировых андезитов с такситовой текстурой – массивной, комковатой, брекчированной. Размер фрагментов в потоке колеблется от 3–5 до 15–20 см. Они имеют неправильную, чаще изометричную форму и неясные границы с лавовым цементом (рис. 17А). В минеральном составе андезитовых лав наблюдаются две генерации плагиоклаза – измененные фенокристаллы плагиоклаза (Pl_{25-45}) и мелкие лейсты альбит-олигоклаза. Структура породы серийнопорфировая, гломеропорфировая, иногда литокластическая. Основная масса представляет собой мелкозернистый агрегат с реликтами андезитовой структуры, сложенный плагиоклазом, альбитом, биотитом, кварцем, хлоритом, клиноцоизитом, амфиболом. Акцессорные минеральные фазы – магнетит, пирит, титанит, апатит, циркон. Мощность 50–60 м.

Среди лав задокументирована линза агломератовых туфов андезитов, в которой литокласты выделяются более светлым оттенком, размер их варьирует от 1 до 5–8 см по длинной оси. Цемент представлен более темным материалом, за счет большого содержания в нем амфибола. Структура обломков и цемента – порфировая, размер вкрапленников плагиоклаза составляет 0,5–2 мм, редко встречаются гломеропорфировые вкрапленники размером до 1,5–2,5 см. Минеральный состав литокласт представлен следующей ассоциацией: вкрапленники плагиоклаза (№ 25–35), альбит, клиноцоизит, кварц, биотит, хлорит, реже амфибол. Цемент состоит из альбита, хлорита, биотита, эпидота, амфибола. По химическому составу литокласты и цемент отличаются количеством кремнезема и щелочей. Мощность 21 м.

7. Далее по разрезу следуют агломератовые туфы андезитов. В туфах обломки составляют до 50–60% обьема породы, при этом их размер изменяется от 15 см до 30–40 см по длинной оси. Характерна форма обломков – от округлой, овальной до треугольной, вытянутой, линзовидной. Состав обломков представлен андезитами, реже дацитами, эпидозитами, а цементирующий материал выполнен лапиллиевым и псаммитовым туфовым материалом (рис. 17Б, В).

Агломератовые туфы секутся дайкой риолитов с афанитовой основной массой и многочисленными вкрапленниками опаловидного голубого кварца, мощностью 15 м. Контакты дайки с туфами четкие, прямолинейные. Кроме того, выявлена дайка дацитов, крупнозернистых, в которых присутствуют вкрапленники серого и розового плагиоклаза, размером до 3–5 мм и гнезда пирита. Мощность ее составляет около 3–5 м (в связи с тем, что контакты скрыты). Мощность туфов 42 м.

8. Толща лапиллиевых и агломератовых туфов дацитов мощностью > 100 м.

9. В северной части лавово-пирокластическую толщу прорывает субвулканический некк

дацитов, размером около 60х35 м. Дациты представлены темно-серыми породами с изменяющейся структурой от крупнопорфировой в краевых частях, до мелкозернистой, андезитовой в центральной части некка. Порода состоит из вкрапленников таблитчатого соссюритизированного плагиоклаза (№ 30), оплавленных зерен кварца, погруженных в мелкозернистый агрегат плагиоклаз-кварц-клиноцоизит-биотит-хлоритового состава.

На западном склоне палеовулкана (в нашей реконструкции) за р. Шуей у ручья на бывшем лесозаводе описана зона переслаивания глыбовых, агломератовых, лапиллиевых и кристаллокластических туфов андезитов, андезибазальтов. Величина обломков в них достигает 20–60 см в агломератовом и 0,5–1 до 3–4 см в лапиллиевых туфах, цемент представлен кристаллокластическим туфом. Обломки чаще всего осветлены, вторичный амфибол развивается как по обломкам, так и по цементу.

Среди агломератовых туфов присутствует линза бомбового туфа. Бомбы андезитов имеют до 60 см в длину, четкие контуры, овальные формы, содержат миндалины и имеют характерную поперечную трещиноватость в виде изогнутых, волнистых трещинок, не выходящих за пределы глыбы, иногда заполненных кварцем. Кроме этого, в туфе присутствуют литокласты андезитов, размером до 10 см, дацитовые микропорфириты и темно-зеленые полностью замещенные амфиболом фрагменты.

Туфы секутся дайкой крупнопорфировых дацитов с плагиоклазами размером от 2–3 до 5–7 мм, реже (10–15%) присутствуют зерна голубого кварца. В обн. 939 агломератовые туфы, мощностью 8–9 м, прорываются дацитами, светло-серыми, крупнозернистыми, с оплавленными зернами голубого и серого кварца, размером 7–10 мм и вкрапленниками светло-серого плагиоклаза, размером 5–10 мм. Дайка дацита, видимой мощностью 27 м, сечется дайкой риолитов, мощностью 3,5 м. Дайка риолитов светло-серая, массивная, афанитовая, с вкрапленниками голубого кварца и плагиоклаза. Контакты риолитов с дацитом извилистые, с многочисленными апофизами и участками термального растворения контакта и перекристаллизацией породы, на этом месте образуются мелкие кристаллы плагиоклаза или точечные зерна кварца.

Для разреза прижерловых фаций Игнойльского палеовулкана характерно наличие лавобрекчий (реже кластолав), как крупнопорфировых, так и мелкозернистых, сложенных обломками ранее закристаллизовавшихся частей потока в лавовом цементе. Доминирует идентичный состав как литокласт, так и цемента, но при этом в кластолавах встречаются обломки дацитов, или андезитов с разной структурой, описаны единичные обломки амфиболитов.

Для агломератовых, глыбовых туфов свойственны, кроме обычной остроугольной формы литокласт, пластичные формы, свидетельствующие о выпадении горячих обломков, их расплющивании и растекании при падении, или спекании в общую массу с повышенной пористостью.

Кроме даек адакитов (отвечающих по составу риолитам, дацитам, андезитам), породы секутся более молодыми дайками габбро-диабазов и ультраосновных пород.

Все описанные лавово-пирокластические породы прорываются субвулканическим некком адакитов (дацитового состава) «Центральный» и его апофизами, заполнившим, по-видимому, фидерные подводящие каналы или жерло палеовулканической постройки.

Разрез II-II (1,2 км от д. Игнойлы) (рис. 13, 18)

Для более детальной характеристики породной последовательности Игнойльской палеовулканической постройки был дополнительно изучен разрез северного склона в 1,2 км к северу от старой дороги д. Игнойла – д. Хаутаваара, представленный следующей лавово-пирокластической толщей адакитового состава:

1. Псаммитовые туфы андезидацитов, дацитов окаймляют по периферии Игнойльскую палеопостройку с востока и севера, при этом видимая мощность их составляет 500–700 м. Породы представлены серыми, темно-серыми, массивными, иногда слоистыми породами с литокластической, кристаллокластической, псаммитовой и алевритовой структурами. Туфы (х/а 1904) состоят из кристаллокластов таблитчатых зерен плагиоклаза (№ 20–35), размером от 1 до 10–15 мм, содержат округлые зерна кварца и мелкие литокласты дацитов, размером 0,5–1 см, погруженные в мелкозернистый цемент кварц-плагиоклазового состава с альбитом, хлоритом, биотитом, клиноцоизитом, серицитом.

Литокласты дацитов и кристаллокласты плагиоклаза подвержены интенсивным вторичным изменениям, замещаются мелкозернистым агрегатом клиноцоизита, серицита, альбита. Для туфов характерны пятна и линзы окремнения и фрагментарная избирательная хлоритизация.

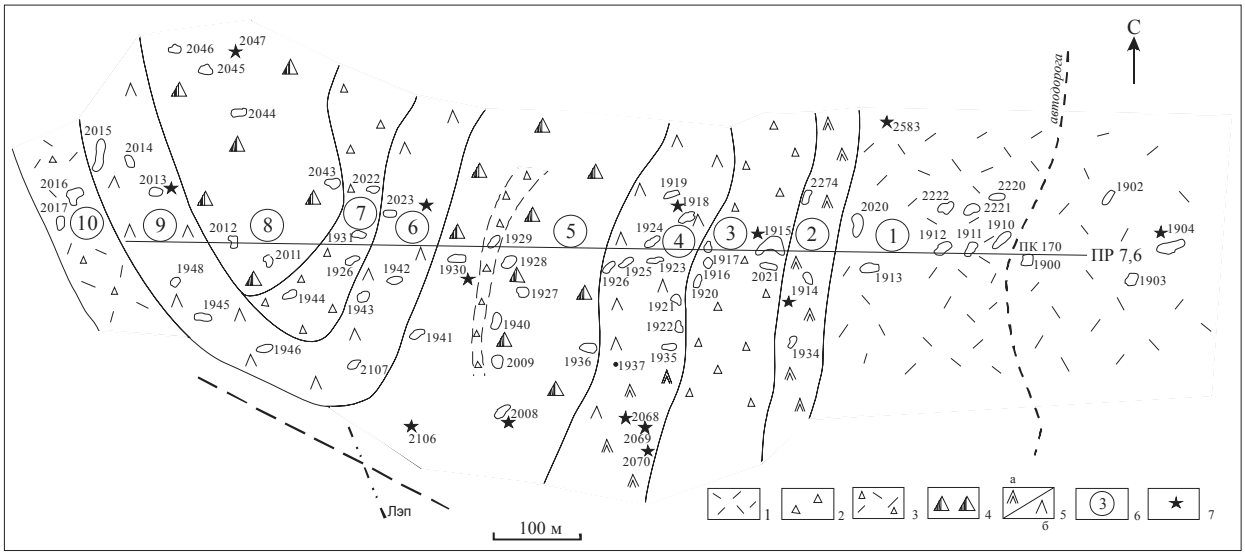


Рис. 18. **Геологический профиль II-II севернее д. Игнойлы. Адакитовая серия:**

1 – псаммитовые, кристаллокластические туфы андезидацитов, дацитов, 2 – лапиллиевые туфы андезитов, 3 – агломератовые и лапиллиевые туфы андезитов, 4 – глыбовые агломератовые туфы андезитов с линзой ксенотуфов, 5 – массивные лавы андезитов (а – крупнопорфировые, б – мелкопорфировые); 6 – номера слоев, 7 – номера проб химических анализов

По профилю II-II – туфы выходят в разобщенных обнажениях, отличающихся структурой, гранулометрией.

В северной части площади участка, севернее профиля II-II, район оз. Раялампи вскрыты фрагменты пирокластического разреза, позволяющие характеризовать внутреннюю стратификацию толщи.

В горизонте, имеющем мощность около 70 м, наблюдается следующее чередование слоев:

а) Лапиллиевый туф дацитов, с размером литокласт дацитов до 1–3 см, и их содержанием на уровне 60–70% от обьема породы. Литокласты погружены в цемент, представленный псаммитовым туфом, в котором присутствуют отдельные зерна голубого кварца и тонкая вкрапленность сульфидов.

В слое отмечается грубая, невыдержанная слоистость, подчеркнутая вариацией количества литокласт в породе. Мощность слоя составляет 17 м.

б) Псаммитовый туф дацита с редкими мелкими литокластами (до 1 см). Мощность слоя 6 м.

в) С резким контактом залегает слой тонкозернистого алевритового туфа. Мощность слоя 4 м.

г) Лапиллиевый туф дацита. Мощность слоя 15 м.

д) С постепенным контактом сменяется псаммитовым кристаллокластическим туфом, мощность которого около 7,5 м.

е) Слой агломератового туффита представлен породой, в кристаллокластической основной массе которой присутствуют литокласты размером до 15 см тонкослоистых, тонкозернистых песчаников. Мощность слоя 2,5 м.

Следующий слой выполнен псаммитовым кристаллокластическим туфом.

Кроме того, в толще псаммитовых туфов встречена пачка ритмичного переслаивания – от среднезернистых до тонкозернистых алевритовых туфов с мощностью ритмов от 0,2–0,5 м до 2–4 м и резкой границей между ритмами, мощность пачки составляет – 110–130 м.

Также выявлено два горизонта агломератовых туфов, мощностью 32 и 20 м, сложенных литокластами дацитов, размером 30–50 см в количестве до 50–60% в цементе псаммитового кристаллокластического туфа дацитов. В слоях агломератовых туфов присутствуют линзы мелкообломочных туфов.

Периодически в обнажениях устанавливается тонкая слоистость, обусловленная чередованием слойков с крупными до 10 мм кристаллокластами плагиоклаза и слойков афанитовых пород.

В целом для толщи псаммитовых туфов характерно преобладание кристаллокластических туфов с горизонтальной, линзовидной, градационной слоистостью, присутствием слоев лапиллиевых и агломератовых туфов, появление которых связано с усилением эксплозивной деятельности палеовулкана.

2. Лавы и лавобрекчии крупнопорфировых андезитов, с такситовой текстурой – участками массивного или брекчиевидного сложения. Структура породы серийнопорфировая, с

андезитовой и гиалопилитовой структурой основной массы. Мощность потока составляет 56 м.

Характеризуя лавобрекчии, следует подчеркнуть, что они содержат мелкие обломки андезитов, эпидотизированные и сцементированные тем же лавовым материалом. Поток детально изучен, он прослежен по простиранию более чем на 1,5 км. Отмечено, что состав вкрапленников плагиоклаза варьирует от андезина № 35–40 до альбит-олигоклаза № 5–15. Чаще всего фенокристаллы плагиоклаза образуют крупные (5–10 мм, реже до 20 мм) идиоморфные кристаллы таблитчатой формы с полисинтетическими и простыми двойниками, интенсивно соссюритизированы. Вторая генерация плагиоклаза (№ 5–15) образует мелкие лейсты размером 0,5–1 мм с тонкими двойниковыми полосками. Основная масса сложена альбитом, кварцем, плагиоклазом, с примесью хлорита, карбоната, эпидота, биотита, сфена, халькопирита, реже пирита. Участками порода интенсивно эпидотизирована, особенно в зонах интенсивного брекчирования.

3. Слой агломератовых туфов андезитов (х/а 1915, 1917, 1920), неслоистых, с неравномерным распределением обломков: размер литокласт чаще всего изменяется от 2х6 до 20х10 см. На отдельных участках заметны признаки спекания фрагментов. Текстура породы литокластическая, для большинства литокласт характерны процессы пропилитизации (рис. 19А, Б, В).

Количество обломков значительно варьирует по мощности слоя, изменяясь от 10–15% до 70–80% от объема породы. Структура литокласт порфировая, бластопорфировая. Обломки хорошо выделяются в темном цементе по более светлой окраске, что связано с процессами поздней их альбитизации и эпидотизации. В минеральном составе литокласт преобладает плагиоклаз (№ 20–35), олигоклаз, альбит, эпидот, хлорит, кварц, а цемент состоит из микрозернистого агрегата плагиоклаза, кварца, хлорита, эпидота, амфибола, биотита, карбоната и рудных минералов. Мощность слоя составляет 90 м.

4. Пачка массивных лав и лавобрекчии андезибазальтов, андезитов мощностью около 110–120 м, прослежены в структуре на 1,7 км. К сожалению, по условиям обнаженности не удается проследить границы отдельных лавовых потоков, изучить характер контактов, однако стало возможным выделить несколько их литотипов (с востока на запад).

а) Лавы, лавобрекчии андезибазальтов (х/а 1918, 1919), темно-серые, массивные, с крупными вкрапленниками плагиоклаза. Участками в них видна литокластическая текстура, состав обломков и цемента одинаков, многие обломки эпидотизированы. Структура породы чаще всего порфировая, гломеропорфировая, фенокристаллы плагиоклазов образуют сростки и скопления до 3 см в поперечнике. Лавы интенсивно эпидотизированы, эпидот развивается по обломкам как в виде жил, так и крупных гнезд, иногда вместе с халькопиритом.

б) Лавы мелкозернистых, порфировых андезитов (х/а 1935, 1937) с мелкими вкрапленниками плагиоклаза размером 0,5–1 мм.

в) Крупнопорфировые лавы андезитов с миндалекаменной текстурой (х/а 2068, 2069, 2070). Размеры вкрапленников плагиоклаза составляют около 3–10 мм. Структура породы порфировая. Миндалины присутствуют в кровельных частях потока, их размер составляет от 1–2 до 5–7 мм, реже 15 мм, они выполнены эпидотом, хлоритом, пиритом. Фенокристаллы плагиоклаза представлены крупными таблитчатыми кристаллами, имеют двойники, интенсивно соссюритизированы (№ 35–40). Вторая генерация плагиоклаза (№ 5–15) образует мелкие лейсты с тонкими двойниковыми полосками, размером 0,5–1 мм. Основная масса сложена альбитом, кварцем, олигоклазом с примесью хлорита, карбоната, эпидота, биотита, сфена, халькопирита, реже пирита.

5. Пачка глыбовых и агломератовых туфов андезитов (х/а 2008, 1930, 2106), которые слагают значительные площади вокруг центрального Игнойльского некка. По профилю 7.6 они имеют видимую мощность около 200 м.

Глыбовые агломератовые туфы представляют собой обломочные породы, несортированные, неслоистые, с неравномерным скоплением обломков размером от 3–15 до 50–80 см в мелкообломочном цементе. Количество крупного обломочного материала составляет 40–50%. Состав литокласт чаще всего представлен андезитами с порфировой структурой, при этом структура цемента – лито- и кристаллокластическая. Минеральный состав аналогичен андезитам лавовой фации. В то же время в пачке глыбовых туфов отмечены линзы лапиллиевых туфов с литокластами в виде светлых мелкозернистых дацитов, по которым развиваются порфировые выделения амфибола (до 5 мм), порода в обнажениях имеет «оспенную» текстуру (рис. 20А).

А

Б

В

Рис. 19. **А, Б, В – агломератовые туфы адакитов. Видимое поле по горизонтали на фото А и Б – 50 см. Игнойльская структура, профиль II–II**

А

Б

Рис. 20. **А, Б – агломератовые туфы адакитов. Игнойльская структура, профиль II–II**

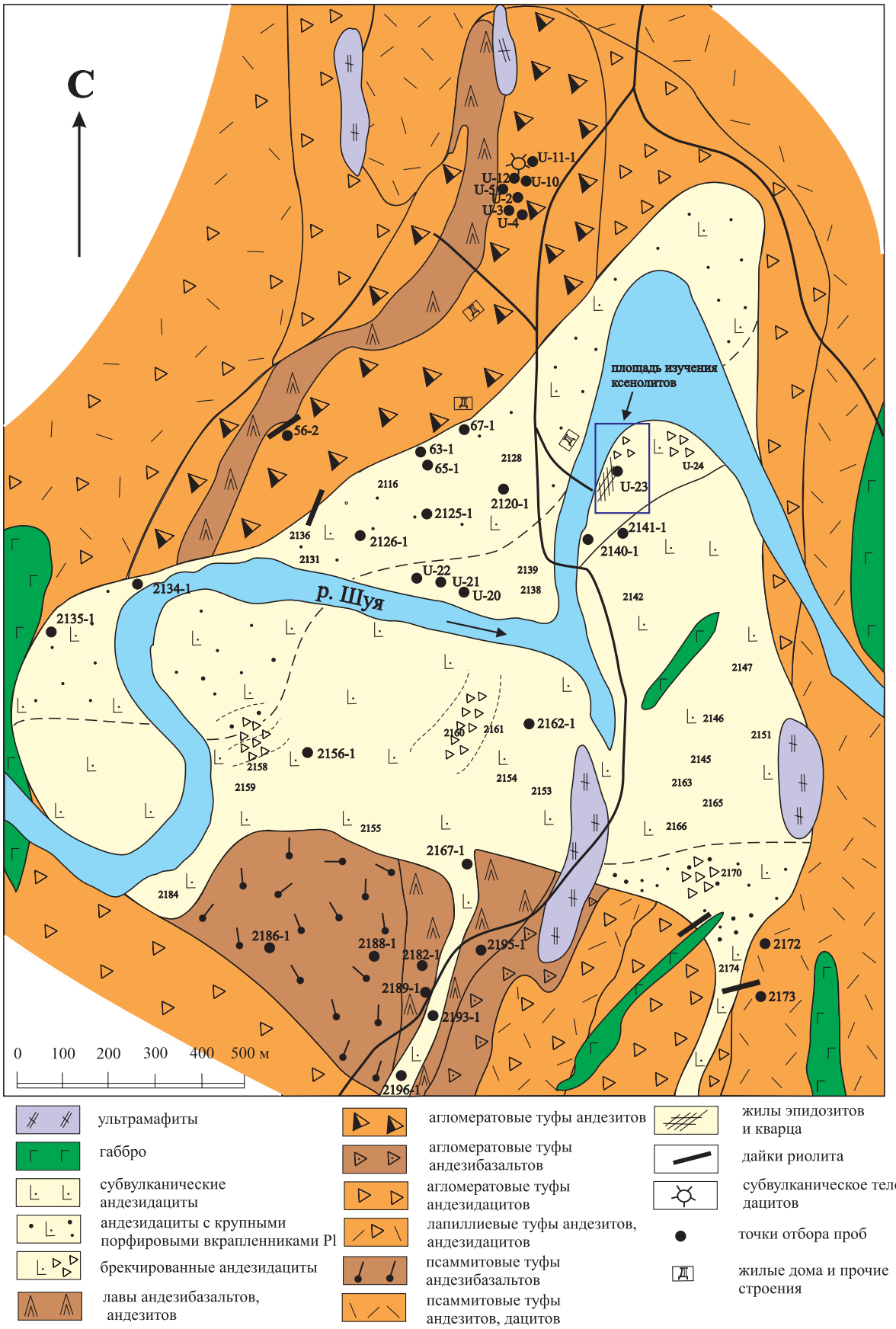


Рис. 21. **Схема геологического строения Центрального адакитового некка, Игнойльская структура. Ксенолиты изучались на участке обнажения U-23**

В мелкообломочных туфах отмечаются признаки спекания вещества, при этом текстура становится более массивной, обломки хуже диагностируются, структура породы порфировая, бластопорфировая.

Среди поля глыбовых туфов закартирована линза ксенотуфов (обн. 1929), мощностью в 20 м и протяженностью ~ 400 м, в которых обломочный материал размером 2–10 см составляет 70–80% и представлен микропорфировыми андезитами (40–50%), светлыми риолитами (5–10%), эпидозитами (10%), единичными обломками дацитов и заключен в цемент псаммитовых туфов.

В глыбовых агломератовых и лапиллиевых туфах литокласты выделяются более светлой окраской, благодаря развитию альбитизации и эпидотизации, а цемент всегда более темный. В минеральном составе литокласт преобладает плагиоклаз № 20–35, олигоклаз, альбит, эпидот, хлорит, кварц, цемент состоит из микрозернистого агрегата плагиоклаза, кварца, хлорита, эпидота, амфибола, биотита, карбоната и рудных минералов (рис. 20Б).

6. Массивные лавы андезитов, представлены в выходах в виде двух зон (слои 6 и 9, х/а 2023, 2013, скальные выходы 2015), западной и восточной, видимой мощностью 70 и 120 м, протяженностью 500–600 м. Породы чаще всего имеют серую, темно-серую окраску, массивные, реже брекчиевидные, с порфировой и гломеропорфировой структурой.

В порфировых вкрапленниках преобладает таблитчатый плагиоклаз с полисинтетическими двойниками, реже встречаются оплавленные зерна кварца. Основная масса имеет андезитовую структуру, сложена плагиоклаз-кварцевым агрегатом с хлоритом, амфиболом, биотитом, эпидотом, рудными минералами. В породе наблюдаются многочисленные жилки эпидота и амфиболовый порфиробластез.

7. Агломератовые и лапиллиевые туфы андезитов, рассланцованные, хлоритизированные и карбонатизированные. Литокласты представлены андезитами, андезидацитами, имеют размер в среднем от 0,5 до 5 см, находятся в псаммитовом туфовом цементе. Мощность слоя около 50 м.

8. Глыбовые агломератовые туфы андезитов, аналогичные слою 5 в данном описании (х/а 2011, 2044, 2045, 2046). Размер обломков в породе достигает 30–40 см и составляет 70–80% объема породы. Цемент представлен мелкообломочным и кристаллокластическим туфом, с крупными кристаллокластами плагиоклаза 10–20 мм. Мощность толщи составляет 120 м.

9. Массивные лавы темно-серых андезитов, аналогичные слою 6 (х/а 2013). Структура пород изменяется от микропорфировой до крупнопорфировой, основная масса имеет андезитовую структуру. Плагиоклазы двух генераций – первой, крупные таблитчатые кристаллы (№ 25–35) и вкрапленники второй генерации – лейсты в виде мелких призм (№ 10–15). Видимая мощность около 80 м.

10. Мелкообломочные агломератовые туфы андезитов (обн. 2016, 2017) с размером литокласт до 5–8 см. Литокласты – андезиты, цемент – псаммитовый или кристаллокластический туф. Встречены линзы грубых агломератовых туфов с литокластами андезитов и дацитов, единичными обломками гранитоидов и эпидозитов. Мощность пачки составляет 400 м.

Подобный породный ансамбль слагает значительные площади северного склона палеовулканической постройки и отличается слабой дифференциацией пород. По латерали к северу, западу и востоку грубые туфы сменяются тонкими псаммитовыми, кристаллокластическими туфами и туффитами андезидацитового и дацитового состава.

Центральный некк Игнойлы (рис. 21)

На плотине Игнойльской ГЭС (д. Игнойла) в русле р. Шуи (рис. 22А), на левом и правом берегах реки, в скальных выходах представлены породы субвулканического центрального некка. Некк имеет адакитовый состав и характеризуется овальной формой с многочисленными апофизами, размеры его составляют 2,1х1,5 км.

Некк прорывает все окружающие вулканиты – туфы различной размерности от мелкообломочных до глыбовых, агломератовых, лапиллиевых и кристаллокластических, лавы и лавобрекчии андезитов, андезибазальтов. Некк заполняет жерловину палеовулканической постройки и фидерные – подводящие каналы, причем на современном эрозионном уровне обнажаются, по-видимому, его корневые части. Характерно грубозональное размещение вулканогенных и вулканогенно-осадочных фаций вокруг эруптивного центра. В краевых частях некка адакитов (представленых андезитами, дацитами) породы имеют крупнопорфировую, гломеропорфировую структуру, в центральной части – андезитовую, гиалопилитовую и напоминают диориты.

Следует отметить, что породам некка характерна внутренняя неоднородность (табл. 4, рис. 22Б, В), в основном по химическому составу они отвечают андезитам, андезидацитам, дацитам, но отмечаются и андезибазальты (все породные разновидности принадлежат адакитовой серии).

В южной части некка среди массивных пород зафиксированы три зоны брекчий, форма глыб вытянутая, угловатая, цемент обогащен хлоритом и актинолитом, при этом в отдельных случаях брекчиевидность возникает за счет контракционных трещин, возникающих при остывании породы и заполнении трещин жилообразным светлым материалом (обн. 2156, 2160).

Дациты из северной краевой части некка (обн. И-20, -21, 2116) (рис. 22Б) представляют собой серые, темно-серые, массивные, среднезернистые породы, с выступающими на поверхности

Таблица 4. **Химический состав породной ассоциации Игнойльской палеовулканической постройки**

Проба	1914–2	2008–1	2008–2*	u-2	u-3	u-4	u-10	u-20	u-21	u-22
Порода	КЛ	АТ	АТ	ЦАТ	ЛБ	ЛБ	ЛП	С	С	С
SiO_2	63,14	54,06	62,32	60,22	59,62	62,34	57,24	65,24	65,74	66,00
TiO_2	0,55	0,08	0,48	0,65	0,68	0,54	0,63	0,49	0,54	0,50
Al_2O_3	16,51	16,50	15,68	16,35	15,28	15,37	14,78	15,66	16,16	15,41
Fe_2O_3	1,73	2,09	1,69	2,01	2,17	1,93	1,11	1,26	1,68	1,00
FeO	3,00	4,86	2,68	3,81	3,66	3, 88	3,59	2,80	2,51	2,23
MnO	0,06	0,14	0,09	0,07	0,10	0,08	0,09	0,062	0,039	0,060
MgO	3,38	6,35	3,18	4,57	4,63	4,42	4,73	3,06	2,58	3,21
CaO	2,84	6,98	5,70	2,41	5,11	2,19	5,40	1,97	1,97	2,34
Na_2O	4,57	4,71	5,56	5,47	4,36	5,14	5,39	5,41	5,67	5,14
K_2O	2,02	1,65	0,55	2,31	1,75	1,90	1,77	1,61	1,04	1,96
P_2O_5		0,01	0,01							
H2O	0,27	0,12	0,26	0,12	0,10	0,14	0,10	0,13	0,14	0,12
П.п.п.	1,51	1,65	1,13	1,72	2,51	1,87	4,70	2,34	1,60	2,09
Сумма	99,58	99,19	99,32	99,71	99,97	99,80	99,53	100,03	99,67	100,06
Cr	127	452	164	394,1	560,1	505,4	649,4	289,0	268,5	253,6
Ni	85,3	164	63	183,1	249,1	245,1	238,9	147,9	115,3	93,3
Co	17,8	28.9	17	21,3	27,9	26,8	21,9	19,6	13,4	11,5
V	96,316	171	150	152,6	257,0	171,8	178, 8	162,9	132,1	116,6
Pb	10,6	8,94	24	6,6	13,7	6,8	3,3	7,6	7,5	7,9
Rb	51,2	44,5	21	63,6	37,8	48,9	43,6	49,3	38,9	59,1
Ba	617	707	186	736,9	904,7	980,1	617,9	734,6	417,4	853,8
Sr	597	462	429	292,7	490,1	386,2	246,8	445,9	601,7	304,5
Nb	4,39	8,78	< 2	5,0	6,6	6,0	5,4	7,5	6,0	5,6
Zr	131	221	133	143,5	175,6	163,7	141,9	178,4	134,5	153,3
Y	9,36	21,4	18	10,1	20,0	15,0	13,4	16,1	10,5	9,6
Th	5,08	10	8	5,9	10,6	8,5	6,4	9,4	6,5	6,1
Cu	11,9	20,3	200	7,2	31,0	39,7	5,1	8,2	4,7	8,0
Zn	73,5	90,9		50,2	87,0	62,9	42,5	47,5	44,3	41,7
La	22,7	57,3		15,97	49,86	36,60	30,24	38,02	20,22	25,21
Ce	46,3	119		33,46	105,08	75,51	64,83	85,05	42,31	51,74
Pr	5,68	15,8		3,76	12,61	8,95	7,87	9,07	4,74	5,58
Nd	22,3	65,3		15,81	50,55	36,06	32,16	34,66	18,42	22,56
Sm	4,27	11,9		3,46	8,67	6,62	5,73	6,06	3,46	4,21
Eu	1,01	2,57		1,02	2,21	1,70	1,58	1,70	1,02	1,14
Gd	3,25	8,49		2,99	7,28	5,41	4,88	5,40	3,14	3,44
Tb	0,417	1,04		0,37	0,82	0,62	0,55	0,62	0,38	0,37
Dy	2,09	4,87		1,86	3,75	2,84	2,52	2,93	1,91	1,80
Ho	0,371	0,812		0,36	0,67	0,51	0,47	0,53	0,37	0,34
Er	0,972	2,06		0,94	1,74	1,33	1,21	1,38	0,90	0,87
Tm	0,127	0,267		0,13	0,23	0,17	0,17	0,18	0,12	0,11
Yb	0,819	1,65		0,81	1,24	0,99	0,97	1,08	0,74	0,74
Lu	0,116	0,243		0,12	0,16	0,14	0,13	0,13	0,10	0,11
U	1,31	2,85		1,39	3,56	2,04	1,48	2,30	2,65	1,68
Ga	19,6	19,4		20,87	25,45	23,20	17,86	27,14	20,61	24,13
Sc	26,4	28,6		12,31	21,35	14,25	13,33	12,07	8,08	8,89
Hf	3,36	5,17		3,47	4,10	3,93	3,47	4,54	3,31	3,62
Ta	0,008	0,177		0,30	0,22	0,22	0,24	0,31	0,26	0,32

Примечание. 2008–2* – данные рентгенфлюоресцентного анализа, КЛ – кластолава, АТ – агломератовый туф, ЦАТ – цемент агломератового туфа, ЛБ – лавобрекчия, ЛП – крупнопорфировый литокласт, С – субвулканиты «Центрального» некка.

Рис. 22. **А – центральная часть субвулканического некка адакитов, выходы при низком уровне воды на сливе Игнойльской ГЭС (участок «Центральный некк»); Б – массивная текстура адакитов в краевой части субвулканического некка; В – внутренняя неоднородность в некке, линза адакитов андезибазальтового состава (проба Св-07-16) (участок «Центральный некк»)**

обнажения крупных вкрапленников плагиоклаза, при этом иногда фиксируются порфировые выделения плагиоклаза в виде гнезд или скоплений размером до 2–3 см. Структура породы сериально-порфировая с андезитовой структурой основной массы.

Плагиоклаз встречается в виде двух генераций: крупные идиоморфные кристаллы таблитчатой формы (An 30–35) с полисинтетическими и простыми двойниками, с узкими и широкими двойниковыми полосками, не зональные, размером 1,5–2 и 10 мм, иногда в гломеропорфировых сростках, и вторая генерация в виде лейстовидных микролитов состава альбит-олигоклаз. В шлифах наблюдаются сильно корродированные, переполненные серицитом или соссюритом в центральной части кристаллы плагиоклаза.

По границам зерен, окаймляя их, развивается агрегат эпидота и карбоната. Встречаются резорбированные зерна кварца и редкие реликты порфировых вкрапленников амфибола. В основной массе присутствуют микролиты плагиоклаза, биотит от светлого до бурого цвета, хлорит, эпидот, карбонат, магнетит. В породе отмечается два типа эпидота – более ранняя генерация в виде мелких кристаллов в плагиоклазе и более поздняя, развивающаяся по сланцеватости.

Мелкозернистые дациты южной части некка имеют микропорфировую структуру с гиалопилитовой, андезитовой основной массой. Размер вкрапленников плагиоклаза от 0,2–0,3 мм до 1 мм, вкрапленников кварца – округлых, с заливами, размер 0,2–0,3 до 0,5 мм. Плагиоклаз представлен альбитом и андезином. В единичных зернах плагиоклаза встречены включения основной массы породы и кварца, имеющие округлую форму и волнистое погасание. Биотит иногда присутствует в виде таблитчатых зерен, чаще в виде удлиненных чешуек, собранных в виде полосок. По биотиту развивается хлорит, бледно-зеленый со слабым плеохроизмом. Зерна магнетита имеют неправильную форму, встречаются единичные зерна апатита.

Несмотря на различия во внешнем облике, породы сходны между собой по минералогическому составу. В зоне брекчированных пород (обн. 2156, 2158) текстура и структура дацитов литокластическая. Литокласты, размером от 2–5 мм (в шлифе) до 10–15 см в обнажении имеют нечеткие границы, выделяются более светлой окраской, содержат вкрапленники плагиоклаза, размером 2–4 мм, заключены в цемент зеленовато-серого цвета, представленный хлоритизированным дацитом. Участками в брекчированных породах литокласты более темного цвета, по ним развивается амфибол, хлорит, а цемент в виде жилообразного заполнения более светлый.

В породах отмечаются участки сильного рассланцевания. В зоне слива ГЭС на поверхности обнажения андезитов в локальных площадках отмечается сетка параллельных жилок эпидота, мощностью 1–3 см, в ассоциации с жилками светло-серого кварца, мощностью 3–15 см (в раздувах) и коротких жил (или линз) альбит-эпидот-кварцевого состава, мощностью 3–5 см (рис. 23А).

Из крупнопорфировых дацитов северной части некка Игнойлы В. А. Матреничев (1994) изучал цирконы и определил принадлежность их к одной магматической генерации. Акцессорные цирконы представлены эвгедральными кристаллами розового или желтого цвета, прозрачными, гиацинтового габитуса с удлиненными дипирамидами. Их размеры не превышают 100 мкм, коэффициент удлинения 2–3. Наблюдается тонкая внутренняя зональность роста.

Деформации в породах некка проявлены в виде сланцеватости без образования складчатых структур. Проявлены дизъюнктивные нарушения нескольких возрастов – субширотные, северо-западные и северо-восточные разломы.

Ксенолиты и автолиты Центрального некка

В ходе детального изучения наиболее обнаженных частей субвулканического некка адакитов было установлено, что в скальных выходах на правом берегу р. Шуи в дацитах присутствует несколько типов включений, как микротинитового типа (**автолиты**), так и включения других пород **(ксенолиты)**.

Нами данные образования (ксенолиты и автолиты) изучались на берегу р. Шуи напротив здания ГЭС, в свежих отмытых обнажениях центральной части некка, появившихся в связи с изменением контура плотины и очень низким уровнем воды на сливе ГЭС. Пробы отбирались с помощью пробоотборника (минибура).

Автолиты, выявленные в пределах некка, имеют размеры от первых сантиметров до крупных обособлений размером около 7х5, 15х32 см (х/а 2а, 5а). По своему составу они, скорее всего, являются продуктами фракционирования первичного андезидацитового магматического расплава. Внешне автолиты представляют собой пятнообразные включения более темной окраски и более раскристаллизованные, чем основная масса породы, чаще всего четко выделяющиеся на ее фоне, но при этом обладают

одинаковым минералогическим и близким химическими составами (отвечающими адакитовой серии) (образцы автолитов 2а, матрикс 2б приведены в табл. 5) (рис. 23Б).

Микроскопически от пород некка автолиты отличаются крупнопорфировой структурой, иногда содержат гломеропорфировые сростки, большим количеством кристаллов плагиоклаза – крупные, короткопризматические, участками плотноупакованные, с простыми и полисинтетическими двойниками, с редкими бавенскими двойниками, отличаются более свежим обликом, но есть и замещенные соссюритом зерна, по составу отвечают андезину (30–35), присутствуют хлорит, биотит, кварц, пятна зернистого магнетита с лейкоксеном. Участки плотноупакованных плагиоклазов в шлифе сменяются обычными рассеянными вкрапленниками, более мелкими, иногда лейстовидными, структура основной массы серийно-порфировая.

Таблица 5. **Химический состав породной ассоциации Игнойльского некка**

Проба	U-23	2075–1	св07-2б	св07-16	св07-2а	св07-3а	св07-3б	св07-6а	св07-10	св07-11	св07-12
Порода	С	ПТ	СМ	СЦЗ	СА	СК	СК	СК	СК	СК	СК
SiO_2	64,40	66,58	61,28	57,20	61,76	40,84	40,72	37,90	41,98	50,52	49,70
TiO_2	0,56	0,55	0,62	0,83	0,67	2,85	3,56	2,73	0,46	0,08	0,48
Al_2O_3	16,06	16,90	15,56	15,54	15,54	5,00	6,39	20,01	20,14	28,55	18,02
Fe_2O_3	1,80	1,49	2,97	2,50	2,88	18,15	21,57	11,37	4,84	1,97	3,35
FeO	2,58	2,18	2,51	4,40	2,59	5,31	4,02	4,02	7,30	1,00	5,87
MnO	0,055	0,070	0,095	0,111	0,090	0,383	0,539	0,201	0,166	0,023	0,137
MgO	2,75	2,40	3,59	5,35	3,38	9,71	8,33	2,54	8,84	2,08	5,72
CaO	3,39	3,17	3,25	5,40	3,54	11,28	9,76	15,11	7,08	1,73	5,78
Na_2O	5,70	2,31	6,16	4,92	6,20	0,22	0,27	0,85	2,49	2,53	3,59
K_2O	0,90	2,24	1,11	0,89	1,01	0,23	0,28	1,94	2,09	7,30	2,92
P_2O_5	0,20			0,44				0,08	0,07	0,07	0,10
H2O	0,05	0,13	0,41	0,20	0,22	0,90	0,76	0,48	0,21	0,26	0,21
П.п.п.	1,46	2,45	1,95	1,97	1,66	5,04	3,41	2,39	4,26	3,45	3,66
Сумма	99,90	100,47	99,51	99,75	99,54	99,91	99,61	99,63	99,93	99,56	99,54
Cr	106,6	29,8	154,1	272,4	179,3	220,2	296,8	190,3	238,9	7,5	231,0
Ni	79,3	26,2	50,0	138,4	53,4	103,3	106,3	76,6	163,5	16,0	113,9
Co	15,7	3,9	14,7	28,6	15,5	38,6	41,9	21,2	55,0	5,5	33,0
V	88,0	36,5	79,6	136,4	92,7	246,5	309,6	942,4	176,7	37,3	109,8
Pb	4,3	1,3	4,0	7,1	4,8	5,5	9,0	25,4	6,9	2,1	3,9
Rb	15,8	34,0	34,1	21,1	36,1	7,7	12,1	31,8	48,8	82,0	54,8
Ba	275,2	498,2	395,5	300,9	397,4	187,8	369,9	2115,0	629,4	7536,0	1018,0
Sr	518,9	223,9	525,5	659,7	576,8	376,0	480,9	2197,0	719,0	291,1	566,5
Nb	5,3	5,1	7,7	7,1	8,5	1,2	2,1	0,9	0,7	0,8	2,1
Zr	135,6	118,2	140,9	159,7	154,3	16,6	29,5	2,8	2,3	3,6	33,9
Y	11,8	6,8	18,4	17,2	20,8	21,0	27,6	1,2	3,1	0,7	11,2
Th	6,3	5,3	8,2	6,3	9,2	0,1	0,8	0,1	0,2	0,1	1,9
Cu	9,7	9,2	28,6	14,6	29,4	89,1	61,7	60,0	23,4	3,2	18,8
Zn	35,5	28,6	41,6	60,1	43,8	103,8	133,0	69,8	97,3	16,1	78,7
La	17,36	27,22	35,42	29,64	36,80	17,06	24,86	11,75	6,79	1,41	27,18
Ce	47,60	47,97	77,21	67,27	77,32	34,49	47,11	22,10	12,88	2,57	48,12
Pr	5,79	5,54	9,91	8,16	10,01	3,89	5,95	2,18	1,35	0,34	5,61
Nd	23,72	19,68	41,86	32,78	39,83	14,74	22,63	6,77	4,48	1,44	21,30
Sm	5,15	3,05	7,78	6,98	8,20	3,22	5,16	0,75	0,68	0,27	3,99
Eu	1,39	0,69	1,56	1,53	1,72	0,77	1,30	2,08	0,96	6,78	1,55
Gd	3,97	2,13	5,49	5,22	5,49	2,82	4,21	0,53	0,53	0,20	2,85
Tb	0,48	0,28	0,66	0,63	0,68	0,45	0,63	0,08	0,07	0,02	0,40
Dy	2,43	1,47	3,03	3,24	3,41	2,80	3,74	0,36	0,37	0,11	2,06
Ho	0,46	0,28	0,54	0,62	0,57	0,53	0,72	0,07	0,07	0,02	0,37
Er	1,16	0,77	1,18	1,49	1,28	1,41	1,89	0,17	0,19	0,06	0,97
Tm	0,15	0,11	0,16	0,20	0,17	0,20	0,26	0,02	0,03	0,01	0,13
Yb	0, 99	0,69	1,03	1,20	1,14	1,28	1,66	0,11	0,19	0,04	0,82
Lu	0,16	0,10	0,17	0,18	0,20	0,21	0,25	0,01	0,03	0,01	0,13
U	1,38	1,02		1,20				0,66	0,21	0,03	0,60
Ga		11,21	15,45	15,97	17,03	11,30	17,15	53,00	28,58	170,90	32,22
Sc	10,51	27,37	12,37	19,71	13,76	152,40	145,10	6,24	6,62	5,36	35,43
Hf	3,38	2,95	2,85	3,65	3,28	0,42	0,72	0,07	0,06	0,07	0,79
Ta	0,30	0,09	0,35	0,37	0,42	0,04	0,09	0,01	0,02	0,03	0,07

Примечание. С – субвулканиты «Центрального» некка, ПТ – псаммитовый туф, СМ – субвулканит «Центрального» некка, матрикс ксенолита, СЦЗ – центральная зона субвулканического некка «Центральный», СА – автолит в «Центральном» некке, проба св07-2а, СК – ксенолиты в «Центральном» некке: св07-3а, 3б – пироксенита, св07-6а – эпидозита, св07-10 – рудного габбро, св07-11 – трахидацита, св07-12 – андезита с сульфидной минерализацией.

А

Б

В

Рис. 23. **А – поздние кварц-эпидотовые жилы в центральной части субвулканического некка; Б – автолит адакита в Центральном некке (проба 07-2а); В – ксенолиты пироксенитов (07-3а, 07-3б). Выходы на сливе Игнойльской ГЭС (участок «Центральный некк»)**

Рис. 24. **А – ксенолит пироксенита (проба 07-7а); Б – ксенолит рудного габбро (проба 07-10); В – рудный амфиболит (проба 07-1а). Выходы на сливе Игнойльской ГЭС (участок «Центральный некк»)**

Отмечается повышенное содержание оксида натрия, до 5,7–6,2% Na_2O. Матрикс (обр. 2б) характеризуется серийно-порфировой структурой с гиалопилито-фельзитовой основной массой. Главную часть основной массы составляет фельзитовый кварц-полевошпатовый агрегат с микролитами призматической формы плагиоклаза. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, в таблитчатых изометричных или удлиненных кристаллах, с полисинтетическими или простыми двойниками, замещенные серицитом и соссюритом.

Ксенолиты в центральном некке адакитов выявлены нескольких типов (табл. 5).

Ксенолиты пироксенитов (пробы – 3а, 3б, 7а, 9) представлены крупно-мелкозернистой породой, темно-зеленого цвета, в виде относительно изометричных фрагментов, размером от 5х7 до 15х20 см, с резкими границами. Ксенолиты данного типа имеют панидиоморфнозернистую структуру (3б), а в присутствии большого количества рудных минералов – сидеронитовую (рис. 23В, рис. 24А).

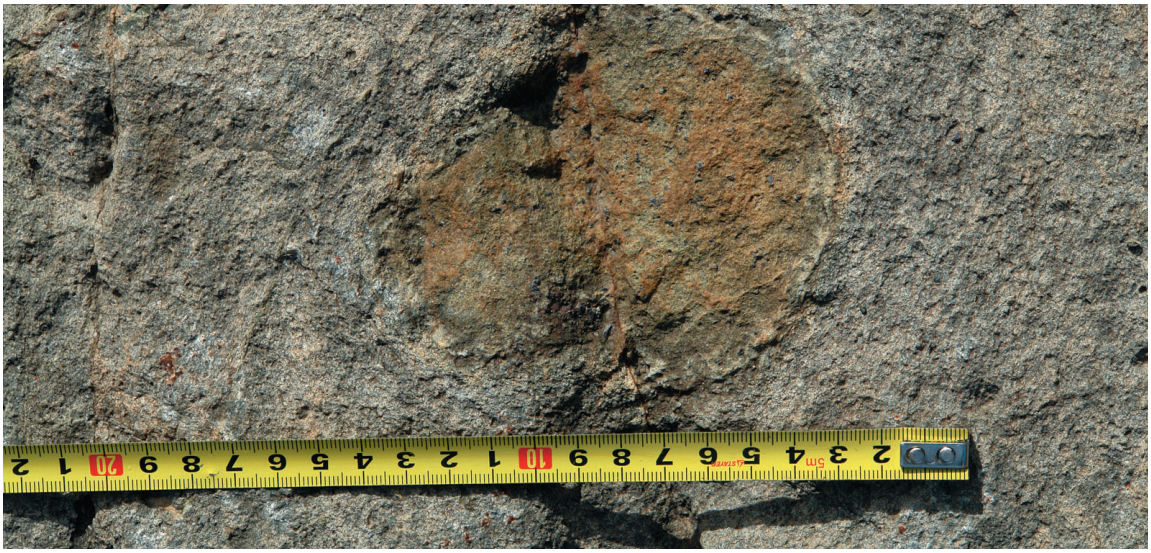
В минеральном составе доминирует пироксен в виде изометричных, несколько вытянутых зерен, размером от 1–2 до 4–6 мм, в большей степени замещенных бледно-зеленой роговой обманкой и хлоритом, в некоторых кристаллах отмечаются двойники. Рудный минерал резко ксеноморфен, выполняет промежутки между зернами пироксена. В прочих шлифах основная масса породы состоит из роговой обманки, размер кристаллов составляет около 2–3 мм, которая замещена хлоритом и биотитом, также присутствует интенсивно переработанный плагиоклаз, замещенный соссюритом, а также карбонат, цоизит, много рудных минералов (магнетит, титаномагнетит, ильменит).

В химическом составе эти ксенолиты характеризуются низкими содержаниями кремнезема, высоким содержанием MgO (8–9–13,6%) и низкими концентрациями щелочей (0,4–0,5%).

Ксенолиты габброидов (габбро, рудное габбро) (х/а 4а 18, 10, 17) выделяются темно-серым, черным цветом, имеют четкие границы, размеры до 12х5 см, иногда окружены светло-зеленой каемкой и содержат черные гнезда титано-магнетита, мелко- среднезернистые породы (рис. 24Б). Структура бластоофитовая, гипидиоморфнозернистая, лепидогранобластовая, в рудном габбро – сидеронитовая. Минеральный состав – актинолит, плагиоклаз, биотит, хлорит, эпидот, кварц, рудный минерал. Актинолит – в удлиненно-призматических кристаллах, длиной до 0,5 мм, реже до 2 мм, почти нацело замещается хлоритом и эпидотом. Плагиоклаз присутствует в мелких лейстах размером 0,1–0,2 мм реже 0,3–0,5 мм, редко видны простые двойники и зерна более крупные, без четкой огранки, сильно соссюритизированного плагиоклаза. Эпидот находится в шлифах в значительном количестве как в виде отдельных зерен до 0,2–0,3 мм, редко зональных, так и в виде сплошных скоплений, в замещающих мелких зернах, также наблюдается обрастание эпидотом магнетитовых выделений. Биотит – в виде чешуек до 0,5–0,8 мм, хлорит – светло-зеленый, почти бесцветный, со слабым плеохроизмом.

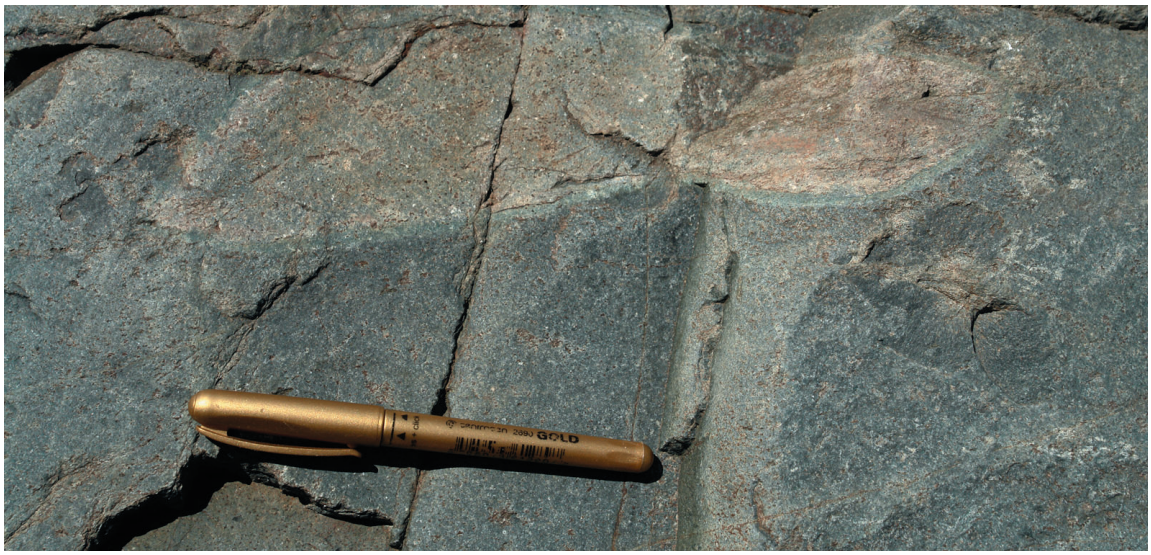
В аншлифах рудного габбро отмечается большое количество рудных минералов (пробы 10, 17) двух ассоциаций: 1) сульфидная ассоциация: – пирит, халькопирит, халькозин; 2) титано-магнетитовая ассоциация – магнетит, ильменит с элементами распада, титаномагнетит, рутил, титанит.

Ксенолиты амфиболита (пробы – 14, 15, 16). Ксенолиты амфиболита четко выделяются на общем фоне вмещающей породы, представлены округлыми, изометричными формами, размером 3х5 см, при этом вблизи отмечаются более мелкие включения. Иногда окружены светлой каймой кварц-альбит-эпидотового состава. В одном случае встречен раздробленный ксенолит. В ксенолитах отмечена бластоофитовая и реже гипидиоморфнозернистая структура. Минеральный состав: пироксен, роговая обманка, плагиоклаз, биотит, хлорит, эпидот, кварц, лейкоксен, сфен, апатит, эпидот, рудный минерал. Наблюдаются реликтовые изометричные зерна пироксена, почти нацело замещенные амфиболом. Роговая обманка как в виде крупных кристаллов, размером 1–2–4 мм, так и в виде вытянутых лейст, размером 2–3 мм, окрашена в бледно-зеленые цвета, плеохроизм от грязно-желтого до зеленоватого цвета, местами замещается хлоритом. Плагиоклаз образует лейсты и кристаллы неправильной формы, располагающиеся между кристаллами роговой обманки, размер кристаллов плагиоклаза 0,5–1 мм, реже до 1,5 мм. Биотит – отдельные чешуйки и скопления их, часто образует пойкилитовые вростки в крупных кристаллах амфибола, хлорита. Хлорит замещает амфибол и биотит, образуя крупные чешуи до 2–2,5 мм. Эпидот – очень мелкие отдельные зерна или в виде бесформенных скоплений. Наблюдается характерное обрастание эпидотом лейкоксеновых выделений. Рудный минерал – титаномагнетит образует отдельные



А

Б



В

Рис. 25. **А – ксенолит эпидозита (проба 07-6); Б – ксенолит андезита, обогащенного сульфидами (проба 07-12); В – измененный трахидацит (проба 07-11). Выходы на сливе Игнойльской ГЭС (участок «Центральный некк»)**

землистые массы между кристаллами, магнетит встречается в кубических кристаллах, ильменит – в неправильных скелетных формах, часто замещается лейкоксеном.

Ксенолит рудного амфиболита. В ксенолите (проба – 1а), размером 15х10 см, прямоугольной формы, окруженного каймой из темноцветных минералов (роговая обманка, хлорит) структура породы гранобластовая. Основная гранобластовая мелкозернистая масса кварц-плагиоклазового состава содержит пироксен, роговую обманку, реликтовый плагиоклаз, хлорит, эпидот, кварц, кальцит. Пироксен в виде короткостолбчатых кристаллов замещается волокнистыми или гранобластовыми зернами роговой обманки, хлоритом, рудным минералом. В амфиболе отмечается ситовидная структура с включениями мелких зерен плагиоклаза. Кристаллы реликтового плагиоклаза не сохраняют четких контуров, не видно двойников, по ним образуется гранобластовый агрегат альбита, кварца, эпидота, хлорита. В шлифе в виде пятен, гнезд собраны мелкие зерна кальцита, окруженные каймой рудных, также мелкие зерна кварца с волнистым погасанием. Много рудных минералов – магнетит в виде кубических мелких кристаллов, титаномагнетит – в землистых массах, ильменит представлен скелетными формами, окруженными и замещаемыми лейкоксеном (рис. 24В).

Ксенолиты эпидозитов (пробы – 6, 8, 13, 19) имеют среднезернистое сложение, сероватозеленый цвет, на поверхности обнажения выделяются более светлой окраской. Ксенолиты изометричной формы диаметром 9–10 см, часто окаймляются светлой каймой кварц-альбит-цоизитового состава. В минеральном составе преобладает эпидот, альбит, кварц, хлорит, редкие крупные вкрапленники плагиоклаза, почти нацело замещенные соссюритом и серицитом, так что не сохраняются первичные контуры зерен, единичные зерна кварца. Структура серийно-порфировая, основная масса – гранобластовая (рис. 25А).

Ксенолиты андезибазальтов (проба – 12, отличаются от автолитов) (рис. 25Б) представляют, по-видимому, более ранние порции лавы, для них характерна крупнопорфировая структура с элементами гломеропорфировой, плагиоклаз замещен соссюритом, во вкрапленниках отмечается амфибол, единичные зерна оплавленного кварца, в основной массе – плагиоклаз, хлорит, биотит, эпидот. В шлифе видны деформированные кристаллы плагиоклаза.

Ксенолит трахидацита (проба – 11) представлен ксенолитом размером 25–10 см, удлиненной линзовидной формы, светло-серой окраски, окаймленной светлой каймой, мощностью до 1 см кварц-альбит-цоизитового состава, для него характерно высокое содержание глинозема (до 28%) и калия до 7,30% (при общей щелочности 9,8%). Структура порфировая. По вкрапленникам плагиоклаза развивается соссюрит и серицит, редкие зерна актинолита замещены хлоритом и биотитом, основная масса – эпидот, альбит, кварц. Щелочной минерал не определяется, возможно, повышенная щелочность связана с образованием вторичного ортоклаза, не диагностированного в шлифе (рис. 25В).

Матрикс ксенолитов и автолитов (отобран в непосредственной близости на расстоянии не более 3–5 см от проб ксенолитов 1б, 2б, 3в, 4б, 6).

Субвулканические адакиты (по петрохимическому составу отвечают андезитам, андезидацитам), включающие ксенолиты, представляют собой темно-серые, серые массивные породы, среднемелкозернистые, отличаются наличием порфировой структуры (от крупнопорфировой с гломеропорфировыми сростками плагиоклаза в северной части некка до среднепорфировой и микропорфировой в южной части некка), структура основной массы серийно-порфировая, андезитовая, гиалопилитовая, гранобластовая. Минеральный состав матрикса: плагиоклаз в фенокристаллах и основной массе, роговая обманка, хлорит, биотит, кварц, альбит, карбонат, эпидот, рудный. Плагиоклаз (андезин № 30–35) образует крупные идиоморфные кристаллы таблитчатой формы размером от 0,3–0,5 до 1,5–2 мм, реже 3–5 мм с полисинтетическими и простыми двойниками, в отдельных кристаллах значительно проявлена серицитизация, а также соссюритизация в центральной части зерен, эпидот тонко окаймляет вкрапленники плагиоклаза. Роговая обманка почти нацело замещается хлоритом и биотитом. Кварц встречается в редких оплавленных вкрапленниках, размером 0,5–0,9 мм, чаще в мелких ксеноморфных кристаллах. Плагиоклаз в микролитах соответствует олигоклазу (№ 20–25). Биотит встречается в виде чешуек и гнезд, от почти прозрачного до бурого цвета. В основной массе присутствует также хлорит, который развивается по роговой обманке и биотиту, окрашен в бледно-зеленый цвет и обладает слабым плеохроизмом. Кальцит образует тонкие прожилки и присутствует в основной массе. Эпидот образует псевдоморфозы

по плагиоклазу и биотиту, образует микрозернистые землистые скопления. Рудный минерал – магнетит встречается в виде единичных кубических зерен, ксеноморфных зерен и землистых масс.

Непосредственные контакты с ксенолитами наблюдались в шлифах 3б (пироксенит и матрикс андезидацита), в шлифе 6 (габбро и крупнозернистый дацит). В последнем случае в даците структура гломеропорфировая, беспорядочно расположены крупные кристаллы плагиоклаза, размером от 0,5–0,8 до 3–6 мм. Основная масса состоит из плагиоклаза, биотита, хлорита, лейкоксена, эпидота, цоизита, серицита, единичных зерен апатита. Контакт дацита и амфиболита отмечен в шлифе 7а.

Итак, найденные нами в субвулканическом Центральном Игнойльском некке адакитов ксенолиты относятся к двум группам – автолитам (плагиоклазовым кумулатам адакитового состава, сформировавшимся при кристаллизации отдельных порций магмы, или законсервированным порциями идентичного матриксу состава) и ксенолитам метаморфизованных глубинных и коровых пород – амфиболитам, габброидам, пироксенитам со значительным содержанием рудной фазы, андезибазальтам, риолитам, эпидозитам.

Вторичные палеопостройки Игнойльской структуры

На северном склоне Игнойльского палеовулкана на расстоянии 4–5,5 км от центрального некка эрозией среди тонких туфов вскрыты три локальных участка, сформированных сложнопостроенными вулканическими образованиями, геохимически принадлежащими к адакитовой серии, включающими глыбовые эруптивные брекчии, агломератовые туфы, лавы, лавобрекчии, спекшиеся туфы, секущие их дайки, относящиеся к фациям околожерловой зоны вулканитов средне-кислого состава. Данные образования нами интерпретируются как реликтные фрагменты вторичных (паразитных) вулканических конусов, существовавших в Игнойльском вулканическом центре. Приведем их краткую характеристику.

В районе оз. Хянникаслампи выявлен субвулканический некк площадью 0,06 кв. км, залегающий в толще мелкообломочных и тонких туфов дацита (рис. 13, некк 2), некк имеет овальный контур, осложненный отходящим к югу апофизом, длиной 200–250 м. Сложен массивными светло-серыми дацитами, которые вблизи границ некка и на его периферии представлены средне-крупнозернистыми дацитами с вкрапленниками плагиоклаза до 5–6 мм и кварца размером 3–4 мм, а в центральной части – микропорфировыми. Некк имеет рвущие контакты с вмещающими мелкообломочными вулканическими брекчиями с полимодальным составом обломков, представленных крупнопорфировыми андезитами, дацитами, слоистыми тонкими туфами, силицитами. Размер обломков от 3 до 8 см, цемент представлен кристаллокластическими туфами. Среди вмещающих пород наблюдаются также пачки тонких слоистых туфов, с мощностью слоев 5–15 см. По условиям эрозионного среза некк не сопровождается околожерловыми фациями – грубыми туфами и потоками лав, которые не сохранились в разрезе, были, по-видимому, разрушены, перемыты и отложены в виде тонких осадков.

Вторичная вулканическая постройка «1». К северо-западу от оз. Корудъярви сохранился реликт лавово-пирокластической сложнонаслоенной толщи андезитового состава, размером 400х700 м (рис. 13, 26), залегающий среди псаммитовых, кристаллокластических туфов дацитов, и по фациальному составу пород – лавы, лавобрекчии, глыбовые агломератовые туфы, спекшиеся брекчии, секущие их дайковые тела, принадлежит к образованиям околожерловой зоны и представляет собой сохранившуюся часть вторичной вулканической постройки адакитового (андезитового) состава. В современном эрозионном срезе лавы андезитов залегают в виде нескольких локальных выходов, простиранием до 200 м при ширине выходов 50–100 м.

Лавы андезитов представлены темно-серыми, массивными, брекчированными или миндалекаменными разностями, имеют крупнопорфировую структуру с размером вкрапленников до 4–6 мм (обн. 302, 303, 305) с андезитовой основной массой (табл. 6). В лавобрекчии местами видны нечеткие, оплавленные контуры обломков, размером 1х5 см, на отдельных участках порода имеет однородный массивный облик. Состав обломков и цемента одинаков, структура порфировая. Для лавобрекчий характерна пропилитизация, развивается биотит и тонкая вкрапленность сульфидов.

Миндалекаменные андезиты содержат округлые миндалины, размером 0,5–1,5 см, выполненные эпидотом, хлоритом, альбитом, иногда они зональны. Южный выход лав (обн. 2233–

2235) представлен массивными однородными породами с мелкопорфировой структурой, по породе развивается амфибол в виде жилок и гнезд. В северо-западной части участка также отмечены две линзы лав андезитов (292, 297) среди агломератовых туфов. Агломератовые туфы содержат литокласты осветленных андезитов, размером от 1–2 до 15–20 см, преобладают обломки размером 3–10 см, составляют 20–30%, матрикс представлен мелкообломочным туфом.

Глыбовые агломератовые туфы андезитов в центральной части участка прослежены в виде полосы 400х50–70 м (скв. 1, 285, 295). Они представлены грубыми обломочными породами, не сортированными, не слоистыми, с неравномерным скоплением обломков размером от 3–20 см до 60–80 см, содержание обломков 50–60%, в литокластическом мелкообломочном цементе, с размером литокласт 0,5–1 до 2–3 см, или крупнозернистом кристаллокластическом туфе андезита. В составе обломков преобладают серийно-порфировые темно-серые андезиты и светло-серые дациты, форма литокласт как округлая, так и имеет резкие остроугольные контуры.

По цементу развивается хлорит. Эти глыбовые агломератовые туфы сформировались за счет эксплозии и по морфологическим признакам могут быть отнесены к эксплозивным брекчиям. Южнее главного выхода лав сохранилась локальная площадка спекшихся туфов, размером 220х70 м, принадлежащих к фации агломератовых потоков (308, 315). Текстура литокластическая или массивная, обломки различаются как четко, так и слабо, или исчезают вовсе, и тогда порода имеет облик однородной, массивной лавы, в ней появляются миндалины, размером 0,5–2 см, структура порфировая.

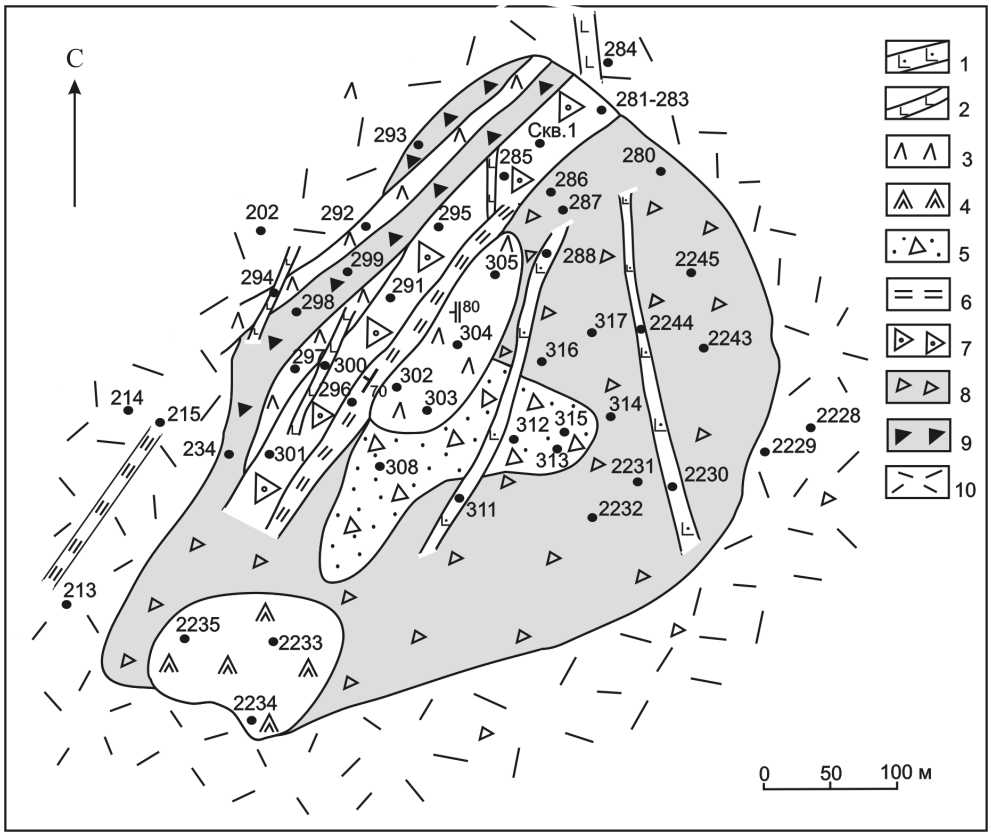


Рис. 26. **Схема геологического строения вторичного купола в районе оз. Корудъярви (ВВП-1). Адакитовая серия:**

1 – дайки крупнопорфировых андезитов; 2 – дайки мелкозернистых андезитов; 3 – лавы, лавобрекчии андезитов крупнопорфировых, массивных, брекчированных, миндалекаменных; 4 – лавы мелкопорфировых андезитов; 5 – спекшиеся туфы (лавобрекчии) андезитов с миндалинами (состав обломков и цемента одинаков); 6 – слоистая пачка тонких туфов андезитов и кремнистых туффитов, 7 – глыбовые агломератовые туфы андезитов, цемент мелкообломочный; 8 – лапиллиевые туфы мелкопорфировых андезитов; 9 – агломератовые туфы андезитов с лапиллиевым цементом хлоритизированы, эпидотизированы; 10 – псаммитовые, кристаллокластические туфы андезитов

Таблица 6. **Химический состав пород вторичной вулканической постройки «1». Игнойльская структура**

Проба	301-3	315-1	298-1	280-1	2231-1	2229-2	2229-1	2245
Порода	АТ	Л	АТ	ПТ	Л	Л	ПТ	ЛТ
SiO_2	62,60	62,20	55,52	62,04	62,72	60,11	60,39	63,41
TiO_2	0,70	0,65	0,66	0,63	0,75	0,40	0,56	0,48
Al_2O_3	15,97	15,44	14,45	16,64	15,21	15,66	15,72	15,88
Fe_2O_3	1,54	1,13	0,71	2,37	3,60	3,12	2,88	1,03
FeO	3,95	4,81	4,31	1,94	2,44	1,07	2,72	2,86
MnO	0,08	0,11	0,15	0,07	0,08	0,18	0,11	0,08
MgO	4,25	4,99	5,77	1,76	2,95	1,93	4,44	2,87
CaO	3,68	2,34	7,98	7,42	3,76	11,50	6,68	3,90
Na_2O	3,30	4,75	4,90	3,82	4,54	0,89	2,16	5,08
K_2O	2,48	2,16	1,48	1,38	1,33	0,55	0,75	2,15
H_2O	0,10	0,03	0,05	0,03	0,15	0,35	0,17	0,15
П.п.п.	1,34	1,32	4,15	1,22	1,99	4,10	2,49	2,15
Сумма	100,00	99,93	100,13	99,32	99,54	99,95	99,63	100,06

Примечание. Л – лава, АТ – агломератовый туф, ЛТ – лапиллиевый туф, ПТ – псаммитовый туф.

К югу и юго-востоку породы замещаются лапиллиевыми туфами, со средним размером литокласт 1–3 см и содержанием обломков 20–30%. На поверхности обнажений в цементе и обломках видны мелкие кристаллы плагиоклаза (1–3 мм). По породе развивается хлорит, эпидот, тонкая вкрапленность сульфидов, мелкие жилки кварца. Между глыбовыми туфами и лавами отмечается линза слоистых пород – переслаивание тонких туфов и кремнистых туффитов, мощностью 30–40 м.

Лапиллиевые туфы прорываются дайкой крупнопорфировых андезитов, мощностью до 10 м, в контактах порода мелкозернистая (2230, 2244). Лавы и спекшиеся туфы также прорваны дайкой андезитов, с крупными вкрапленниками плагиоклаза (до 7 мм), в дайке отмечаются субширотные трещины, мощность дайки 5–6 м. Кроме этих двух даек, на участке встречаются маломощные дайки (0,3–0,5 м мощности) мелкопорфировых андезитов, секущих глыбовые туфы и лавы, одна дайка габбродиабаза, мощностью 0,6 м и жилы кварца от первых сантиметров до 0,2 м с вкрапленностью халькопирита, пирита.

Окружающие породы представлены мелкообломочными туфами андезидацитов, дацитов, псаммитовыми, кристаллокластическими с редкими линзами лапиллиевых туфов и прослоями кремнистых туффитов (х/а 280, 2229).

Вторичная вулканическая постройка «2». Южнее оз. Хянникаслампи, к северо-западу от первой постройки, эрозией вскрыта толща вулканитов, в виде изометричного тела размером 400х500 м, резко отличающаяся от вмещающих пород, представленных тонкими туфами дацитов (псаммитовыми, кристаллокластическими, иногда слоистыми) (рис. 13, 27).

Внутреннее строение толщи вулканитов изменчиво по простиранию и имеет линзовидно-пятнистое сложение, она сложена грубыми пирокластитами андезитового и андезидацитового состава в виде глыбовых агломератовых, бомбовых, агломератовых и лапиллиевых туфов и эруптивных брекчий крупно- и мелкопорфировых андезитов (табл. 7). Юго-западный склон сложен лапиллиевыми туфами андезитов (2351, 2850, 2851), с размером литокласт 0,5–3 см в количестве не более 30%. Цемент – кристаллокластический туф, в нем видны мелкие кристаллокласты плагиоклаза и реже кварца. Северный склон сложен агломератовыми туфами (2848, 2853, 2864, 2866 и т. д.) андезидацитов, с размером обломков от первых см до 15–30 см, в количестве 40–50%. Цемент мелкообломочный и кристаллокластический туф, более темный, чем обломки. В агломератовом туфе встречаются единичные бомбы, размером 0,6х0,9 м (2867). Для глыб и обломков характерно осветление за счет процессов пропилитизации.

Агломератовые и лапиллиевые туфы прорываются эруптивными брекчиями. Северный выход (обн. 2860, 2861) эруптивных брекчий андезитов отличается сильной эпидотизацией пород и резкими контактами с вмещающими агломератовыми туфами. Преобладающий размер обломков от 0,5–1 до 5–7 см, реже присутствуют глыбы до 15–40 см, породы не сортированы, нет миндалин. По цементу развивается биотит. Обломки составляют 60–70%, представлены андезитами и андезидацитами с мелкопорфировой структурой. Эти эруптивные брекчии, по-видимому, заполняют некк, его окружают глыбовые туфы и бомбовые туфы.

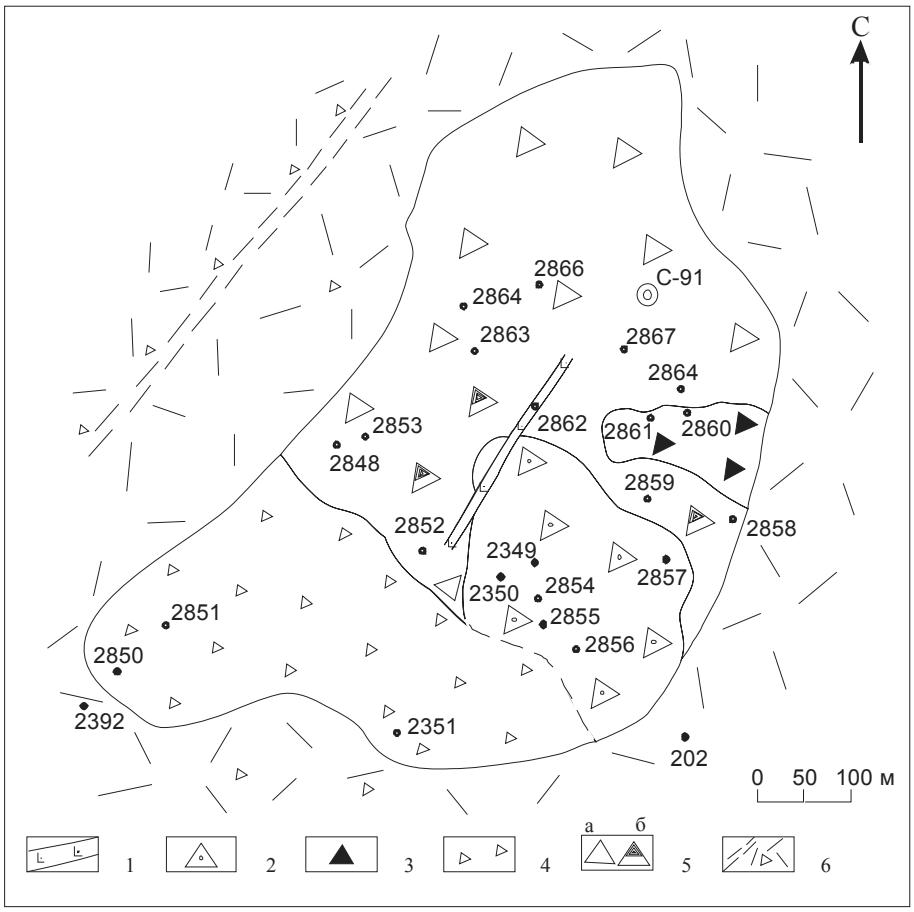


Рис. 27. **Схема геологического строения участка вторичного купола (ВВП-2) южнее оз. Хянникаслампи:**
1 – дайка андезидацита, 2 – эруптивная глыбовая брекчия крупнопорфировых дацитов, 3 – эруптивные брекчии, эпидотизированные, мелкопорфировых андезитов, 4 – лапиллиевые туфы андезитов, цемент – кристаллокластический туф, 5 – агломератовые туфы (а), бомбовые туфы (б) андезидацитового, дацитового состава, 6 – псаммитовые, кристаллокластические туфы андезидацитов, дацитов с прослоями перемытых лапиллиевых и тонких кремнистых туффитов

Таблица 7. **Химический состав пород, слагающих вторичные вулканические постройки Игнойльской структуры**

Постройка	ВВП – 2					Некк оз. Хянникаслампи		ВВП – 3		
Порода	ЛТ	АТ	ЭБ	ЭБП	ЭБП	С	С	АТ	АТ	АТ
Проба	2850	2852	2861	2349–2	2349–3	250–1	253–1	280–1	2810–1	2818–2
SiO_2	62,45	64,76	62,34	69,63	66,79	65,76	66,96	62,04	70,26	62,70
TiO_2	0,57	0,38	0,47	0,55	0,50	0,78	0,50	0,63	0,35	0,54
Al_2O_3	15,83	13,05	14,97	15,19	13,83	17,45	15,90	16,64	16,30	16,32
Fe_2O_3	1,06	1,20	1,55	0,76	0,77	1,40	1,14	2,37	0,46	1,23
FeO	3,30	2,80	2,29	0,64	2,30	1,65	2,66	1,94	1,72	2,87
MnO	0,08	0,08	0,08	0,06	0,06	0,06	0,04	0,07	0,03	0,07
MgO	2,55	2,07	2,10	0,96	1,48	1,37	2,79	1,76	0,93	2,50
CaO	3,89	6,17	7,03	3,96	5,29	3,76	1,72	7,42	1,40	5,92
Na_2O	6,00	3,50	4,83	6,34	5,00	1,94	4,83	3,82	6,96	4,11
K_2O	1,92	1,78	1,13	0,27	0,98	3,51	2,16	1,38	0,80	1,23
H_2O	0,17	0,13	0,16	0,13	0,11	н/б	0,03	0,03	0,14	0,10
Ппп	2,00	3,75	2,80	1,69	3,13	2,00	1,01	1,22	1,20	2,06
Сумма	99,82	99,67	99,75	100,18	100,24	98,68	99,74	99,32	100,55	99,65

Примечание. Л – лава, ЭБ – эруптивная брекчия, ЭБП – эруптивная брекчия крупнопорфировая, АТ – агломератовый туф, ЛТ – лапиллиевый туф, С – субвулканит.

Южнее выход эруптивных брекчий, размером 200х50 м, сложен крупнопорфировыми дацитами, размер обломков до 10–12 см, составляют 50–60%, не сортированы, осветлены. В обломках содержится большое количество миндалин, выполненных эпидотом, или зональных, выполненых альбитом и хлоритом, размером 0,5–1,5 см. Характерны в дацитах крупные призматические кристаллы плагиоклаза (до 10 мм), их сростки и зерна голубого кварца. Цемент представляет собой кристаллокластический туф с биотитом (обн. 2854,

2855, 2856, 2857). Секутся дайкой андезидацитов, мощностью 2,5–3 м.

Обломки в брекчии представлены крупнопорфировыми андезидацитами, миндалекаменными андезитами и редко силицитами. По химическому составу эти эруптивные брекчии отвечают дацитам. Такое различие в химическом составе брекчий свидетельствует о возникновении их в разные стадии вулканического процесса, при этом основная масса пирокластитов отвечает андезитам, а последняя стадия связана с формированием крупнопорфировых дацитов. Данный реликт палеопостройки может быть отнесен к шлаковым конусам, осложняющим северный склон Игнойльского палеовулкана.

Вторичная вулканическая постройка ВВП-3. Далее к северо-западу от оз. Хянникаслампи среди отложений, представленных слоистой толщей вулканогенно-осадочных пород, выявлен третий реликт небольшой палеопостройки, размером 550–350 м (рис. 13, 28).

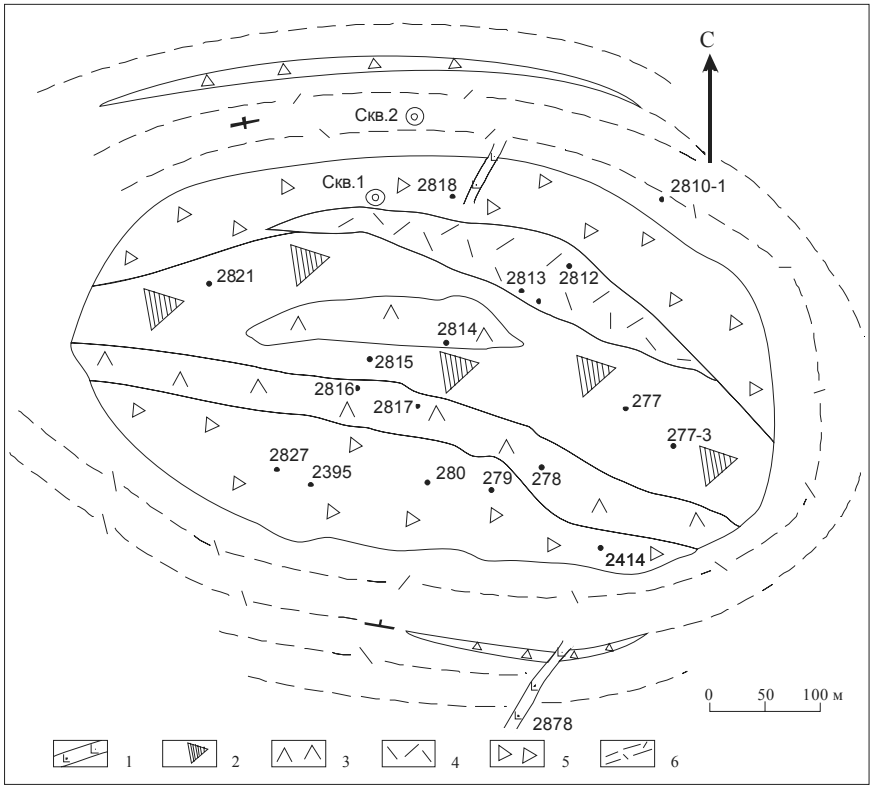


Рис. 28. **Схема геологического строения участка западнее оз. Хянникаслампи, вторичная вулканическая постройка (ВВП-3):**

1 – дайка крупнопорфировых дацитов, 2 – глыбовые агломератовые и бомбовые туфы крупнопорфировых андезитов, 3 – лавы, лавобрекчии крупнопорфировых андезидацитов (вкрапленники плагиоклаза и кварца), 4 – псаммитовые, лапиллиевые туфы андезитов, 5 – лапиллиевые туфы с цементом кристаллокластического туфа андезитов, 6 – тонкослоистые мелкообломочные туфы-туффиты дацитов, риодацитов

Вулканиты на современном эрозионном срезе образуют линзовидно-полосчатое тело, сложенное крупнопорфировыми лавами, лавобрекчиями, глыбовыми агломератовыми туфами, бомбовыми и лапиллиевыми туфами андезидацитового состава. Данные породы хорошо выделяются на местности своей крупнопорфировой структурой и текстурными особенностями среди мелко- тонкозернистых туфов-туффитов дацитового, риодацитового состава.

В центральной части площади выходят глыбовые агломератовые туфы андезитов с размером обломков в 10–40 см, реже 50–80 см, количество обломков составляет 30–40%. Цемент представлен лапиллиевым и кристаллокластическим туфом, при этом величина литокласт 1–5 см, кристаллокласты плагиоклаза в 1–5 мм, отмечены гломеропорфировые сростки плагиоклаза до 10–20 мм, здесь же присутствуют крупные зерна голубого кварца. Обломки имеют крупнопорфировую структуру и осветлены за счет пропилитизации (окремнение, альбитизация, эпидотизация). В пирокластике встречаются бомбы овальной, удлиненной формы, с тонкой зонкой закалки, размером 0,4х0,8 м, темно-серого цвета, иногда в них видна поперечная трещиноватость.

Здесь же выходят потоки лавы, лавобрекчии, представленные темно-серыми, массивными андезидацитами с крупными вкрапленниками плагиоклаза и голубого кварца до 4–6 мм, иногда видна обломочная текстура с мелкими обломочками до 1,5–2 см (обн. 278, 2814, 2816, 2817), характерны пятна силицитизации, размером 5–15 см. Севернее лав выходит линза псаммитовых туфов андезитов,

в которой видны кристаллокласты плагиоклаза (1–2 мм) и встречаются мелкие обломочки породы (не более 10%), размером 0,5–2 см (обн. 2812, 2813).

К северо-востоку и юго-западу глыбовые туфы сменяются лапиллиевыми туфами этого же состава. В лапиллиевых туфах хорошо видна литокластическая текстура, размер обломков 2–3 см, редко 5 см, составляют не менее 50–60%. В цементе кристаллокластический туф содержит много крупных, до 5 мм, кристаллокластов плагиоклаза и голубого кварца. Туфы содержат рассеянную вкрапленность пирита и пирротина, главным образом в форме гнездообразных скоплений очень тонкозернистого пирита, размер гнезд от 1–3 мм до 2 см. Гнезда тонкого пирита окружены каймой перекристаллизованного пирита. В лапиллиевых туфах наблюдалась секущая дайка, мощностью 5–7 м, дацитов с крупными вкрапленниками плагиоклаза и кварца.

Сохранившаяся при эрозии часть лавовопирокластической толщи с крупнопорфировыми структурами пород, с наличием бомбовых и грубых агломератовых туфов, по-видимому, представляет остаток околожерловой зоны палеовулканической постройки или продукт одноактного извержения вторичного канала.

Реликты вторичных палеопостроек, сложенные прижерловыми фациями лавопирокластитов андезитового и андезидацитового состава, представляют собой отдельные порции лавы, внедренные по трещинам и выведенные на поверхность в виде лав, кластолав и экструзивных брекчий. По геохимическому составу породы субвулканического дацитового некка оз. Хянникаслампи идентичны «Центральному» некку Игнойльского палеовулкана, и, по-видимому, они сформированы одновременно.

Субвулканические дайки Игнойльской палеовулканической постройки принадлежат к адакитовой серии и представлены мелкозернистыми андезитами, дацитами, микропорфировыми и крупнопорфировыми риолитами и риодацитами с голубым кварцем.

Осадочный парагенез. На завершающей стадии эксплозивной деятельности палеовулкана формируется пачка более тонкослоистых вулканогенно-осадочных пород, мощностью 300–500 м. В качестве примера приводится частный разрез Игнойльской палеодепресии (снизу – вверх).

Нижняя часть разреза сложена преимущественно туфами. Тонкослоистые пепловые туфы переслаиваются с кристаллокластическими туфами, с мощностью слоев от первых метров до 10–15 м, средне- и мелкозернистые туфы (туффиты) ритмично чередуются в разрезе, с мощностью слоев от сантиметров до 5–8 м. Общая видимая мощность пачки составляет 120 м. Они сменяются массивными пепловыми туфами андезидацитов, с характерными пятнами и линзами окремнения, мощностью 100–150 м.

Вторая половина разреза сложена более тонкими осадками, среди которых преобладают ритмиты, прослеживаемые северо-западнее дер. Игнойла и западнее дер. Хюрсюля. Ритмиты представлены переслаивающимися тонкозернистыми туфами, туффитами, силицитами и туфопесчаниками. Примеры ритмов: туф-туффит-туфопесчаник-силицит; туфопесчаник-кремнистый туффит-силицит; псаммитовый туф с градационной слоистостью; в подошве слоя среднезернистый туф- в кровле тонкозернистый, при мощности слойков 0,05–0,2 до 0,8 м. Общая мощность составляет 250–300 м. В бассейне появляется карбонат, обогащая отдельные слойки. Характерно постоянное присутствие тонкой рассеянной вкрапленности сульфидов. Ритмитам свойственна горизонтальная тонкая слоистость, волнистая и реже градационная. Седиментация происходит в условиях динамически спокойной водной среды. Пачка ритмитов в районе оз. Хянникаслампи сменяется слоистыми вулканомиктовыми аренитами.

3.2. Хаутаваарская палеовулканическая постройка

Реликт Хаутаваарского палеовулкана расположен в 3 км к юго-западу от ст. Хаутаваара или в 6 км на север от вторичных палеопостроек Игнойльского палеовулканического центра. По геохимическому составу продукты извержения Хаутаваарского вулкана отвечают адакитовой серии, при этом отличаются от пород Игнойльского центра более кислым составом продуктов извержения (преобладают дациты, более редки андезиты и риолиты) и некоторыми оригинальными фациальными литотипами пород (рис. 29).

Хаутаваарская палеопостройка имеет латеральное сочленение (переслаивание пород различных центров) с вулканокластитами Игнойльского (на юге, рис. 29) и Чалкинского (на севере) палеовулканов, что подразумевает одновозрастность их формирования, на востоке и севере контактирует с коматиит-базальтовыми вулканитами протоокеанической СТА (лоухиваарской свиты).

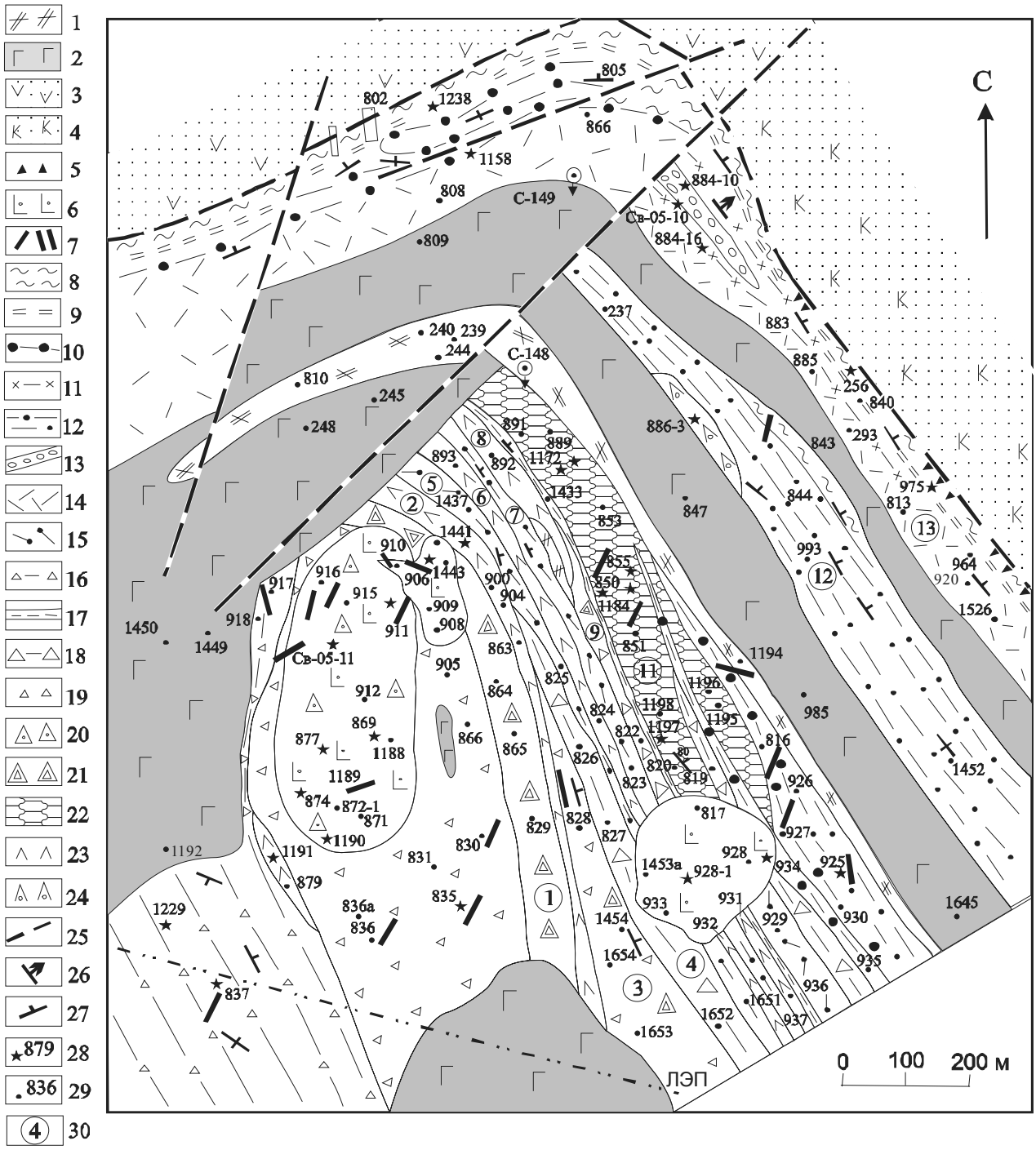


Рис. 29. **Геологическая схема Хаутаваарской палеовулканической постройки:**

1 – ультраосновные породы, 2 – габбро-диабазы, габбро-амфиболиты; Коматиит-базальтовая СТА (лоухиваарская свита): 3 – базальты подушечные, массивные, 4 – коматииты перидотитовые, пироксенитовые; Вулканиты адакитового ряда и вулканогенно-осадочные породы древнейшей базальт-андезит-дацит-риолитовой СТА (виетуккалампинская свита): 5 – тектонические брекчии, 6 – экструзивные субвулканические тела (андезиты, дациты), 7 – дайки среднего и кислого состава, 8 – графитистые алевролиты, 9 – кремнистые туффиты, силициты, 10 – кремнистые туффиты с конкрециями, 11 – мафитовые граувакки, 12 – тонкое переслаивание туффитов дацитов, кремнистых туффитов, туфопесчаников, мафитовых граувакк, графитистых алевролитов, 13 – моноконгломераты, 14 – псаммитовые, лапиллиевые туфы дацитов, андезидацитов, 15 – кристаллокластические туфы дацитов, 16 – лапиллиевые, псаммитовые туффиты дацитов, 17 – прослои силицитов, 18 – глыбовые тефроиды, 19 – агломератовые туфы, линзы лав и мелкообломочных туфов дацитов, 20 – глыбовые эруптивные брекчии, лавобрекчии, 21 – бомбовые туфы дацитов, 22 – спекшиеся туфы, игнимбритоподобные образования андезидацитов, дацитов, риодацитов, 23 – лавы массивных андезитов, дацитов, 24 – подушечные лавы андезитов, 25 – тектонические нарушения, 26 – направление кровли ритмичности, 27 – слоистость, сланцеватость, 28 – номера проб химических анализов, 29 – номера основных обнажений, 30 – номера слоев

Значительная часть адакитовой палеопостройки уничтожена крупной габбровой интрузией, которая содержит многочисленные ксенолиты кислых вулканитов. Палеовулкан также срезается деформационными разломами СВ и СВВ простирания, фиксируемыми как на всей площади развития вулканитов, где они субпараллельны осевой поверхности крупной складки, так и непосредственно наблюдаются в обнажениях в виде мелких разрывных нарушений.

В современном эрозионном срезе адакиты (кислые вулканиты) слагают асимметричную вулкано-купольную структуру, в ядре которой находится некк, грубообломочные и лавовые фации, а на крыльях – мелкообломочные и вулканогенно-осадочные фации удаленной зоны.

В основном сохранилась восточная часть постройки, по которой приводится более детальная характеристика выделенных нами фаций:

1) жерловые фации представлены: некком, экструзивными глыбовыми брекчиями, агломератовыми туфами;

2) прижерловые фации формируют лавовая и эксплозивные пирокластические фации: глыбовых агломератовых туфов, бомбовых туфов, агломератовых, лапиллиевых и кристаллокластических туфов, фация отложений агломератовых потоков (игнимбритоподобные образования), фация тефроидов (перемытые глыбовые туфы);

3) субвулканические фации представляют некки и дайки, приуроченные к прижерловой зоне;

4) фации удаленной зоны выполнены пирокласто-осадочными породами, их представляют тонкие туфы-туффиты, кремнистые туффиты, туффиты с конкрециями; вулканогенно-терригенные: перемытые туфы, туффиты, туфопесчаники, углеродсодержащие алевролиты, литокластические и мафитовые граувакки; хемогенные – силициты.

Породы изменены в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. В вулканогенно-осадочных породах, развитых по периферии вулканической постройки, интенсивно проявлен Fe-Mg метасоматоз, при котором образовались амфибол, хлорит, биотит, кордиерит, андалузит, турмалин, диопсид, уваровит.

Центральный некк адакитов имеет округлую, вытянутую в меридиональном направлении форму с видимыми размерами 500х200 м. Он сложен глыбовыми эруптивными брекчиями со следами спекания и участками массивной брекчированной лавой дацитов.

Непосредственно рвущие контакты установлены в северной и юго-западной части, где эруптивные брекчии контактируют с агломератовыми туфами, с псаммитовыми и слоистыми тонкими туфами. Глыбы имеют угловатые и угловатоокруглые формы и размеры в среднем 50–70 см, реже 1–1,2 м. Отмечена глыба ранее образовавшегося агломератового туфа, размером 1,5х2,5 м. Сложены глыбы дацитами, андезидацитами, редко риолитами, с крупнопорфировой (размер вкрапленников плагиоклаза 5–10 мм), средне- и микропорфировой структурами. Для вкрапленников плагиоклаза характерны простые и полисинтетические двойники, по нему развивается серицит, иногда наблюдаются гломеропорфировые сростки плагиоклаза. Реже отмечаются вкрапленники кварца в виде округлых, оплавленных зерен. Основная гранобластовая масса сложена плагиоклазом, кварцем, биотитом, мусковитом, содержит редкие зерна турмалина.

Для эруптивных брекчий, кроме четко ограниченных обломков, участками встречаются неправильные, извилистые, жилообразной формы фрагменты, спекающиеся в общую массу, на поверхности обнажения они имеют отрицательный рельеф и представляют собой автомагматические брекчии, развиты в северо-западной части некка.

В южной части некка преобладают лавы, среди которых выделяются: массивные темно-серые, среднезернистые лавы андезидацитов, внешне напоминающие диорит, и лавобрекчии дацитов с комковатой, бугристой поверхностью, с нечеткими контурами обломков, размером до 20 см, иногда спекшиеся в однородную массу. Лава имеет крупно-, среднепорфировую структуры, вкрапленники плагиоклаза достигают 2–5 мм. Некоторые обломки осветлены, пропилитизированы, на поверхности отмечаются многочисленные метаморфические жилки альбита, цоизита, кварца, развивается биотит и амфибол (рис. 30А, В).

В строении некка участвуют морфологически разнообразные брекчии – эруптивные, автомагматические, эксплозивные брекчии, лавы и лавобрекчии крупнопорфировой и микропорфировой структуры, захваченные глыбы ранее сформировавшихся туфов, что может быть связано с его формированием за счет нескольких фаз внедрения, обусловленных перерывами и повторяющими импульсами активности, что и обусловило внутреннюю неоднородность некка.

Породы некка секутся дайками дацитов, реже риодацитов, мощностью от 0,2–0,4 до 2–3 м, и прорываются апофизами северного некка.

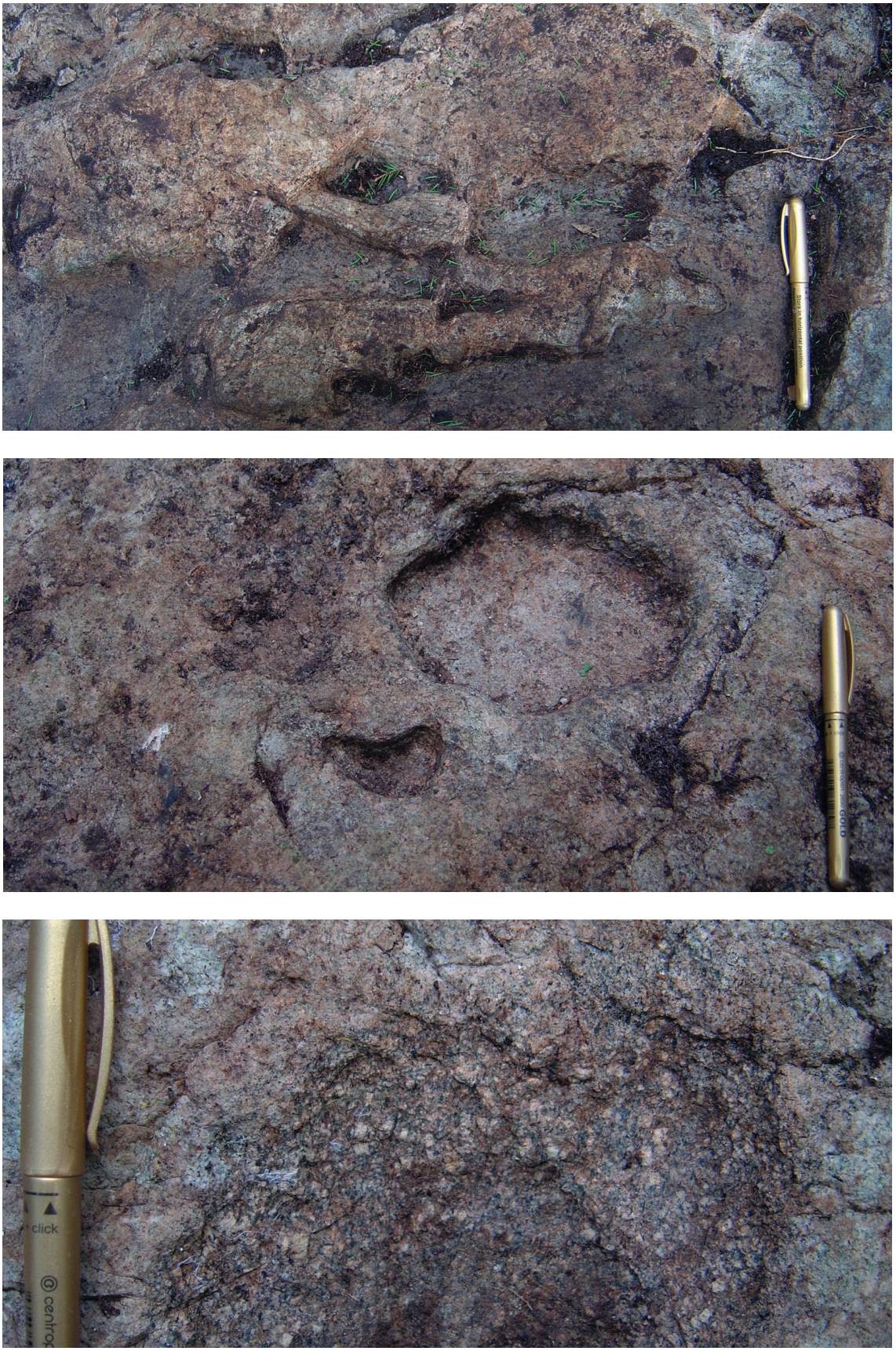


Рис. 30. **А – лавобрекчии адакитов; отдельные лавовые фрагменты осветлены, пропилитизированы; Б – агломератовые туфы адакитов (обломки имеют идентичный цементу состав); В – автолиты в массивной лаве адакитов. Хаутаваарский палеовулкан, центральная часть структуры**

Окаймляется некк агломератовыми туфами дацитов (рис. 30Б) с линзами более мелкообломочных туфов. Они сложены литокластами дацитов, размером 10–20 см, составляющими 20–50% объема породы, в цементе кристаллокластического туфа. Дациты – мелкозернистые, светло-серые породы, обломки осветлены наложенной альбит-кварц-цоизитовой ассоциацией и хорошо выделяются на фоне более темного цемента. В цементе кристаллокласты представлены кластами плагиоклаза и кварца.

В юго-западном направлении агломератовые туфы околожерловой зоны замещаются мелкообломочными стратифицированными туфами-туффитами лапиллиевой и псаммитовой размерности дацитового состава. Чередуются массивные слои и ритмичнослоистые.

Слоистость в туфовых толщах – горизонтальная, волнистая, реже косая, отмечаются поверхности и карманы размыва, при этом карманы размыва заполняются мелкой галькой. Ритмично построенные слои отличаются различным гранулометрическим составом и окраской, мощность слоев колеблется от 3–4 до 7–10 см. В составе пород присутствуют обломочки дацитов, кристаллокласты плагиоклаза, зерна кварца, биотит, хлорит, иногда андалузит и кордиерит. Обогащение хемогенным кремнеземом приводит к формированию линз и слоев силицитов. Видимая мощность пачки 230–400 м.

На северо-восточном фланге палеовулкана развита стратифицированная толща лавово-пирокластических пород (описание приводится снизу вверх по разрезу) (табл. 8).

Таблица 8. **Химический состав породной ассоциации Хаутаваарской палеовулканической постройки**

Проба	879	855-1	874-1	869-1	872-1	911	928-1	835-3	925-1	906
Порода	Л	Л	Э	Э	Э	Э	Э	Д	Д	Д
SiO_2	64,10	59,32	72,78	65,48	84,20	68,04	62,98	62,84	65,24	56,68
TiO_2	0,59	0,52	0,56	0,61	0,29	0,53	0,46	0,50	0,44	0,44
Al_2O_3	16,19	15,18	12,74	15,33	6,10	15,64	14,63	15,80	15,95	17,00
Fe_2O_3	0,70	2,47	1,47	1,55	0,73	1,01	2,53	1,79	1,58	2,47
FeO	3,59	2,26	1,00	2,15	1,58	1,43	1,86	1,72	1,00	1,15
MnO	0,086	0,225	0,043	0,064	0,041	0,071	0,201	0,175	0,121	0,236
MgO	3,83	3,73	0,93	2,07	2,79	1,55	2,69	3,22	1,55	2,69
CaO	3,02	14,17	3,35	4,75	0,86	4,03	10,09	9,80	8,50	13,48
Na_2O	4,59	0,38	5,20	4,55	0,33	5,80	1,39	0,98	1,72	2,61
K_2O	1,35	0,22	0,47	1,69	2,04	1,02	1,57	1,80	2,82	0,95
P_2O_5	0,22	0,25	0,23	0,25	0,05	0,23	0,18	0,19	0,19	0,19
H_2O	0,07	0,02	0,11	0,01	0,08	0,03	0,02	0,02	0,05	0,16
П.п.п.	1,48	1,25	0,66	1,55	0,69	0,51	1,24	1,01	0,64	1,52
Сумма	99,82	100,00	99,54	100,05	99,78	99,89	99,84	99,85	99,80	99,58
Cr	40	102	78	95	100	59	85	88	35	74
Ni	35,8	33,5	24,2	37,8	80,2	22,7	32,0	23,5	16,5	21,2
Co	13,1	14,4	5,93	7,61	10,5	6,62	16,6	7,84	6,20	12,1
V	71,7	76,3	57,2	79,4	124	76,1	72,5	71,5	67,8	61,3
Pb	5,70	12,7	6,63	6,49	1,64	9,54	6,87	8,49	6,24	8,97
Rb	38,4	6,56	14,0	47,9	115	26,9	37,9	33,7	54,5	29,5
Ba	428	75,9	230	434	693	441	423	149	286	758
Sr	258	275	272	328	22.9	351	287	150	138	540
Nb	5,47	5,90	6,34	6,02	4,40	6,17	4,70	5,01	4,74	6,20
Zr	139	140	124	148	96,6	149	104	125	128	152
Y	11,2	13,1	7,44	11,4	8,33	12,3	9,41	12,4	8,52	26,8
Th	4,08	5,14	4,83	5,80	4,07	6,06	4,53	4,79	4,85	5,25
Cu	7,37	< 5	76,0	19,7	9,45	19,3	88,8	6,96	33,2	< 5
Zn	70,1	94,4	40,6	47,3	70,5	59,2	68,7	52,4	48,3	84,8
La	23,1	34,2	24,9	35,1	9,92	31,0	29,7	29,7	26,3	32,3
Ce	47,4	71,7	50,2	72,5	21,0	64,9	60,1	57,1	51,7	62,3
Pr	5,39	8,13	5,88	8,51	2,54	7,51	6,78	6,38	5,62	7,08
Nd	21,5	30,4	22,8	31,2	10,1	28,3	25,7	24,2	20,7	26,9
Sm	3,90	5,00	3,55	5,47	2,43	4,75	4,11	3,72	3,26	4,77
Eu	1,05	1,17	1,06	1,41	0,51	1,20	1,13	0,95	0,94	1,29
Gd	3,36	4,26	2,92	4,47	2,00	4,22	3,47	3,21	2,72	5,07
Tb	0,48	0,51	0,35	0,55	0,26	0,51	0,47	0,39	0,32	0,70
Dy	2,08	2,30	1,42	2,39	1,59	2,59	2,13	1,91	1,51	3,64
Ho	0,37	0,45	0,25	0,42	0,27	0,42	0,31	0,37	0,30	0,81
Er	1,02	1,08	0,65	1,03	0,84	1,12	0,99	0,93	0,88	2,35
Tm	0,16	0,14	< 0,1	0,14	0,11	0,16	0,12	0,12	0,11	0,37
Yb	0,99	0,96	0,53	0,89	0,80	1,03	0,78	0,95	0,79	2,28
Lu	0,14	0,15	< 0,1	0,13	0,13	0,16	0,11	0,13	0,12	0,40
U	1,23	1,30	1,01	0,89	1,07	1,40	1,07	0,91	1,09	1,75
Sc	9,31	7,91	3,59	9,38	6,32	7,82	5,98	7,41	6,52	9,20
Hf	3,45	3,18	2,88	3,70	2,41	3,87	2,40	2,97	3,12	3,70
Ta	0,34	0,39	0,39	0,42	0,31	0,40	0,34	0,37	0,37	0,35

Примечание. Л – массивная лава, Э – экструзив, Д – дайки.

1. Туфобрекчии и бомбовые туфы (обн. 829, 864, 865, 901, 902, 903, 906а, 1442) представлены обломками изометричной, округлой формы размером от 5–10 до 0,7х1 м, в количестве от 30–40 до 60–70%. Распределение хаотичное, среди участков крупнообломочного строения, с довольно плотной упаковкой, встречаются пятна мелкообломочной фракции. Среди обломков по составу выделяются крупнопорфировые дациты, с размером вкрапленников 3–5 мм, реже 7 мм, и мелкопорфировые, с размером плагиоклазов до 2 мм, при этом основная масса сложена тонкозернистым агрегатом плагиоклаза, кварца, биотита, мусковита. Также в литокластах встречаются риолиты, более светлые, тонкозернистые породы, с вкрапленниками кварца и кислого плагиоклаза, и основной массы из альбита, кварца, хлорита, серицита, редко встречается калиевый полевой шпат. Встречен единичный обломок слоистого туффита, размером 5х20 см. Цемент туфобрекчий – кристаллокластический или псаммитовый туф.

Особенностью данного слоя туфобрекчий является присутствие вулканических бомб, имеющих округлые, удлиненные грушевидные формы, реже пластичные изъеденные контуры, с закаленными краевыми зонками, в центре иногда видны миндалины, поперечная трещиноватость, размеры глыб 0,7х0,8 м (обн. 901, 903), представлены дацитами, цемент – тонкие псаммитовые туфы. В агломератовых туфах обломочная часть составляет 30–40 до 60–70%, иногда выделяется слоистость по размеру литокласт. В северной части туфобрекчии контактируют с лавами, контакт неровный с заплывами лав между обломками. Состав обломков и цементирующей массы одинаков, в цементе больше хлорита. Мощность слоя 50–65 м.

2. Лавовый поток (обн. 863, 904, 894, 895–897, 1438, 1439, 1441) андезидацитов. Массивные, реже брекчированные темно-серые породы, с порфировой структурой. Вкрапленники плагиоклаза (№ 28–40) имеют размер 1–3 мм. Основная масса мелкозернистая, сложена плагиоклазом, кварцем, биотитом, альбитом, эпидотом, хлоритом. В лавобрекчии обломки иногда четко видны, но чаще сливаются в общую массу комковатой текстуры, составляют 10–15%. Для пород характерна пропилитизация, развивается альбит, цоизит. В одном обнажении в лавах видна тонкая флюидальность, и редкие крупные миндалины кварца до 8 см в длину. Мощность 45 м.

3. Пачка агломератовых туфов андезидацитов (обн. 1653, 829, 828, 1454), выклинивающаяся к северу. Агломератовые, глыбовые туфы андезидацитов с обломками размером 10–20х80 см, содержат вулканические фигурные бомбы, форма бомб пластичная, удлиненная, неправильная, с пористой средней частью, размер 0,3х0,5 м. Цемент представлен псаммитовыми и лапиллиевыми туфами, интенсивно хлоритизирован. Бомбы выделяются светлой окраской, иногда отчетливо видна структура облекания отдельных бомб мелкими туфами. Мощность от 0 до 150 м в южном направлении.

4. Слой глыбовых тефроидов (обн. 827, 1652).

Для тефроидов характерны окатанные округлые формы литокласт, более плотная упаковка глыб, напоминающая участками мостовую, отсутствие следов спекания, намечающаяся слоистость в цементе мелкообломочных и псаммитовых туффитов, туфопесчаников, с признаками слоистости облекания более крупных одиноко расположенных глыб (обн. 827) (рис. 31).

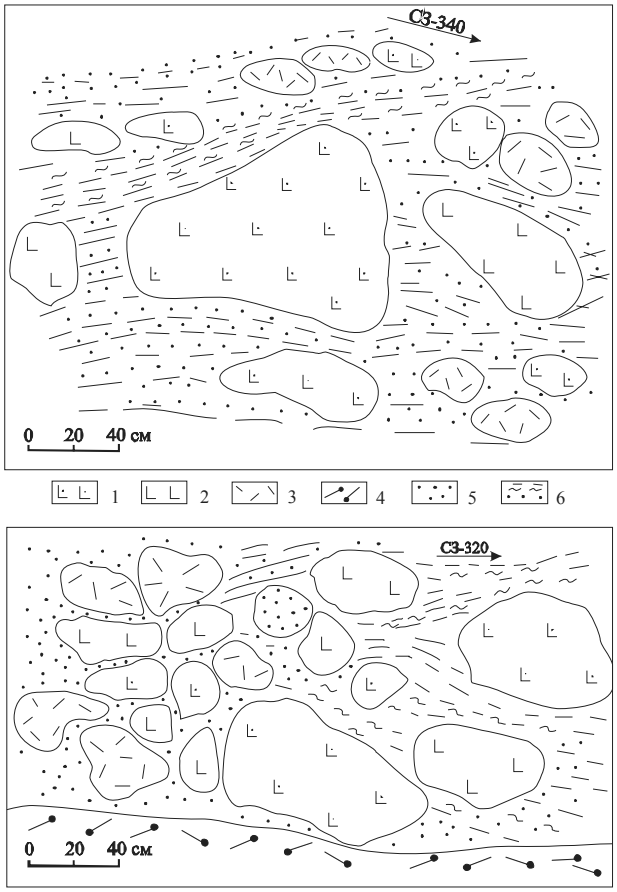


Рис. 31. **Зарисовки выходов тефроидов: обнажение 819 вверху и 827 внизу.** Окатанные глыбы дацитов, риолитов, туфов, туфопесчаников в цементе псаммитовых туффитов, туфопесчаников с признаками слоистости облекания

Обломочная часть имеет размеры от 10–15 до 30–50 см, редко до 0,8 м, составляет до 80% объема, представлена крупнопорфировыми и афировыми дацитами. Цемент мелкообломочный туффит дацитов или туфопесчаник. Тефроиды прошли водную обработку и упаковку, цемент заполняет промежутки между глыбами, в случае более редкого залегания крупных глыб появляется невыдержанная, прерывистая слоистость облекания.

В пачке глыбовых тефроидов содержатся линзы мелкообломочных и кристаллокластических туфов-туффитов. Выклиниваются в северном направлении. Мощность пачки от 0 до 50–60 м.

5. Слой кристаллокластических туфов дацитов (обн. 1437, 824а), темно-серых, массивных, с крупными кристаллокластами плагиоклаза, размером от 1–2 до 3–4 мм. По породе развивается амфибол и биотит. Отмечаются единичные мелкие (1–3 см) обломочки дацитов. Секутся дайками габбро-диабазов. Мощность 10–30 м.

6. Поток лав, лавобрекчий дацитов (обн. 825, 862, 893), массивных, светло-серых пород, порфировой структуры с мелкими вкрапленниками плагиоклазов. В лавобрекчиях выделяются обломковидные фрагменты, более пористые, среднезернистые, с четкими или нечеткими контурами, размером от 3–5 до 15–20 см, спекающимися в общую массу, создающими комковатую текстуру. Иногда это однородные мелкозернистые лавы, по породе развивается амфиболизация в виде отдельных пятен или жилок.

Петрографический состав дацитов: порфировая структура с лепидогранобластовой структурой основной массы. Вкрапленники плагиоклаза (№ 15–30) размером до 2 мм, редко зерна кварца. В основной массе присутствуют альбит, кварц, биотит, хлорит, эпидот.

Среди лав отмечены линзы глыбовых агломератовых туфов, с размером литокласт до 0,3–0,4 м в цементе кристаллокластического туфа. Мощность потока лав 10–30 м.

7. Пачка кристаллокластических туфов дацитов (обн. 824, 825), темно-серых массивных, с кристаллокластами плагиоклаза размером до 3–4 мм. В основании слой слоистых тонкозернистых туффитов, мощностью 1,5–2 м. По простиранию к юго-востоку появляются слои кремнистых туффитов, афанитовых, светло-зеленых, с конкрециями кремнезема (обн. 1651). Мощность 25–30 м.

8. Поток лав андезидацитов, массивных, светло-серых, на поверхности обнажения видны вкрапленники плагиоклаза, реже кварца, тонкая вкрапленность сульфидов, пятна эпидота. Мощность 35–40 м. По простиранию прослежен на 350–400 м и далее к ЮВ замещается слоем агломератовых туфов (9).

9. Агломератовые туфы дацитов (обн. 821) представлены фрагментами округлой, удлиненной, угловатой формы, размером от 10–20 до 70–80 см, составляют 60–70%, заключены в мелкообломочном цементе, с размером частиц от псаммитовой до лапиллиевой размерности. Иногда встречаются единичные вулканические бомбы, с пластичными, удлиненными контурами и характерной ячеистой текстурой. В цементе и в обломках видны зерна голубого кварца и кристаллокласты плагиоклаза. Мощность 25 м.

10. Слоистая пачка тонкого переслаивания туффитов, псаммитовых туфов, кремнистых туффитов, с мощностью слойков от 3–5 до 15–20 см. Мощность 10–12 м.

11. Игнимбритоподобные образования (обн. 820, 850, 855, 890, 892, 1172, 1184, 1195, 1196, 1197, 1198) дацитового, риодацитового состава слагают несколько линзовидной формы потоков, общей мощностью около 100–150 м, которые прослеживаются по простиранию на расстояние 600–700 м. Для них характерна малая мощность и чередование с прослоями мелкообломочных (1–10 м), часто спекшихся туфов (рис. 32 а, б, табл. 9).

Игнимбритоподобные отложения дацитов, риодацитов имеют массивную, флюидальную или такситовую текстуру, для последней характерно наличие многочисленных вытянутых обломковидных образований – фьямме, которые чаще всего непосредственно примыкают друг к другу. Фьямме имеют линзовидную или более сложную, веретенообразную, с расщепленными концами форму, ориентированную в направлении рассланцевания. Размер их колеблется от 2–5, реже до 30 см. В этих породах встречаются участки с массивной афанитовой или тонкофлюидальной текстурой, также флюидальность отмечается в отдельных обломках, но преобладают структуры фьямме.

Игнимбриты – светлые, кремнистого облика породы, с большим количеством вкрапленников кварца, размером 0,5–1 мм, и плагиоклаза, но в меньшем количестве. В породах часто наблюдается чередование слоев с текстурами фьямме и слоев с флюидальной текстурой, мощностью 0,1–0,5 м.

Таблица 9. **Химический состав породной ассоциации Хаутаваарской палеовулканической постройки**

Проба	1172-1	1172-7	1191-1	1238-1	850-1	1184-1	1190-1	1238-5	1197-1	1158-2
Порода	Л	Л	Л	Л	ЛБ	ЛБ	ЛБ	Т	Т	Т
SiO_2	64,24	60,60	57,69	70,51	73,20	66,51	65,59	64,20	63,54	63,99
TiO_2	0,75	0,75	0,96	0,94	0,33	0,42	0,68	0,62	0,65	0,76
Al_2O_3	18,71	20,71	16,95	16,30	14,26	14,57	17,09	19,83	15,95	21,09
Fe_2O_3	0,95	0,50	3,41	0,62	0,49	1,36	1,52	1,33	1,85	0,29
FeO	1,72	2,72	4,02	1,51	2,30	1,93	2,07	1,36	2,44	1,08
MnO	0,070	0,070	0,100	0,060	0,050	0,160	0,050	0,070	0,090	0,090
MgO	1,45	2,17	4,01	1,68	0,72	2,67	2,10	1,48	1,87	1,71
CaO	6,54	7,84	6,78	2,99	2,52	7,33	4,30	4,30	8,92	5,20
Na_2O	1,75	2,20	2,13	0,85	4,00	2,33	4,68	0,75	0,70	0,58
K_2O	1,95	1,05	1,30	2,03	1,32	1,95	0,95	3,35	2,25	3,02
H_2O	0,17	0,27	0,08	0,07	0,12	0,09	0,06	0,08	0,12	0,10
П.п.п.	1,71	1,25	2,27	2,10	0,69	1,04	1,27	2,74	1,60	2,18
Сумма	100,01	100,13	99,70	99,66	100,00	100,36	100,36	100,11	99,98	100,09

Примечание. Л – массивная лава, ЛБ – лавобрекчии, Т – туфы.

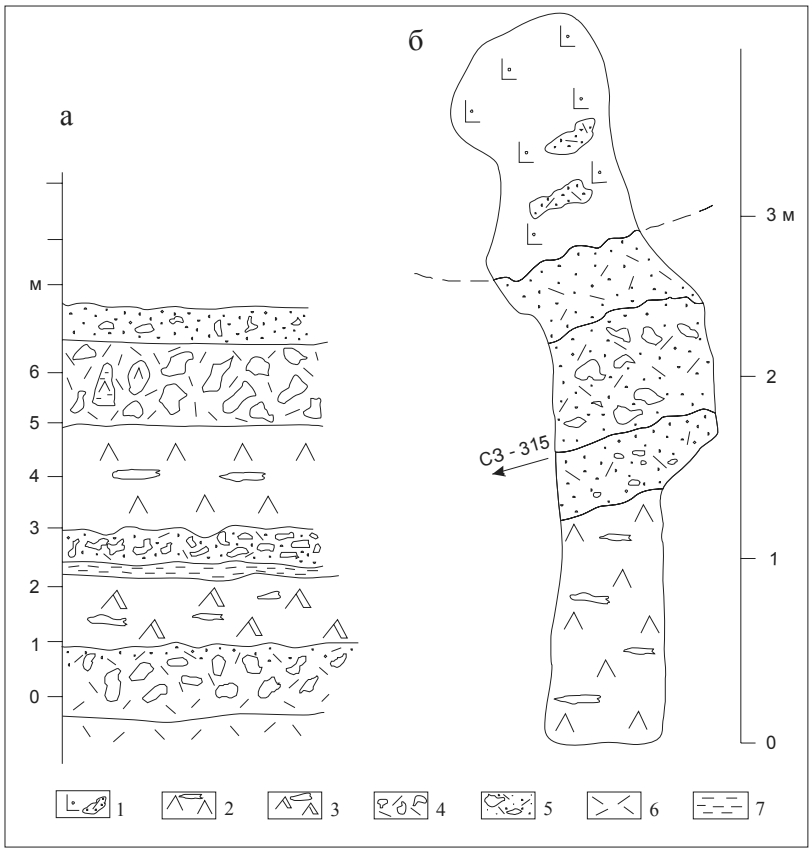


Рис. 32. **а – Стратиграфическая колонка обн. 820–821. б – Контакт южного некка с вмещающими породами:**

1 – субвулканические андезиты с ксенолитами туфов; 2 – игнимбриты дацитового состава; 3 – игнимбриты риолитового состава; 4 – глыбовый агломератовый туф; 5 – спекшийся туф дацита; 6 – псаммитовый туф с редкими лапиллями; 7 – кремнистый туффит

В качестве примера строения игнимбритового покрова можно привести описание обн. 1184 и 1198 (рис. 33). Обн. 1184.

1) Массивные лавы риодацитов с отчетливой флюидальностью, видимая мощность 0,8 м.

2) Спекшийся туф, в котором литокласты имеют пластичные, почковидные формы, размером 1–5 см. В цементе – мелкозернистый туф с кристаллокластами голубого кварца. В туфе встречаются черные пятнистые фрагменты, по-видимому, участки разложившихся стекол. Мощность слоя составляет 1 м.

3) Игнимбриты, в которых обломковидные фьямме составляют до 50–60% объема породы, они представлены линзообразными фрагментами от 0,5 до 3 см длиной при мощности около 1 см и единичными фьямме более крупными. Мощность – 1,4 м.

4) Лавовый поток дацитов массивный, в верхней части его проявлена флюидальность. Мощность потока 1,5 м.

5) Слой псаммитового туфа, видимая мощность около 1 м.

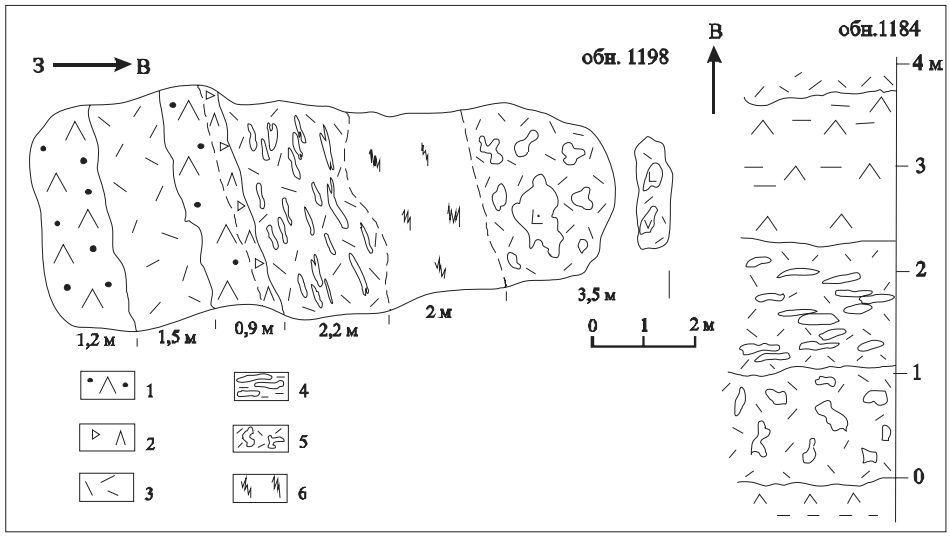


Рис. 33. **Строение игнимбритового покрова на примере обнажений 1184 и 1198:**

1 – лавы риодацитов; 2 – брекчированная лава; 3 – пепловый туф; 4 – игнимбрит; 5 – спекшиеся туфы; 6 – задернованные участки

Обн. 1198 (рис. 33) – в расчистке представлены:

1) Лава риодацита, темно-серая, массивная порода, с большим количеством вкрапленников голубого кварца, видимая мощность 1,2 м.

2) Пепловый туф, мощность 1,5 м.

3) Массивная лава риодацита, мощностью 0,9 м.

4) Спекшийся туф дацита, с реликтами литокластической текстуры, с голубым кварцем, мощностью 0,4 м.

5) Игнимбрит, с мелкими 0,5–2 см фьямме в нижней части слоя и с более крупными обломковидными фьямме (до 15–20 см) кварцитовидного облика, с кристаллокластами голубого кварца. Мощность 2,2 м. Задерновано 2 м.

6) Спекшийся туф дацита, содержит литокласты размером 5–60 см, пластичной формы, удлиненные, изогнутые. Цемент представлен пепловым туфом. Видимая мощность 3,5 м.

Игнимбритовые покровы относятся к генетическому типу отложений пирокластических потоков, для которых характерно наличие неспекшихся туфов, затем материал спекается, образуются фьямме из сплющенных обломков пемзы, и завершается слой спекшимся и неспекшимся материалом. Для образований Хаутаваарского палеовулкана характерно их образование в субаквальной обстановке, и чередование в разрезе спекшихся туфов, игнимбритов, лавовых потоков с образованиями, прошедшими водную обработку – тефроиды, тонкие слоистые туфы – туффиты, кремнистые туффиты с конкрециями, отмечают перерывы в эксплозивной деятельности палеовулкана.

Малая мощность игнимбритов (0,3–1,5–2,5 м) позволяет относить их к игнимбритоподобным образованиям, так как в основном для этих пород характерны большие мощности и площади развития, обычно нивелирующие рельеф *(Малеев, 1980)*. Характерные для спекшихся туфов отдельные участки менее спекшихся пород или полное спекание с образованием игнимбритов или массивных однородных лав, связывается, по-видимому, с разной газонасыщенностью извергающегося обломочного материала, возможностью вторичного перегрева и образованиями вторичных фумарол. Встреченные среди игнимбритов слои туффитов с кремнистыми конкрециями подтверждают дополнительное поступление кремнезема в бассейн. Горизонты глыбовых тефроидов являются продуктами перемыва агломератовых слабосцементированных туфов.

12. Пачка слоистых вулканогенных пород развита далее к северо-востоку (вверх по разрезу), сложена псаммитовыми туфами-туффитами дацитов, кремнистых туффитов, туфопесчаников, графитистых туффитов. Графитистого вещества очень мало в бассейне и формирующиеся слойки имеют незначительную мощность. Пепловые туфы-туффиты дацитов – это светлые, существенно кварцевые породы, состоящие из кластогенного кварца (размер зерен 0,3–3 мм), реже кристаллокластов плагиоклаза, редких мелких обломочков дацитов, размером 3–5 мм, и основной массы, сложенной серицитом, альбитом, кварцем, эпидотом, на поверхности

обнажений характерны пятна, линзы силицитизации, окремнения. По химическому составу отличаются постоянным преобладанием оксида калия над оксидом натрия. Тонкая слоистость в туфах обусловлена чередованием слойков с крупными кристаллокластами плагиоклаза (3–5–10 мм) и слойков афанитового сложения. Для кремнистых туффитов характерна прерывистая, линзовидная слоистость, с мощностью слойков 5–10 мм, постоянная рассеянная вкрапленность сульфидов и характерный яшмовый облик. Среди них постоянно встречаются слои силицитов, мощностью от 0,5 до 1,5 м. Мощность пачки 350 м.

13. Завершает разрез пачка вулканогенно-осадочных пород, общей мощностью от 100 до 200 м, вытягивающаяся полосой вдоль контакта с коматиит-базальтовым комплексом в виде дуги согласно со складчатыми структурами. Здесь осадки прорываются многочисленными интрузиями основных и ультраосновных пород, съедающими значительные мощности вулканогенно-осадочных пород. В основании пачки залегает слой псаммитовых туфов дацитов, неясно-слоистых, светло-серых, массивных с линзами лапиллиевых или агломератовых туфов (обн. 1158, 1238, 805, 884–10, СВ-05-10, 884–16, 975).

Выше в северной части площади туфы сменяет пласт кремнистых туффитов с конкрециями. Конкреции имеют в основном линзовидную форму, вытянутую по простиранию, с размером от 1–2 до 7–40 см, характеризуются зональным строением: внешняя зона светлая, сложенная тонкозернистым кварцевым агрегатом и внутренняя, темного или черного цвета, сложенная афанитовым кремнеземом.

Генетически конкреции представляют стяжения геля кремнезема, обусловленные дополнительным привносом кремнезема подводно-фумарольных полей *(Светова, 1988)*. Выше следует пачка кремнистых туффитов и силицитов, в которой появляются слойки графито-кремнистых туффитов, сменяемые слоями графитистых туффитов, графитистых силицитов и графитистых алевролитов.

Для всей пачки характерен Fe-Mg метасоматоз, процесс идет с образованием амфибола, биотита, флогопита, кордиерита, диопсида, уваровита, андалузита, турмалина *(Рыбаков,1980)*.

К северо-востоку в полосе вулканогенно-осадочных пород на пепловых туфах дацитов залегает пачка переслаивания дацитовых туффитов, кремнистых туффитов, силицитов, мафитовых граувакк, графитистых туффитов, при этом отмечаются изменения мощности переслаивающихся пород – в милиметровом интервале (мощность слойков 3–5–10 мм) или более крупные последовательности (мощность отдельных слоев 10–20 до 50–70 см).

В осадках отмечена линза, мощностью 12 м, мономиктовых конгломератов, глыбовых тефроидов, гравелитов, литокластических и мафитовых граувакк.

В мономиктовых конгломератах (тефроидах) материал хорошо окатан, в составе – крупнозернистые дациты, размер валунов 5–25 см, в единичных гальках – аркозовые песчаники, цемент базальный.

Конгломератовые тефроиды переслаиваются с гравийными, при мощности слоев 0,2–2,2 м, и завершается линза слоем мелкозернистого туфопесчаника с однонаправленной косой слоистостью.

Далее следует пласт светло-серых силицитов, амфиболовых силицитов и графитистых алевролитов, завершающих разрез Хаутаваарского палеовулкана.

В рассмотренном комплексе вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (слои 12, 13) выделяется нижняя часть разреза, сложенная туфами, и верхняя, где кроме туфов появляются туффиты, силициты, мафитовые граувакки, тефроиды, графитистые туффиты, графитистые алевролиты, кремнистые туффиты с конкрециями.

Представленный выше разрез отражает литологические нюансы осадконакопления в данной структуре. Такие породные литотипы, как арениты и субаркозы в разрезе выявлены лишь в редких слоях, основная масса осадков принадлежит продуктам перемыва местных вулканов (доминируют туфопесчаник, кремнистый туффит, силицит, алевролит), и появляются мафитовые граувакки, связанные с разрушением коматиит-базальтового аллохтона.

В связи с тем, что проявление адакитового вулканизма в Игнойльской и Хаутаваарской палеовулканических постройках нами рассматривается как синхронное (что обсуждалось ранее), нас интересовал вопрос определения времени завершения вулканизма в островодужной системе.

В качестве объекта для геохронологического исследования мы остановились на терригенных граувакках, залегающих на вулканогенно-осадочной пачке, представленной переслаиванием туффитов дацитов, туфопесчаников, мафитовых граувакк, графитистых алевролитов.

Терригенные граувакки перекрываются в разрезе моноконгломератами с валунами и гальками крупнопорфировых дацитов. На наш взгляд, данный породный литотип наиболее корректно отражает консолидированное вещество питающей провинции и позволяет судить о завершающем этапе существования вулканизма в структуре. Нами проводилось детальное изучение пробы граувакк из обнажения 884–10 (рис. 29).

Следует отметить, что в составе терригенных граувакк присутствует кластика лав и туфов дацитов, гранитов, размером 0,5–2 см, погруженных в темно-серый крупнозернистый матрикс кварц-плагиоклаз-хлорит-биотитового состава. Изучение тяжелой минеральной фракции показало, что в ней преобладает рутил (60%), апатит (24,8%), циркон (12,8%) и присутствуют единичные зерна турмалина, граната, эпидота, роговой обманки, биотита, пироксена, пирита, халькопирита, магнетита.

Циркон, выделенный из пробы граувакк (№ 9), представлен идиоморфными дипирамидально-призматическими и округлыми прозрачными кристаллами коричневого и темно-коричневого цвета. Преобладающими элементами огранки дипирамидально-призматических кристаллов являются грани {110} и {111}, ребра граней сглажены, Ку = 2,0–3,0. В иммерсионной жидкости в кристаллах видна грубая зональность.

Для U-Pb изотопного датирования были отобраны четыре навески зерен циркона наилучшей сохранности (рис. 34), три из которых были представлены дипирамидально-призматическими кристаллами следующих размерных фракций: +125 мкм, –125 + 75 мкм и +150 мкм, одна фракция была составлена из округлых кристаллов размером 100 мкм.

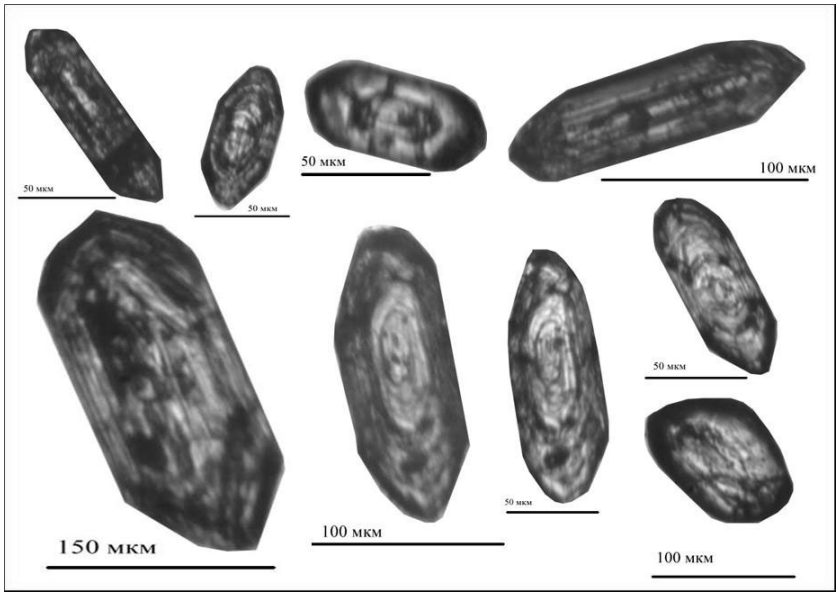


Рис. 34. **Цирконы (дипирамидально-призматическая и округлая фракции из пробы верхней пачки терригенных граувакк (проба Х-9), по которым проводилось U-Pb датирование**

U-Pb геохронологические исследования монофракций циркона проводились к.г.-м.н. Н. М. Кудряшовым в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) на масс-спектрометрах МИ-1201Т и Finnigan MAT-262 (RPQ). Ошибка определений U/Pb отношений составила 0,5% для MAT-262 и 0,7% для МИ-1201Т, значения масс-фракционирования 0,12+/-0,04 а.е.м для MAT-262 и 0,18+/-0,06 а.е.м. для МИ-1201Т, холостое загрязнение не превышало 0,1–0,2 нг для Pb и 0,05 нг для U (табл. 10).

На диаграмме с конкордией (рис. 35, 36) фигуративные точки всех четырех фракций образуют дискордию, верхнее пересечение которой отвечает возрасту 2947+/-13 млн лет, СКВО = 0,51, нижнее современным потерям свинца, данные с абразией позволили получить значение – 2944 +/-7,9 млн лет *(Светов и др., 2006)*.

Данный возраст является усредненным и отражает время формирования последних фаз адакитового вулканизма и, возможно, совпадает со временем формирования гранитоидных интрузивов и может интерпретироваться как время завершения вулканизма.

Таблица 10. **U-Pb геохронологические данные для терригенных граувакк из верхнего осадочного ансамбля островодужной ассоциации Центрально-Карельского террейна**

№ обр./ № фракции	Размер фракции, μm навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
		Pb	U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$*	$^{207}Pb/^{235}U$*		$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
Х-Грац/1	+125, 2,5	120,4	183,1	670	0,2315±1	0,2053±1	0,5206±16	15,413±46	0,92	2702±8	2841±9	2941±2
Х-Грац/2	–125+75, 1,4	143,5	226,8	468	0,2385±2	0,2354±2	0,4840±15	14,294±43	0,91	2545±8	2769±8	2938±2
Х-Грац/3	–100, 2,3	138,3	201,0	309	0,2513±2	0,2814±2	0,4983±15	14,706±58	0,91	2607±8	2796±11	2936±3
Х-Грац/4	+150, 0,6	169,5	239,4	248	0,2605±8	0,2937±9	0,5011±31	14,792±88	0,74	2619±16	2802±20	2937±9
Х-Грац1А	Абраз. 30%	232,8	376,9	495	0,2371±1	0,2522±1	0,4714±28	13,910±97	0,98	2490±15	2744±19	2936±2
Х-Грац2А	Абраз. 50%	215,9	335,0	683	0,2310±2	0,2233±2	0,5066±25	14,964±89	0,84	2642±13	2813±17	2938±5

Примечание. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада *(Steiger, Jager, 1977)*. Все ошибки приведены на уровне 2. Погрешности соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный свинец по модели Стейси-Крамерса *(Stacey, Kramers, 1975).*

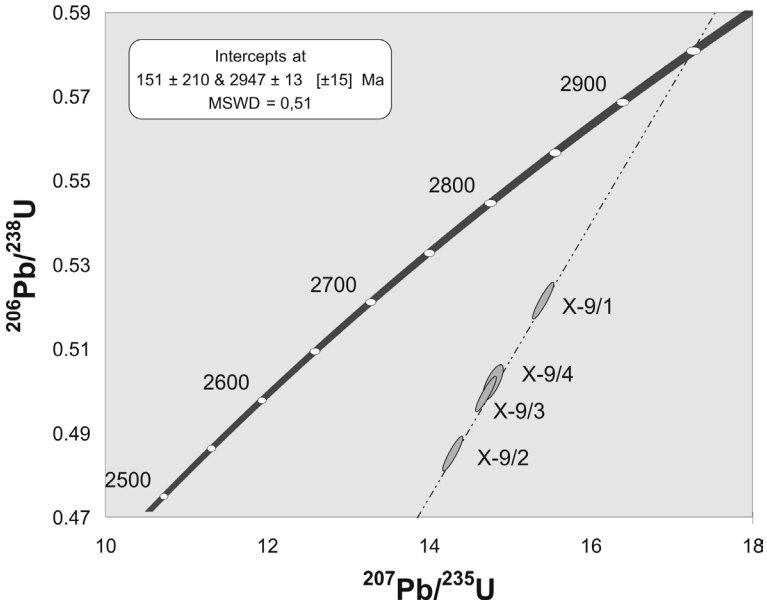


Рис. 35. **U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из терригенных граувакк Хаутаваарской палеовулканической постройки. Проба № 9, 9/1–9/4 номера монофракций**

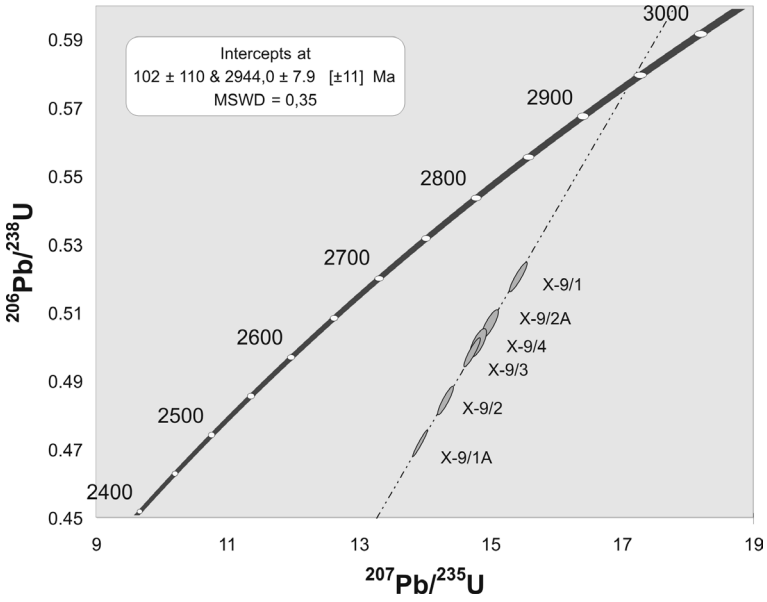


Рис. 36. **U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из терригенных граувакк Хаутаваарской палеовулканической постройки с учетом проб после абразии (х-9/1А и х-9/2А)**

Субвулканическая фация Хаутаваарского палеовулкана представлена некками и дайковыми телами адакитов, приуроченными в основном к жерловой и околожерловой зонам палеопостроек. Дайки адакитов (по составу отвечают андезитам, дацитам и риодацитам) имеют мощность от первых сантиметров до 10–15 м, структура пород серийнопорфировая, вкрапленники представлены плагиоклазом, реже кварцем, а в случае риодацитов – вкрапленниками голубого опаловидного кварца. Структура основной массы – гиалопилитовая, фельзитовая, сложена микролитами плагиоклаза, альбитом, кварцем, хлоритом, биотитом, клиноцоизитом. Дайки обычно встречаются с резкими, четкими контактами, однако описаны дайки с контактами жилообразными, с заливами и неровностями по линии контакта.

Кроме центрального адакитового некка, в лавово-пирокластической толще восточного склона палеопостройки выявлены северный и южный некки адакитов, географически на местности определяющиеся как возвышенности.

Северный некк адакитов (обн. 906–909) размером 150х60 м вытянут в северном направлении, сложен массивными светло-серыми андезидацитами, крупнопорфировой структуры, размер вкрапленников плагиоклаза достигает 3–5, реже 7 мм. От некка в западном направлении отходят апофизы, прорывающие породы Центрального некка, сам некк прорывает агломератовые туфы, окаймляющие центральный некк и глыбовые, бомбовые туфы восточного склона.

Южный некк адакитов (обн. 928–931) имеет размеры 180х200 м, почти изометричную форму, прорывает пачку лав, агломератовых туфов, глыбовых тефроидов, при его полевом изучении нами наблюдались в обнажениях рвущие контакты с мелкообломочными туфами и туффитами. Южный некк сформирован андезитами, на поверхности его обнажений видны вкрапленники плагиоклаза и иголки, гнезда амфибола, иногда жилки. Субвулканические андезиты содержат ксенолиты слоистых дацитовых туффитов, размером от 5х10 см до 0,4х1,5 м, некк прорывается жилой пегматит-гранита (рис. 32б).

Важно отметить, что все выделенные некки отличаются своим внутренним строением друг от друга, так Центральный некк имеет сложное дифференцированное строение, южный и северный более примитивное и близкое к дайкообразному.

Таким образом, проводя анализ пространственного расположения фаций, можно сделать вывод о существовании на данной территории реликтов древней вулканической постройки средне-кислого состава, с грубозональным размещением фаций вокруг эруптивного центра, который представлен центральным экструзивным некком, окаймляющимся грубыми агломератовыми и бомбовыми туфами, с потоками лав, лавобрекчий, лапиллиевыми и кристаллокластическими туфами, горизонтами тефроидов, линзами спекшихся туфов и игнимбритоподобных потоков.

Для пирокластической группы фаций характерно присутствие образований агломератовых потоков сваренных туфов, игнимбритов и эксплозивных выбросов (туфов разной размерности). Для выделенных литотипов устанавливается малая мощность образований и частое чередование эффузивных и эксплозивных фаций (например, мощность лавовых потоков 1,5–2,5–12 м и соответственно малой мощности слои пирокластики), наличие в разрезе перемытых пирокластитов (тефроиды, туффиты, смешанные пирокласто-осадочные породы).

Отмечаемое нами наличие частых перемывов в туфах-туффитах, образование тефроидов, присутствие вулканогенно-осадочных пород и графитистых осадков свидетельствует о деятельности вулкана в субаквальной обстановке, с меняющимся уровнем водной поверхности, учитывая большое количество спекшихся продуктов.

Кроме того, обращает на себя внимание линзовидное расположение литотипов, особенно характерное для прижерловых фаций в северной части палеопостройки, их частая смена, присутствие вулканических бомб в глыбовых агломератовых туфах, малая мощность потоков и слоев, свидетельствующие о близости околожерловой фации к центру вулкана. В целом для Хаутаваарского палеовулкана характерно прижатое к центру вулкана расположение автохтонных и аллохтонных фаций, значительное доминирование эксплозивной деятельности при малых объемах изливающихся лав.

3.3. Чалкинская палеовулканическая структура

Чалкинская палеовулканическая постройка находится в северной части Хаутаваарской структуры (рис. 8, 37) и занимает площадь в 50 км^2 *(Робонен и др., 1974; Светова, 1988)*. Вулканиты андезитового и дацитового состава прослежены частными разрезами от оз. Кивач (на севере) до ж. д. моста через р. Шую (на юге). Постройка с запада ограничена Чалкинским массивом гранодиоритов с U-Pb-возрастом по циркону – 2745 ± 5 млн лет *(Овчинникова др., 1994)*, который по геохимическим критериям принадлежит к санукитоидному ряду *(Lobach-Zhuchenko et al., 2000; Лобач-Жученко и др., 2003)*.

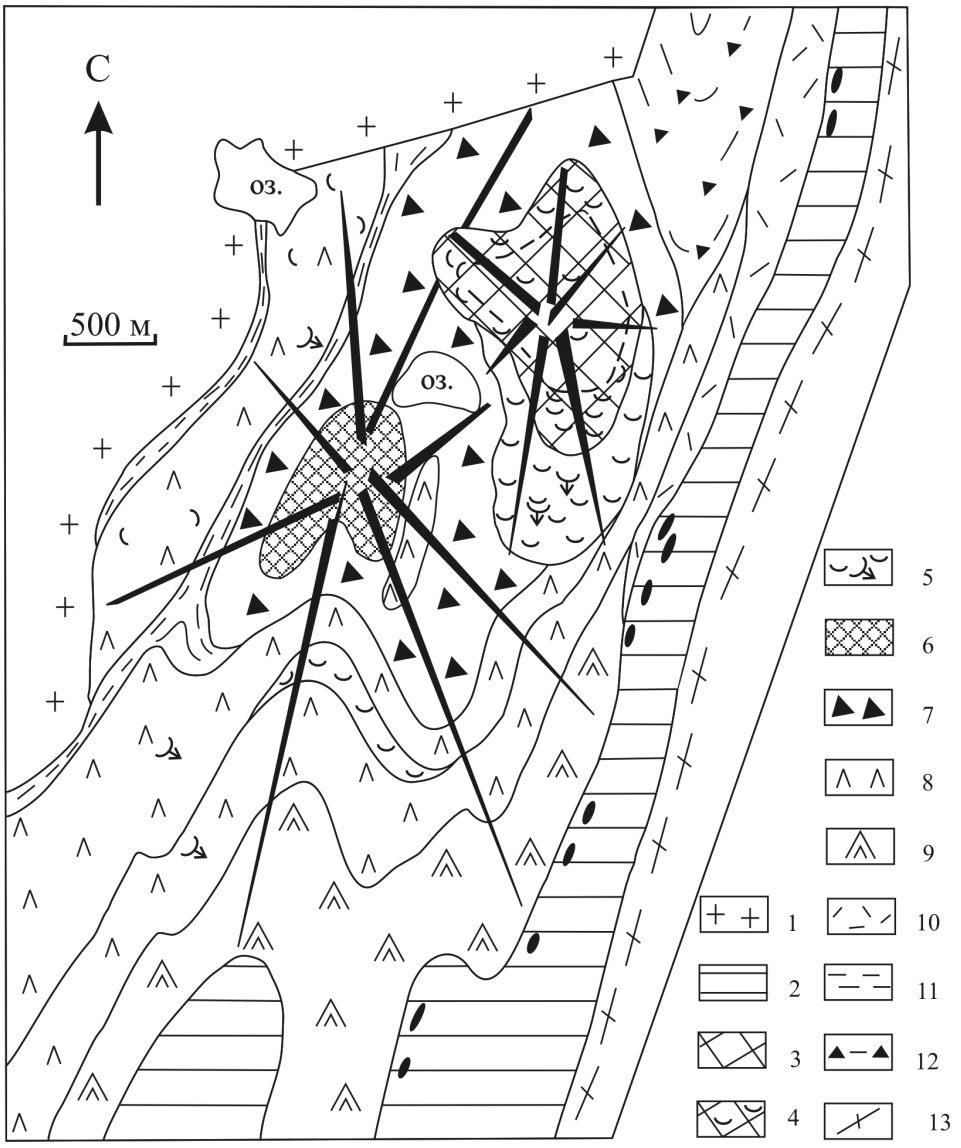


Рис. 37. **Схема палеовулканической реконструкции Чалкинской палеопостройки:**

1 – санукитоиды, Чалкинский массив (2745 + 3 млн лет); 2 – молодая СТА (2,9–2,8 млрд лет), калаярвинская свита – вулканогенные, вулканогенно-осадочные породы с линзами серноколчеданных руд; 3–12 – древняя СТА (3,1–2,9 млрд лет), виетуккалампинская свита; 3 – экструзив крупнопорфировых андезитов; 4 – агломератовая мантия экструзива; 5 – подушечные лавы, подушечные брекчии крупнопорфировых андезитов; 6 – некк, заполняющий подводящий канал, андезибазальты, андезиты; 7 – глыбовые, агломератовые туфы андезитов; 8 – лавы андезитов; 9 – лавы дацитов; 10 – псаммитовые туфы; 11 – слои туффитов, туфопесчаников; 12 – перемытые туфы; 13 – гранитогнейсы, мигматит граниты

Восточный край палеопостройки окаймляется гнейсо-гранитами, мигматит-гранитами. Структурное положение супракрустальных пород и обрамляющих гранитоидов в определенной степени обусловлено интенсивными сдвиговыми деформациями, вызывающими формирование shear-зон, проявленных на западном и восточном флангах структуры *(Миллер, 1988; Стратиграфия докембрия.., 1992)*. Породы андезитовой ассоциации метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, что позволило сохраниться первичным вулканическим текстурам (рис. 38, 40), но повлекло за собой замещение магматического минерального парагенезиса на метаморфический, представленный: Ab_{5-15}+ Qtz + Chl + Ep + Hbl + Carb + /-Bt с сохранением реликтов первичного Pl (An_{30-40}) *(Володичев и др., 2002)*.

По геохимической характеристике породы структуры представлены мультикомпонентным комплексом *(Светов, 2005):* доминирующим развитием пользуется БАДР-серия (она формирует основные объемы древнего островодужного ансамбля), менее значительно представлена байяитовая и толеитовая серии в виде отдельных потоков и прослоев агломератовых туфов, также проявлена адакитовая серия в виде нескольких генераций даек, лав и агломератовых туфов.

Чалкинская палеопостройка детальным образом была описана ранее, с характеристикой отдельных частных разрезов и палеофациальной схемой в монографии *(Светов, 2005)*.

В связи с тем, что адакитовая фаза вулканизма в данной структуре проявлена незначительно и лишь в виде дайковой фации, в рамках данной работы мы приведем краткое обобщенное описание структуры, учитывающее новые полученные материалы.

В современном эрозионном срезе, в центре Чалкинской антиклинали, в поле грубых агломератовых туфов закартированы два сближенных некка, принадлежащих единой вулканической постройке. Южный некк интерпретируется нами как эруптивное жерло вулканической постройки, послужившее фидерным каналом основной вулканической толщи рассматриваемого участка, для которых характерна микропорфировая структура андезибазальтов, андезитов и последних гомодромных фаз – дацитов. Северный некк представляет собой экструзив, окруженный агломератовой мантией и сформировавший незначительное окаймляющее поле лав, мощностью до 250–300 м, сложенный крупнопорфировыми андезитами. Появление крупнопорфировой экструзии андезитов свидетельствует об отстое магмы в периферическом очаге, где сформировались интрателлурические вкрапленники плагиоклаза, размером от 3–5 до 10 мм. Породы экструзии относятся к БАДР-серии. Кратко рассмотрим их строение.

Южный некк локализован на площади между озерами Сарилампи и Чалкозеро, морфологически представляет собой овальной формы тело, вытянутое в северо-восточном направлении и имеющее размеры 600х800 м, по геохимическому составу отвечает андезитам толеитовой серии.

Некк сформирован андезибазальтами, андезитами мелкозернистого строения и представлен в серии обнажений. В южном его завершении породы, слагающие некк, изменены в эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, в северной части в обнажениях проявлено более интенсивное рассланцевание, при этом метаморфизм достигает амфиболитовой фации. В породах появляются гнезда и полосы наложенного амфибола, вплоть до превращения андезита в крупнозернистый амфиболит или мелкозернистый амфиболовый сланец.

Андезибазальты и андезиты, формирующие некк, имеют бластопорфировую структуру с двумя генерациями вкрапленников плагиоклаза. Плагиоклаз I генерации (Pl_{30-45}) в виде изоморфных, с изъеденными контурами кристаллов, размером до 1 мм, с широкими двойниковыми полосками, иногда зональный, интенсивно соссюритизирован. Плагиоклаз II генерации (Pl_{15-25}) представлен мелкими лейстами. Основная масса имеет нематогранобластовую, лепидогранобластовую структуру с реликтами гиалопилитовой, реже фельзитовой (табл. 11, 12).

Некк залегает в поле глыбовых агломератовых туфов, контакты с которыми вскрыты в единичных обнажениях по западной его границе.

Агломератовые туфы андезибазальтов, андезитов детально изучались к востоку от некка, размеры глыб в туфах часто достигает размеров от 0,7–0,8 до 1,5–2 м, при этом обломки отличаются более светлой окраской и заключены в мелкодробленый цемент более темного цвета (рис. 38А, Б).

Цемент выщелачивается, что приводит к тому, что обломки рельефно выступают на поверхности обнажения. Литокласты представлены андезитами, массивными, мелкозернистыми, иногда содержат миндалины. В глыбовых туфах сохранилась линза сваренных туфов, в которых литокласты представлены пластичными фрагментами пористых лав андезитов, массивными андезитами, заключенными в мелкообломочный цемент, иногда обломки и цемент спекаются так, что порода напоминает лаву.

К полю агломератовых околожерловых туфов приурочены многочисленные дайки адакитов (андезитов, диоритов, дацитов) (рис. 40). Агломератовые туфы окружают некк, к северу от некка на расстоянии 1,2–1,5 км сменяются лапиллиевыми, псаммитовыми разностями и далее пачкой перемытых туфов.

Таблица 11. **Химический состав породной ассоциации Чалкинской палеовулканической постройки**

Проба	103-2	s-103-2b	s-103-25	104-5	105-7	s-105-7	101-1	c-556/1	s-103-2
Порода	Д	Д	Д	Л	Д	Д	МЛ	ПЛ	Д
Серия	А	А	А	А	А	А	ТА	ТА	ТА
SiO_2	65,66	66,84	56,28	54,14	65,78	65,78	58,04	60,76	64,24
TiO_2	0,74	0,65	0,88	1,82	0,63	0,63	0,76	0,87	0,75
Al_2O_3	14,26	16,79	15,52	15,10	16,37	16,37	15,00	16,02	16,51
Fe_2O_3	2,07	1,31	1,94	3,52	2,52	2,52	1,73	0,81	0,98
FeO	3,88	2,51	7,26	4,74	1,87	1,87	7,62	6,55	5,12
MnO	0,07	0,11	0,20	0,32	0,05	0,05	0,20	0,13	0,08
MgO	1,76	0,55	4,80	3,61	1,90	1,90	3,88	3,27	3,10
CaO	4,76	4,06	7,29	11,20	4,14	4,14	6,17	3,58	3,48
Na_2O	3,86	3,87	2,85	2,56	4,48	4,48	3,27	2,23	2,40
K_2O	1,72	2,20	1,05	1,30	1,30	1,30	0,98	1,50	1,54
P_2O_5				0,32					
H_2O	0,11	0,08	0,10	0,10	0,11	0,11	0,09	0,26	0,08
П.п.п.	0,72	1,02	1,30	1,24	0,66	0,66	1,96	3,83	1,09
Сумма	99,62	99,98	99,47	99,93	99,81	99,81	99,70	99,81	99,37
Cr	202,2	142,2	296,8	180,4	201,2	78,1	272,2	379,6	605,3
Ni	35,0	48,7	122,5	86,3	23,8	25,9	149,7	112,8	230,0
Co	9,9	11,8	31,9	23,7	9,6	7,9	22,3	18,5	25,9
V	66,2	113,4	147,8	128,8	62,7	109,1	130,6	117,8	260,3
Pb	8,5	10,0	10,3	7,8	24,6	12,1	7,3	6,5	9,3
Rb	61,5	56,1	52,9	45,5	43,3	46,7	9,9	15,1	32,7
Ba	476,9	553,6	438,7	280,6	447,7	617,4	107,6	345,8	246,5
Sr	472,2	495,5	406,4	463,8	486,9	595,4	299,8	236,4	407,1
Nb	5,2	6,0	6,8	6,3	4,7	5,4	8,1	5,2	11,4
Zr	218,3	220,1	221,0	180,5	161,9	158,9	155,3	135,7	200,7
Y	8,9	10,5	16,2	16,6	11,6	12,7	24,8	19,0	34,3
Th	7,8	8,6	8,7	6,0	4,2	5,2	2,9	3,7	3,9
Cu	12,7	19,8	16,3	11,8	26,5	18,0	34,5	10,8	10,5
Zn	35,7	41,2	46,6	73,4	69,6	49,6	63,7	57,0	70,7
La	16,89	15,18	32,01	26,22	21,32	10,30	5,59	2,33	4,58
Ce	35,64	32,80	71,34	59,22	42,37	24,29	12,79	7,11	11,02
Pr	3,60	3,49	7,36	6,10	4,70	3,20	1,61	0,86	1,40
Nd	15,44	13,36	27,22	29,68	21,94	13,62	8,39	5,77	6,32
Sm	2,80	2,57	4,32	5,39	4,32	3,74	2,72	2,67	2,37
Eu	0,82	1,04	1,58	1,35	0,97	1,20	0,83	0,72	1,15
Gd	1,76	2,18	3,94	3,57	2,92	3,09	3,00	2,60	3,42
Tb	0,30	0,31	0,44	0,54	0,43	0,43	0,59	0,46	0,70
Dy	1,52	1,77	2,48	2,88	2,11	2,26	4,12	3,12	4,94
Ho	0,34	0,36	0,51	0,65	0,43	0,44	0,93	0,70	1,14
Er	0,84	0,91	1,28	1,40	1,01	1,10	2,10	1,73	2,99
Tm	0,09	0,12	0,15	0,18	0,12	0,15	0,31	0,25	0,46
Yb	0,71	0,73	0,98	1,38	0,86	0,91	2,10	1,76	2,95
Lu	0,09	0,10	0,13	0,17	0,11	0,12	0,26	0,23	0,40
U	1,20	3,25	1,66	1,46	1,09	1,49	0,65	0,89	1,04
Hf	4,47	5,06	5,67	3,99	3,80	4,05	3,41	3,29	4,74
Ta	0,28	0,30	0,25	0,39	0,34	0,34	0,53	0,41	0,44

Примечание. Д – дайки, МЛ – массивная лава, ПЛ – подушечная крупнопорфировая лава, А – адакитовая серия, ТА – толеитовая серия.

В зоне эруптивного центра, в 150 м к востоку от некка, закартирована среди туфов линза продуктов направленной эрупции, образующая пачку мощностью 70 м и простиранием в 1 км, сложенную сложно стратифицированными лавами и грубыми туфами андезитов. Среди последних наблюдаются отдельные языки лавы, длиной в 5–6 м, со сложными расщепляющимися контурами, по которым отделяются отдельные капли, или подушки лавы (рис. 39).

Иногда контуры лавовых языков содержат многочисленные миндалины. Характерны слои подушечных брекчий, в которых подушки и их раздробленные фрагменты и блоки лавы залегают среди несортированных агломератовых туфов (рис. 38Б).

На этой же площади картируются потоки массивных лав, мощностью до 3,5–6 м, с миндалекаменными зонами в основании и кровле потока, и потоки подушечных лав андезитов.

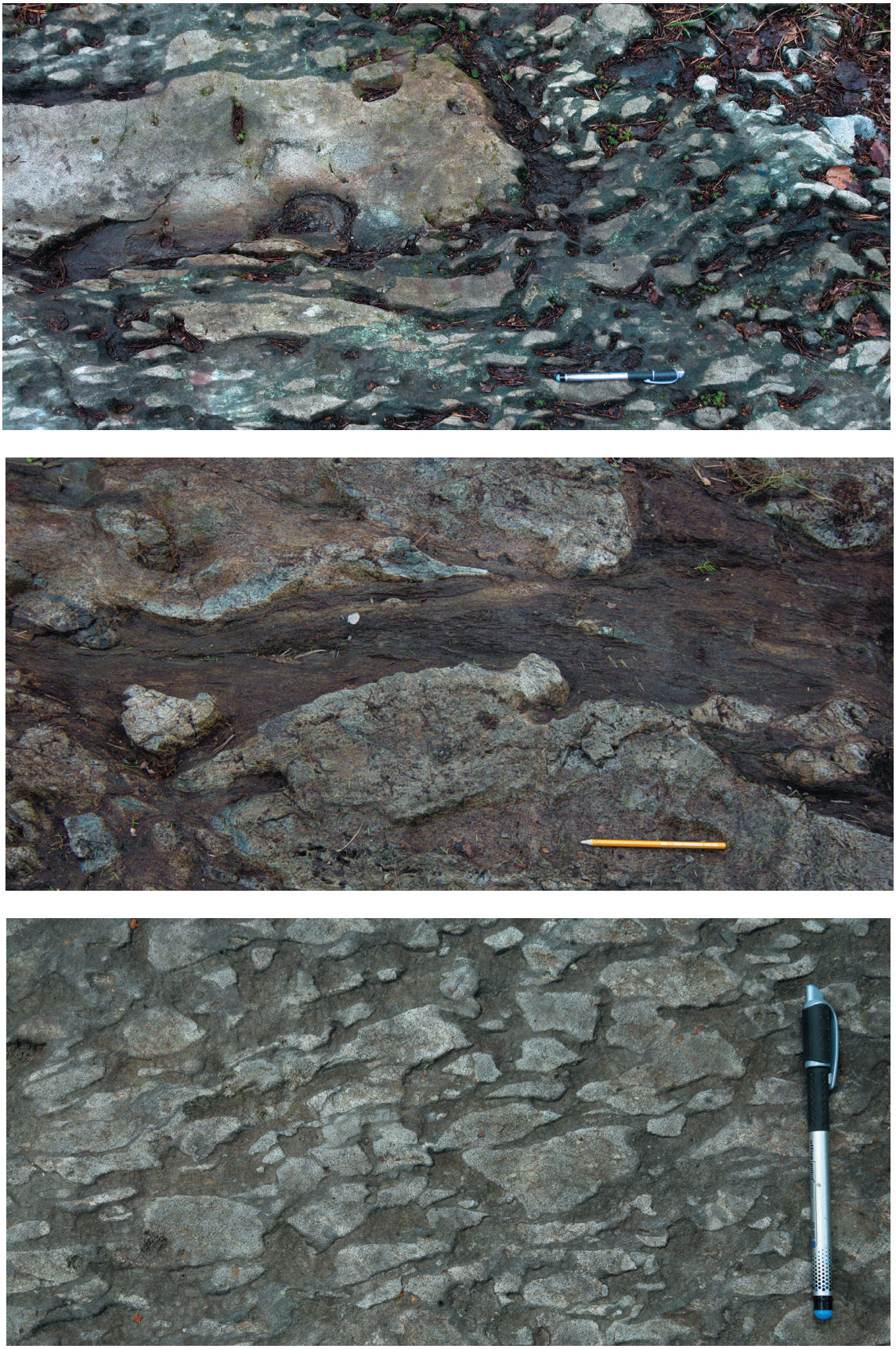


Рис. 38. **А – глыбовые агломератовые туфы андезитов (БАДР-серии); Б – подушечные брекчии андезитов (БАДР-серии); В – агломератовые туфы андезитов (БАДР-серии). Чалкинская палеовулканическая постройка**

Таблица 12. **Химический состав породной ассоциации Чалкинской палеовулканической постройки**

Проба	s-103-5	105-2	105-1	101-2	102-2	103-5	104-1	110-8	111-3
Порода	МЛ	Д	ПТ	ЛТ	МЛ	МЛ	ЛТ	Д	П
Серия	ТА	ТА	ТА	ВМА	ВМА	ВМА	ВМА	БАДР	БАДР
SiO_2	58,78	73,08	56,32	57,40	55,32	60.11	59.94	63,80	53,16
TiO_2	0,45	1,00	0,88	0,86	0,99	0,37	0,64	1,40	0,83
Al_2O_3	14,83	13,15	13,87	16,64	15,22	14,22	15,26	15,72	18,31
Fe_2O_3	3,44	0,74	2,08	1,41	1,36	3,26	1,56	1,76	2,33
FeO	4,46	1,67	7,84	6,11	9,30	4,12	4,88	2,72	7,71
MnO	0,14	0,05	0,37	0,13	0,30	0,11	0,14	0,18	0,17
MgO	4,96	0,65	5,23	4,77	6,55	6,23	4,94	1,17	4,00
CaO	5,32	3,42	9,55	6,17	4,06	4,31	7,86	5,88	7,29
Na_2O	4,66	4,16	0,51	2,56	1,28	2,17	3,02	3,71	1,55
K_2O	1,48	1,09	0,39	2,00	2,41	1,32	0,65	1,80	1,48
P_2O_5		0,22				0,21			
H_2O	0,11	0,08	0,08	0,08	0,06	0,13	0,09		0,13
П.п.п.	1,23	0,60	2,30	1,62	2,85	2,98	1,15	1,28	2,86
Сумма	99,86	99,91	99,70	99,75	99,70	99,54	100,13	99,42	99,82
Cr	821,7	189,7	614,0	540,6	619,1	391,5	235,7	165,4	496,0
Ni	309,3	105,4	362,6	184,1	548,7	156,6	367,6	35,8	138,8
Co	35,8	14,5	45,2	39,6	81,9	25,5	58,3	15,3	29,1
V	320,2	190,9	205,4	232,1	252,3	139,7	188,2	143,7	263,1
Pb	7,3	11,1	9,1	3,6	3,0	7,1	7,8	9,9	11,6
Rb	59,4	36,1	10,0	40,6	8,0	11,6	20,6	52,3	55,0
Ba	632,8	589,6	79,1	248,8	68,4	179,6	196,0	343,4	312,1
Sr	263,8	138,3	276,7	148,8	36,5	275,5	258,3	385,6	219,0
Nb	11,8	8,8	7,4	7,0	9,7	9,3	8,5	8,5	8,5
Zr	197,7	156,2	129,1	151,7	175,8	157,3	146,2	189,0	183,6
Y	6927,8	6886,1	6901,1	6075,7	6751,5	6209,5	5557,0	5726,7	6124,2
Th	32,9	28,5	20,1	33,5	49,7	27,7	38,9	21,4	25,0
Cu	4,8	2,9	2,3	2,5	3,0	3,5	2,9	7,0	6,3
Zn	39,4	10,9	79,3	153,7	173,0	24,7	36,3	25,7	184,2
La	81,9	44,1	68,7	127,5	163,0	64,4	131,5	76,9	78,4
Ce	6,32	5,81	10,93	9,48	22,21	10,04	21,41	28,72	17,26
Pr	15,36	13,80	26,47	25,47	49,40	28,32	47,18	59,35	38,48
Nd	1,99	2,19	3,24	2,50	6,99	3,23	5,44	6,23	4,85
Sm	8,66	9,53	13,35	11,88	30,57	12,83	21,86	24,20	17,82
Eu	2,70	2,53	3,53	3,35	5,86	3,37	5,37	5,02	3,87
Gd	1,14	0,75	0,98	0,74	1,82	0,90	1,23	1,02	1,13
Tb	3,32	3,07	3,35	3,99	6,60	3,64	5,33	4,39	3,96
Dy	0,69	0,60	0,57	0,78	0,97	0,65	0,92	0,70	0,62
Ho	4,97	4,55	3,05	4,84	7,18	4,07	5,10	3,44	3,90
Er	1,18	1,07	0,81	1,28	1,47	0,90	1,50	0,87	0,85
Tm	3,06	3,09	2,27	3,50	3,77	2,45	4,21	2,36	2,38
Yb	0,47	0,50	0,29	0,44	0,62	0,37	0,53	0,26	0,37
Lu	3,01	3,17	2,20	3,53	3,54	2,35	4,44	2,10	2,20
U	0,43	0,50	0,32	0,51	0,54	0,34	0,66	0,32	0,33
Hf	1,07	0,68	0,43	0,59	0,71	0,73	0,60	1,31	1,37
Ta	4,87	3,91	2,86	3,05	4,49	3,66	2,80	4,16	4,88

Примечание. МЛ – массивная лава, Д – дайки, ПТ – псаммитовый туф, ЛТ – литокласт агломератового туфа, П – крупнопорфировая лава, ТА – толеитовая серия, ВМА – высокомагнезиальная серия, БАДР – дифференцированная базальт, андезит, дацит, риолитовая серия.

Для подушечных лав характерны крупные уплощенные подушки, размером до 2,7 м по длинной оси, при этом миндалины собираются в кровле подушек, или в центральной части подушки, или в виде линии в центре, параллельной удлинению подушки. Мощность подушечных лав составляет от 5 до 12 м. Между потоками подушечных лав залегают агломератовые и мелкие туфы, в них можно найти отдельные блоки лавы, в которой миндалины, к примеру, собраны в одной части фрагмента. К этой же линзе приурочены и многочисленные дайки адакитов, секущие друг друга, разной мощности от 0,2 до 1,5 м мощности, андезитового и дацитового состава.

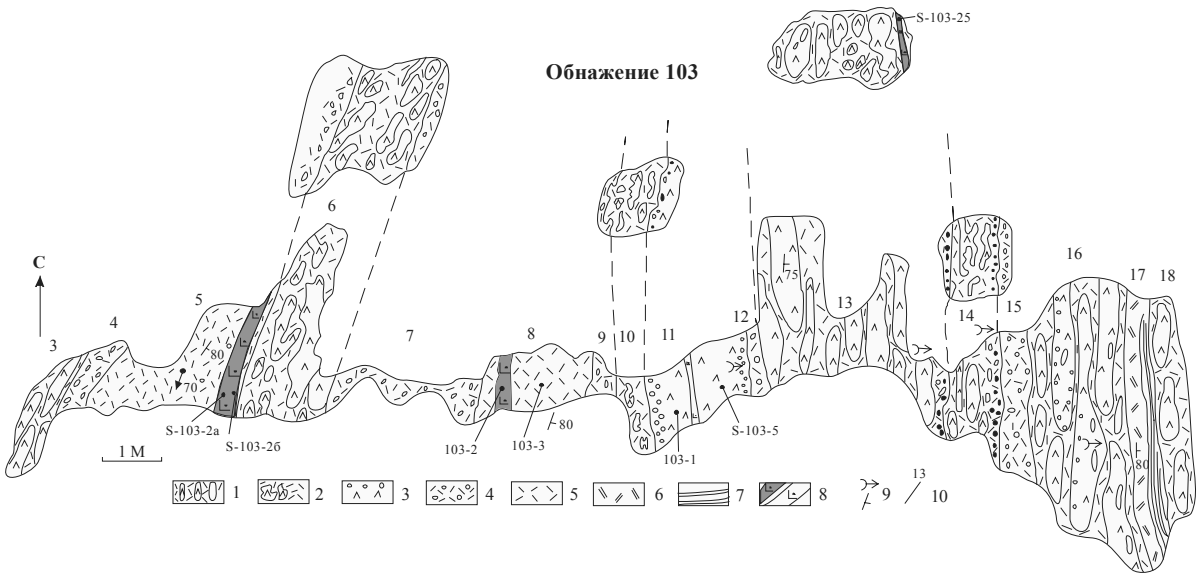


Рис. 39. **Характер взаимоотношения лав и туфов в разрезе 103, центральная часть Чалкинской палеопостройки:**

1 – подушечные лавы крупнопорфировых андезитов, 2 – подушечные брекчии андезитов, 3 – лавовые потоки мелкозернистых андезитов с миндалекаменными текстурами, 4 – агломератовые туфы андезитов, 5 – псаммитовые туфы, 6 – кристаллокластические туфы андезитового (андезидацитового) состава, 7 – тонкозернистые, тонкослоистые туфоалевролиты, 8 – дайки адакитов (темные), 9 – направление кровли потоков, 10 – номера слоев и лавовых потоков

После завершения эксплозий наступает эруптивная деятельность Чалкинского вулканического центра, выразившаяся в формировании лавовых пачек андезитов с редкими маломощными слоями туфов, лавы локализуются в основном в западном и южном направлениях.

В западной синформе между озерами Корбозеро и Чалкозеро наблюдается пачка тонконаслоенных лавовых потоков, отмечающая спокойное излияние лав и растекание их по подготовленному дну водного бассейна.

Массивные и подушечные лавы мелкозернистых андезитов, мощностью от 2–8 до 15–18 м, переслаиваются с тонкими слоями агломератовых и псаммитовых туфов. Для потоков массивных лав свойственно дифференцированное строение: в подошве – зона закалки и редкие миндалины, в центре – массивный среднезернистый андезит, в кровле – миндалекаменная зона, миндалины выполнены кварцем, карбонатом, сульфидами.

Потоки подушечных лав, мощностью 2–6 м, состоят из четко оформленных тел линзовидной, эллипсоидальной, караваеобразной формы, размером от 0,3х0,8 до 0,7х1,5 м, часто имеют тонкую зонку закалки, осветленную из-за развития кварц-альбит-клиноцоизитового материала и насыщенную мелкими миндалинами кварца и альбита. Междуподушечное пространство выполнено тонким туфовым материалом.

К югу от некка также широко распространены лавы андезитов, в основном массивные, редко подушечные, с тонким переслаиванием с туфами, или с непосредственными контактами. Перерывы в эрупциях отмечаются маломощными пачками (10–25 м) тонких туфов, перемытых туфов, туффитов, туфопесчаников.

Формирование обширного лавового плато завершается излиянием лав андезидацитового и дацитового состава. Потоки дацитовых лав имеют мощность от 4–5 до 25–30 м, слои туфов среди них редки и маломощны.

Завершается вулканическая деятельность южного эруптивного центра внедрением серии даек (принадлежащих БАДР-серии и адакитам) андезитового, дацитового, реже риолитового состава секущими все образования этого центра.

Северный некк имеет овальную изометричную форму и занимает площадь в 2–2,5 км^2, сложен андезитами известково-щелочной серии (БАДР-серии) со своеобразными крупнопорфировыми, иногда гломеропорфировыми структурами.

В центральной части некка породы имеют однородное крупнопорфировое строение, в северной его части в массивных выходах появляются единичные подушки, крупные фрагменты, ограниченные зонами закалки или трассируемые цепочкообразными скоплениями миндалин. Здесь же сохранились единичные пустоты, размером < 20 см, с закаленными краями и пористые фрагменты с миндалекаменным строением. С юга некк окаймляет агломератовая мантия.

А

Б

В

Рис. 40. **А, Б, В – дайки адакитов в агломератовых туфах БАДР-серии. Чалкинская палеовулканическая постройка**

А

Б

В

Рис. 41. **А – лавобрекчия крупнопорфировых андезитов (БАДР-серия); Б – агломератовые туфы андезитов с крупнопорфировым цементом (БАДР-серия); В – подушечные лавы крупнопорфировых андезитов. Чалкинская палеовулканическая постройка**

В андезитах присутствуют крупные вкрапленники плагиоклаза ($Pl_{17–32}$) размером 3–10 мм, которые имеют призматический габитус, по фенокристаллам плагиоклаза развивается серицит и соссюрит. Основная масса породы сложена плагиоклазом, кварцем, альбитом, цоизитом.

Данный некк является экструзией, у которой постепенно формируется агломератовая мантия. С юга у экструзии в обнажениях наблюдается постепенный переход от массивных пород через кластолаву в подушечные брекчии и подушечные лавы (рис. 41А, Б, В).

Устанавливается направление кровли потоков к юго-востоку, югу, юго-западу и простирание, параллельное контурам экструзива. Мощность зоны подушечных брекчий, кластолав, подушечных брекчий изменяется от 10–20 до 300 м и отличается субширотным простиранием. Экструзив и окружающие его лавы секутся дайками таких же крупнопорфировых андезитов. Между потоками лав образовались тонкие слои кремнистых с конкрециями глиноземистых, известковистых туффитов, для которых характерна тонкая ненарушенная слоистость и конкрециеобразование.

Субвулканические дайки имеют широкое распространение в Чалкинской структуре. По своему составу большая их часть отвечает адакитам, при этом они чаще всего формируют рои в околожерловой зоне и связаны с небольшими различно ориентированными разломами.

Мощность даек варьирует от 5–10 см до 8–12 м. Выделяется несколько фаз внедрения – андезитовая, дацитовая, диоритовая. В поле крупнопорфирового некка дайки имеют также крупнопорфировую, гломеропорфировую структуры. Другая фаза даек имеет чаще всего массивное внутреннее строение и микропорфировые структуры. Минеральный состав представлен вкрапленниками плагиоклаза (Pl_{20-30}), кварца, основная масса сложена кварц- полевошпатовым агрегатом с биотитом, роговой обманкой, клиноцоизитом.

Осадочный парагенез. Перерывы в деятельности палеовулкана маркируются отложением горизонтов перемытой лапиллиевой и тонкой пирокластики, заполняющими неровности рельефа. К областям локальных палеодепрессий приурочены ритмичные пачки чередования тонкослоистых, тонкозернистых туффитов и силицитов.

В палеодепрессии между озерами Карбозеро – Чалка в разрезе выше лав и лапиллиевых туфов залегают:

1. Слой кремнистых туффитов с рассеянной вкрапленностью пирротина. Породы светло-серого цвета, афанитового сложения, мощность слоя 2 м.
2. Слой серноколчеданных руд пирротинового состава, мощность 8 м.
3. Слой туффитов, темно-серых, мелкозернистых и тонкозернистых, тонкослоистых, отличающихся от туфов химическим составом (преобладанием K_2O над Na_2O). Мощность слоя 10 м.

Выше по разрезу залегает пачка вулканомиктовых аренитов, мелкозернистых и темно-серых с неясной слоистостью. Мощность пачки 55 м. Она сечется многочисленными жилами микроклиновых и плагиоклазовых гранитов.

Литофациальная характеристика пород, их пространственное распространение, особенности строения разреза позволяют выделить в реликтовом останце палеовулканической постройки околожерловую площадь, в пределах которой находятся два некка, лавовые фации (подушечные, массивные, кластолавы), пирокластические – фации эксплозивных выбросов и пирокластических потоков, субвулканическая дайковая фация и фация вулканогенно-осадочная (с хемогенно-туффитовым наполнением). По мере удаления на периферию литотипы меняются, доминируют однородные массивные лавы, пирокластиты фации эксплозивных выбросов и вулканогенно-осадочная фация (туффиты, силициты, смешанные породы).

Рассчитанный коэффициент эксплозивности Чалкинского палеовулкана не превышал 40%, а по морфологии и фациальному набору вулканогенных образований палеовулкан может быть отнесен к группе полигенных стратовулканов *(Ритман, 1964)*.

3.4. Няльмозерская палеовулканическая структура

В 35 км на юго-запад от Игнойльского палеовулкана закартировано линзовидное поле лаво-во-пирокластических пород андезибазальтового и андезитового состава, слагающими вместе с окаймляющими тонкими пирокластитами толщу мощностью 1,8–2,2 км и простиранием 8–9 км. К югу тонкие туфы замещают лавы и грубую пирокластику, становятся более кислыми (андезидациты, дациты) и прослеживаются на расстоянии до 10 км (рис. 42).

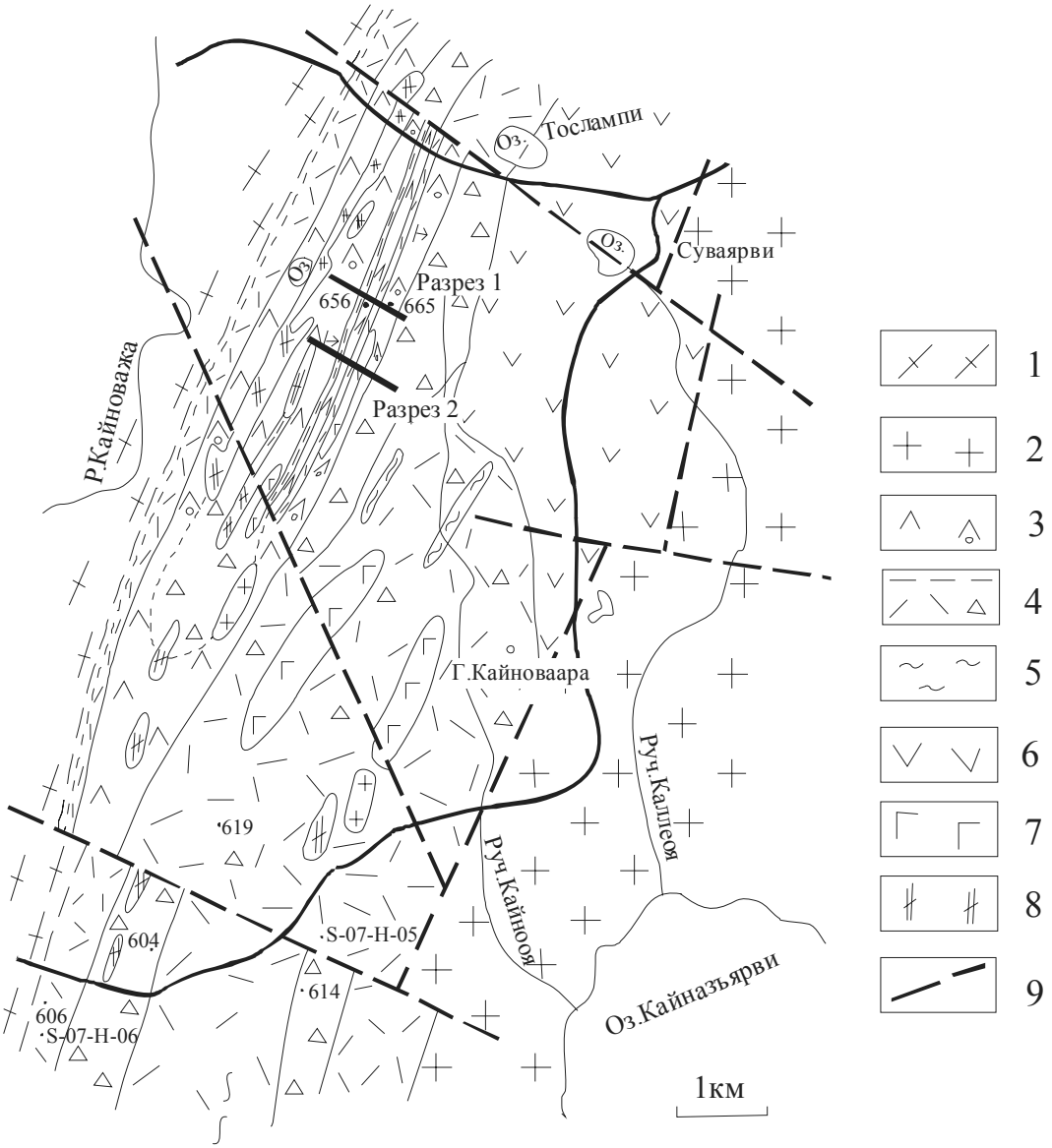


Рис. 42. **Схема геологического строения Няльмозерского участка:**

1 – плагиограниты; 2 – ультраосновные породы; 3 – габбро-диабазы; коматиит-базальтовая СТА (лоухиваарская свита); 4 – базальты, туфы базальтов; древняя островодужная СТА (виетуккалампинская свита); 5 – андезиты массивные и подушечные; 6 – лапиллиевые, кристаллокластические и псаммитовые туфы андезитов; 7 – графитистые алевролиты; 8 – гранито-гнейсы, мигматит-граниты; 9 – тектонические нарушения

В строении этой линзы принимают участие тонко стратифицированные породы, представленные следующими фациальными разновидностями: лавовая фация (подушечные, массивные лавы, лавобрекчии), пирокластическая фация – агломератовых потоков (подушечные брекчии) и эксплозивных выбросов (грубые агломератовые туфы, агломератовые, лапиллиевые, кристаллокластические, псаммитовые туфы) и дайки субвулканической фации.

По геохимической характеристике породный ансамбль Няльмозерской площади принадлежит к БАДР-серии (доминирующее развитие) и адакитовой серии (отдельные лавовые потоки и дайки).

Нами отмечаются следующие особенности размещения литофациальных разновидностей пород в пределах области их распространения:

1) Лавы и грубые туфы имеют компактную локализацию и представлены крупнопорфировыми образованиями, в которых отмечается интенсивная эпидотизация.

2) В изученном разрезе присутствуют сваренные туфы андезитов и глыбовые туфы (содержащие шлаковые фрагменты), что может свидетельствовать об образовании их в субаквальной обстановке.

3) Отмечается латеральное замещение фациальных разновидностей пород (по простиранию на юг выклиниваются лавы и замещаются тонкими туфами).

4) Выявлена латеральная смена разнообразия породных литотипов на площади (в южном направлении происходит упрощение литологического и химического состава вулканических пород – преобладают андезидацитовые и дацитовые туфы).

5) Широким распространением пользуются подушечные лавы, в которых присутствуют крупные, плотно упакованные, изометричные и вытянутые подушки, иногда с силицитовым, но чаще с туфовым, или дробленым лавовым материалом матрикса (межподушечного пространства), что может свидетельствовать об отложении лав в субмаринной обстановке.

Таким образом, основываясь на литофациальной характеристике породного ансамбля и его географической распространенности, а также учитывая его локальное проявление и значительную гидротермальную проработку, связанную с внедрением поздних многочисленных интрузий габброидов и ультраосновных пород, можно предположить, что на Няльмозерской площади сохранились реликты околожерловой зоны довольно значительного палеовулканического сооружения (сохранившаяся мощность более 1 км). Оконтуривают фрагмент постройки поля монотонных псаммитовых (с линзами лапиллиевых и кристаллокластических) туфов андезидацитового и дацитового состава. При этом продукты вулканической деятельности отлагались в субаквальных и субмаринных обстановках.

На Няльмозерском участке не выявлен подводящий канал вулканического аппарата, но преобладание крупнопорфировых пород андезибазальтового и андезитового состава позволяет говорить о принадлежности всего породного ансамбля к единой магматической системе. Лавовые излияния могли проходить, на наш взгляд, как из отдельных трещин, так и центральных вулканов, расположенных севернее (в современном понимании) изученных разрезов.

Структурные элементы (слоистость в тонких туфах, границы лавовых потоков, кровля подушек, сланцеватость) ориентированы субсогласно общего простирания структуры. В тонких туфах проявлена сланцеватость субмеридионального и северо-восточного простирания с образованием мелких складок, а для подушек и грубых туфов отмечается хорошая сохранность текстурных особенностей, хотя и наблюдается некоторое удлинение фрагментов согласно сланцеватости. Метаморфизм в структуре соответствует уровню эпидот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа.

Проиллюстрировать строение и литофациальный парагенез околожерловой зоны возможно, приведя детальное описание разреза 1 (по профилю 658–665) (рис. 43, табл. 13).

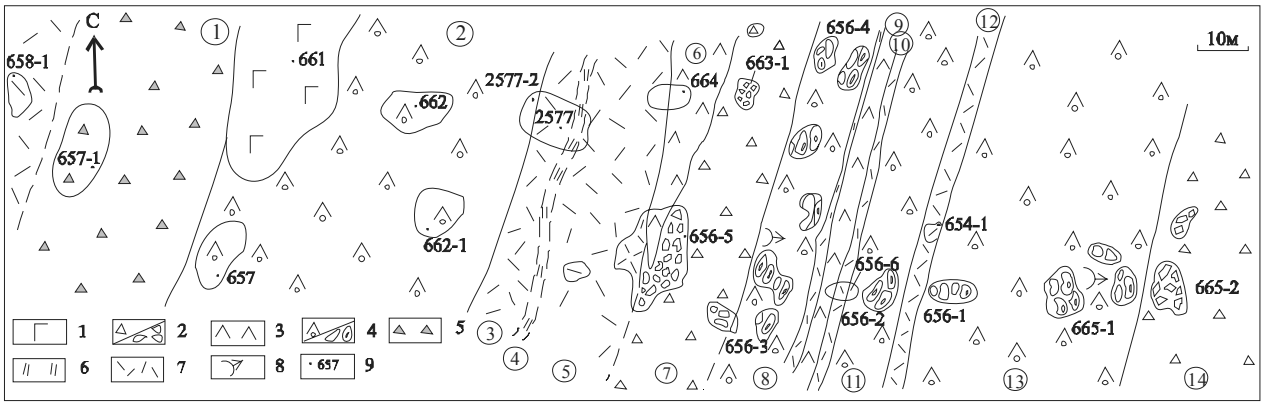


Рис. 43. **Частный разрез «1» вулканитов Няльмозерской палеопостройки (по профилю 658–665):**

1 – габбро, габбро-диабазы, 2 – агломератовые туфы крупнопорфировых андезитов, 3 – массивные лавы андезитов, 4 – подушечные лавы крупнопорфировых андезитов, 5 – глыбовые, агломератовые туфы крупнопорфировых андезитов, 6 – тонкозернистые туффиты, 7 – псаммитовые туфы андезитов, 8 – направление кровли потоков, 9 – номера обнажений

1. В западной части структуры выявлены выходы псаммитовых туфов андезитов (обн. 658), которые постепенно сменяются глыбовыми агломератовыми туфами (обн. 657–1). В глыбовых агломератовых туфах андезитов в разрозненных обнажениях литокласты и цемент представлены крупнопорфировыми андезитами, с вкрапленниками плагиоклаза размером 3–5 мм, отмечено появление пористых, шлаковидных литокласт и отдельных вулканических бомб, веретенообразной,

Таблица 13. **Химический состав породной ассоциации Няльмозерской палеовулканической постройки**

Проба	604-1	606-1	614-1	619-1	654-1	656-4	656-5	656-6	657-1	657-1а	663-1	2577-2
Порода	Б	АТ	ПТ	ПТ	ЛТ	Эп	П	П	АТ	Л	ЛиБ	ПЛ
SiO_2	50,78	62,08	60,64	63,52	59,42	48,36	53,88	53,10	61,24	56,40	57,22	64,32
TiO_2	1,12	0,87	0,61	0,80	0,53	0,76	1,14	1,00	0,57	0,90	0,84	0,50
Al_2O_3	16,88	15,65	15,89	17,00	14,21	17,18	14,36	15,00	15,54	16,51	18,28	16,83
Fe_2O_3	3,00	1,82	2,70	1,41	1,78	8,87	2,95	3,45	1,91	1,87	1,53	0,69
FeO	7,38	6,10	4,05	2,51	2,36	2,15	5,98	6,26	3,86	7,47	4,60	3,08
MnO	0,190	0,090	0,160	0,056	0,130	0,074	0,150	0,160	0,200	0,220	0,120	0,050
MgO	4,79	2,65	2,91	4,00	3,31	1,31	4,92	4,91	1,79	3,37	3,69	3,78
CaO	8,06	3,22	5,22	1,89	7,00	17,74	10,08	7,28	8,20	7,30	5,54	1,91
Na_2O	3,38	3,56	3,75	5,57	3,50	0,10	2,87	3,21	3,97	3,19	2,50	5,86
K_2O	2,11	2,25	2,90	2,24	4,00	0,09	1,82	2,75	0,45	1,20	3,00	0,20
H_2O	0,14	0,07	0,09	0,11	0,17	0,20	0,04	0,09	0,05	0,09	0,13	0,13
П.п.п.	1,92	1,53	1,22	1,04	3,32	2,98	1,63	2,32	2,28	1,73	2,40	2,24
Сумма	99,79	99,93	100,16	100,17	99,75	99,84	99,86	99,57	100,08	100,25	99,88	99,60

Примечание. Л – лава, ПЛ – подушечная лава, П – крупнопорфировая лава, Б – лавобрекчия, АТ – агломератовый туф, ЛТ – лапиллиевый туф, ПТ – псаммитовый туф, Эп – эпидозит по литокласту агломератового туфа, ЛиБ – литокласт из брекчии.

округлой форм. Размер фрагментов варьирует от 5–10 до 30–50 см, в среднем составляя 5–15 см. Среди туфов наблюдаются эпидотовые обособления, размер одного из них составляет 0,25х0,5 м. Мощность толщи составляет 28 м.

2. Подушечные лавы андезибазальтов (обн. 657, 662, 2577–2), в которых присутствуют крупные вкрапленники плагиоклаза, размером от 2 до 5 мм. Размеры подушек изменяются в потоке от 0,5 до 2,5 м по длинной оси, при этом все они вытянуты по простиранию. В межподушечном пространстве располагаются более мелкие подушечные обособления, цементируемые перетертым подушечным материалом, мелкообломочными туфами. В матриксе также часто присутствуют слои и линзы светло-серых силицитов. По лавам развивается эпидот, чаще всего по центральным частям подушек и цементу. Мощность потока составляет 46 м.

3–5. Псаммитовые туфы андезитов (слои 3, 4, 5), темно-серые, массивные, с порфировой структурой. В них наблюдается 1,5 м мощности слой тонкозернистых полосчатых туффитов, в которых видно переслаивание светло- и темноокрашенных полос, мощностью около 5–15 см. В туфах отмечены редкие мелкие обломки, размером 0,3–1,5 см, гнезда эпидота, эпидота с альбитом и порфиробластами амфибола.

6. Массивный лавовый поток андезитов, выклинивающийся в обн. 656–5. Мощность потока по простиранию варьирует от 6 до 0 м.

7. Агломератовые туфы андезитов, структура литокласт и цемента крупнопорфировая. Литокласты имеют размер до 20–25 см, в основном 7–10 см в поперечнике и выделяются более светлой окраской. По ним развивается эпидот, который иногда полностью замещает отдельные литокласты (их размер 25 х 50 см), кроме того, в обломках и цементе развиты порфиробласты амфибола (обн. 656–5, 663–1). В данном прослое найден единичный обломок слоистого кремнистого туффита. Мощность слоя 17 м.

8. Лавовый поток подушечных андезибазальтов. Подушки имеют тонкие зоны закалки, характеризуются крупнопорфировой структурой, при этом размер вкрапленников плагиоклаза достигает 2–5 мм. Размер подушек составляет – 1,5 х 0,3 м; 1,2 х 0,2 м; 2,5 х 0,8 м, мелкие подушки 0,3 х 0,2 м, 0,4 х 0,15 м и др. В данном потоке отчетливо прослеживается уплощенная и вытянутая по сланцеватости форма подушек, при этом четко выделяются выпуклые кровли, что позволяет определить элементы залегания (направление кровли лавового потока на восток). Эпидот, или целиком замещает мелкие подушки, или располагается в виде пятен и линз в их центральных частях. Мощность лавового потока около 12 м. На поток подушечных лав налегает с волнистым, неровным контактом слой псаммитового туфа, мощностью 2 м.

9. Поток массивных лав андезитов, мощностью 4,5 м.

10. Слой псаммитового туфа, мощностью 2,5 м.

11. Подушечные лавы крупнопорфировых андезибазальтов (обн. 656–2), мощность 9 м.

12. Псаммитовый туф андезита, мощность 4 м.

13. Подушечные лавы крупнопорфировых андезибазальтов (обн. 656–1, 665–1) не расчленяемые, мощность 45 м.

14. Слой агломератового туфа андезитов, видимая мощность 20 м.

Далее к востоку в разрозненных выходах продолжаются выходы туфов андезитов, которые чаще всего имеют агломератовую размерность, иногда по размеру обломков в них выделяются слои – например: глыбовые агломератовые туфы и лапиллиевые. В некоторых слоях фрагменты имеют расплывшиеся, спекшиеся контуры, по внешнему виду напоминают лавобрекчии.

Дополнительно к разрезу 1 в 2006 г. в ходе полевых работ нами были закартированы два участка «1» и «2» (рис. 44, 45), расположенные южнее, и вместе составившие разрез «2», в котором также наращивание разреза идет с запада на восток и охарактеризованы главные породные литотипы околожерловой зоны постройки, но в этом случае основное внимание уделено геохимическому и петрографическому изучению представленной андезибазальтовой и андезитовой ассоциации (табл. 14). На участке «1» строение лавовопирокластической толщи представлено переслаиванием потоков подушечных лав, подушечных брекчий, лавобрекчий и массивных лав андезибазальтов, андезитов (мощностью от 3,5 до 10–15 м) со слоями агломератовых, лапиллиевых и псаммитовых туфов андезитов.

В качестве примера приведем описание основных обнажений с запада на восток, по нарастанию стратиграфического разреза.

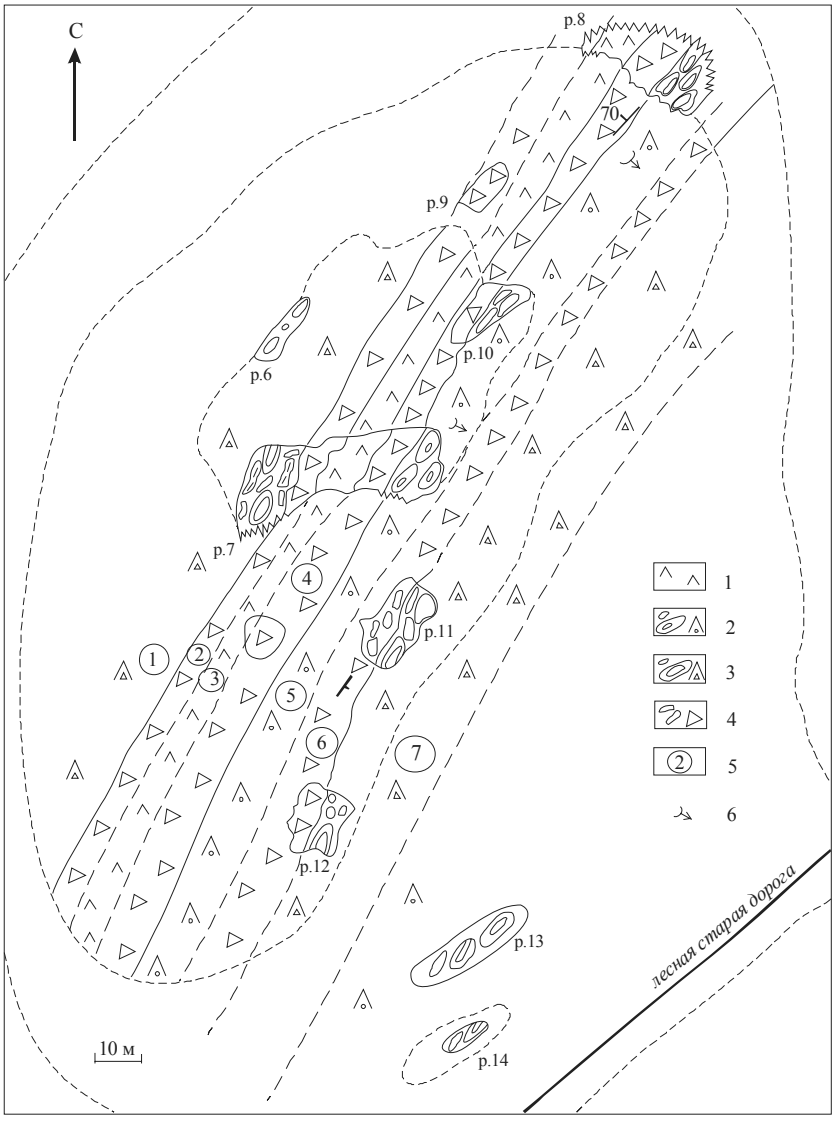


Рис. 44. **Геологическая схема строения участка 1, разрез 2, оз. Няльмозеро:**

1 – массивные лавы андезибазальтов; 2 – подушечные лавы андезитов; 3 – подушечные брекчии андезитов; 4 – агломератовые туфы андезитов; 5 – номера потоков лав, слоев туфов; 6 – направление кровли подушечных лав

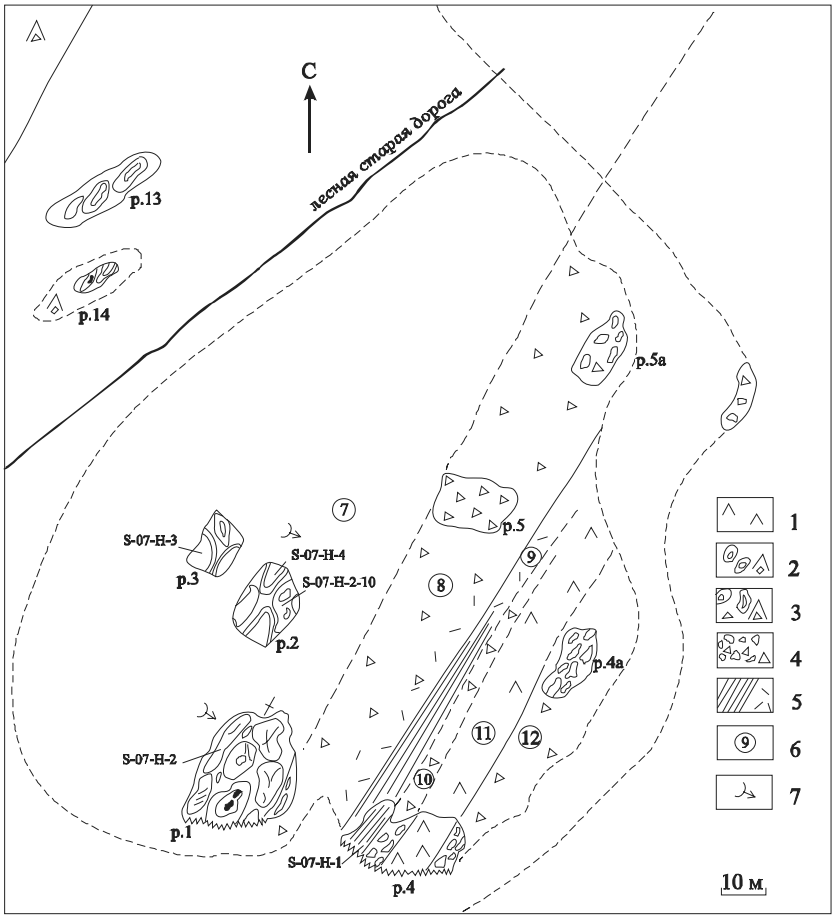


Рис. 45. **Геологическая схема строения участка 2, разрез 2, оз. Няльмозеро:**

1 – массивные лавы андезибазальтов; 2 – подушечные лавы андезитов; 3 – подушечные брекчии андезитов; 4 – агломератовые туфы андезитов; 5 – псаммитовые, лапиллиевые туфы андезитов; 6 – номера слоев, потоков; 7 – направление кровли подушечных лав

1. Подушечные брекчии (расч. 6, 7) крупнопорфировых андезитов, сложены крупными подушками, фрагментами подушек, литокластами андезибазальтов в цементе кристаллокластического туфа. Размер подушек достигает 0,3 х 0,6 м, литокласт до 5 х 20 см, при этом брекчии содержат фрагменты сцементированных туфов андезитов, здесь же выявлены два фрагмента силицитов, светло-серых, кремнистых пород, один из которых достигает размера 1,0 х 0,2 м и вытянут по рассланцеванию. В расчистке 7 наблюдается неровный, извилистый контакт с налегающими агломератовыми туфами, с засыпками туфов между подушек.

2. Глыбовые агломератовые туфы андезитов, андезибазальтов с крупнопорфировыми литокластами, размером до 0,3 х 0,5 м, чаще 0,3 х 0,1 м, вытянуты по рассланцеванию, составляют 60–70% от объема породы, заключены в матрикс мелкообломочного туфа. По обломкам развивается эпидот в виде пятен, гнезд, иногда целиком замещая обломок. Цемент отличается более темным цветом, по нему образуются порфиробласты амфибола. Мощность 5–7 м.

3. Поток лавобрекчий крупнопорфировых андезибазальтов. Участками порода имеет облик массивной лавы, но иногда порода приобретает комковатую текстуру, наблюдаются нечеткие контуры обломков, или извилистые, вытянутые по простиранию фрагменты, длиной до 0,7–1 м, последние могут представлять порции лавы, излившейся из трещин в кровле потока при остывании. По породе развивается амфибол и эпидот. Контакты неровные, извилистые. Мощность потока составляет 8 м.

4. Агломератовые туфы андезитов темно-серые, массивные, структура обломков и цемента крупнопорфировая. Обломки на поверхности обнажения выделяются более светлой окраской, формируют до 50–60% от общего обьема породы. Размер обломков варьирует от 2–3 до 25–30 см, они уплощены и вытянуты по рассланцеванию. Агломератовые туфы секутся тонкими жилками кварцевого, кварц-эпидот-пиритового состава. По обломкам и цементу развиты порфиробласты амфибола и эпидота, последний образует крупные пятнистые обособления (до 10 х 20 см). Мощность слоя около 5–6 м.

5. Подушечные лавы крупнопорфировых андезибазальтов. Подушки с тонкой зоной закалки, плотно упакованы, между крупными подушками располагаются мелкие подушки, иногда обломки

туфов, единичный обломок силицита. Размеры подушек в среднем 0,3 х 0,7 м, реже 0,5 х 1,5 м. Цемент представлен кристаллокластическим туфом с размером зерен плагиоклаза 3–5 мм. Кровля подушечных лав (по залеганию подушек) определяется на восток. В центральной части подушек отмечено скопление мелких кварцевых миндалин, единичных крупных миндалин или скопления эпидота. Мощность потока 10–12 м.

6. Слой глыбового агломератового туфа андезитов. Литокласты размером от 5–6 до 50–30 см, составляют 20–30% объема породы, заключены в кристаллокластическом цементе с отдельными мелкими обломочками 1,5 х 2 см. Вскрыт верхний контакт слоя в расчистках 11, 12, с неровным волнистым контактом, на агломератовые туфы налегают подушечные лавы андезитов.

7. Подушечные лавы андезитов, андезибазальтов в отдельных обнажениях прослеживаются в нижней части покрова (обн. 11, 12), затем в средней части (обн. 13, 14) и в верхней части (обн. 1, 2, 3), имеет мощность предположительно около 100–120 м, и по условиям обнаженности не может быть расчленен на более тонкие потоки, которые, как видно из предыдущих описаний, более характерны для лавово-пирокластической толщи древней островодужной ассоциации.

Таблица 14. **Химический состав породной ассоциации Няльмозерской палеовулканической постройки**

Проба	S-07-Н-5	S-07-Н-6	S-07-Н-1	S-07-Н-4	657-1	S-07-Н-2	S-07-Н-3	S-07-Н-7
Порода	П	ЛиАТ	МЛ	ПЛ	АТ	ЛБ	ЛиАТ	КЦТ
SiO_2	69,52	63,88	54,62	53,18	61,24	54,82	52,68	56,34
TiO_2	0,59	0,25	0,75	0,86	0,57	0,82	0,84	0,75
Al_2O_3	15,33	13,20	13,14	15,95	15,54	14,93	14,92	14,45
Fe_2O_3	1,07	2,63	2,84	4,93	1,91	4,90	8,30	2,59
FeO	1,44	1,15	7,06	3,71	3,86	2,99	2,15	5,99
MnO	0,028	0,065	0,199	0,172	0,200	0,157	0,115	0,163
MgO	1,04	1,04	5,41	3,20	1,79	2,91	1,04	4,58
CaO	3,32	10,84	9,83	12,72	8,20	13,16	17,06	7,66
Na_2O	5,64	3,18	2,52	2,21	3,97	1,87	0,11	4,18
K_2O	0,73	0,27	1,26	0,48	0,45	0,45	0,07	1,11
P_2O_5	0,28	0,15	0,25	0,24		0,24	0,24	0,24
H_2O	0,12	0,17	0,12	0,18	0,05	0,12	0,10	0,16
П.п.п.	0,84	3,30	1,71	1,91	2,28	2,49	2,04	1,45
Сумма	99,95	100,12	99,71	99,74	100,08	99,86	99,66	99,66
Cr	78,74	134,00	271,50	160,30				
Ni	52,11	68,89	90,79	72,08	22,60			
Co	13,74	13,57	34,98	35,26	10,50			
V	61,48	73,67	170,90	239,70	46			
Pb	32,69	15,29	6,98	9,34	17,7			
Rb	17,54	2,87	18,31	7,85	6,92			
Ba	968,60	240,30	296,70	211,40	150			
Sr	845,40	838,80	333,00	528,10	554			
Nb	7,47	3,61	3,02	2,65	8,1			
Zr	141,40	87,59	47,10	31,67	139			
Y	12,89	6,78	16,90	21,86	17,8			
Th	6,44	3,38	1,69	1,23				
Cu	28,97	24,73	13,47	69,75	19,8			
Zn	30,51	20,79	68,01	63,01	87,3			
La	22,98	8,70	7,94	8,48	16,9			
Ce	44,82	19,64	17,33	19,19	36,2			
Pr	5,37	2,12	2,33	2,55	4,51			
Nd	20,62	8,37	10,67	11,11	17,8			
Sm	4,49	1,91	2,94	2,87	3,58			
Eu	1,40	0,57	0,94	0,96	1,57			
Gd	3,56	1,58	2,80	3,15	4,02			
Tb	0,51	0,23	0,46	0,55	0,62			
Dy	2,47	1,22	2,91	3,63	3,63			
Ho	0,48	0,24	0,62	0,79	0,66			
Er	1,20	0,63	1,76	2,12	2,03			
Tm	0,16	0,09	0,25	0,33	0,27			
Yb	1,01	0,57	1,58	1,99	1,95			
Lu	0,15	0,09	0,23	0,30	0,31			
U	1,40	1,06	0,51	0,39	1,74			
Hf	3,39	1,94	1,34	1,00	3,98			
Ta	0,49	0,26	0,20	0,16	0,53			

Примечание. П – крупнопорфировая лава, ЛиАТ – литокласт агломератового туфа, МЛ – массивная лава, ПЛ – подушечная лава, АТ – агломератовый туф, ЛБ – лавобрекчия, КЦТ – крупнозернистый цемент туфа

Подушечные лавы этого покрова будут описаны по расчисткам 1, 2, 3 участка «2» (рис. 45), данный покров является наиболее ярким представителем породного литотипа. Подушки в нем имеют изометричные, реже удлиненные формы, последние более характерны для мелких подушек, разбиты радиальными трещинами, плотно упакованы, иногда наблюдаются провисающие нижние части подушек и округлые верхние, что позволяет определить кровлю потока. Размеры подушек варьируют от 0,3 х 0,5 до 0,5 х 0,9 м или 1,3–1,5 х 0,6 м, редко встречаются подушки длиной около 2,5–3 м.

Цемент подушечных лав выполнен мелкообломочным туфом с литокластами агломератовых туфов (размером от 1,5 х 3 до 2 х 5 см, обломки в цементе уплощены и вытянуты по рассланцеванию), здесь же наблюдаются отдельные гнезда и линзы силицитов.

Для подушек характерна тонкая зонка закалки, крупнопорфировая структура, скопление кварцевых миндалин в центре подушки, или отдельных крупных кварцевых миндалин, сосредоточие эпидота к центральной части подушки, где он образует эпидотовые ядра (рис. 46А).

Структура андезитов крупнопорфировая, редко гломеропорфировая, с андезитовой или гранобластовой структурой основной массы. Размер вкрапленников плагиоклазов достигает 3–5 мм, они образуют идиоморфные, таблитчатые зерна, редко наблюдаются полисинтетические двойники, иногда плагиоклаз почти полностью замещен амфиболом, эпидотом, серицитом, карбонатом или в нем проявлены незначительные серицитизация и соссюритизация.

Плагиоклаз отвечает ряду олигоклаз-андезин (№ 20–35). Кварц встречается в виде зерен изометричной формы, образует линзовидные скопления и жилки. Амфибол наблюдается в шлифе как в мелкозернистой основной массе, так и в виде крупных порфирobласт, окаймляет зерна кварца, плагиоклаза.

В расчистке 1 вскрыт контакт подушечных лав и агломератовых туфов.

8. Глыбовые агломератовые туфы андезитов (расч. 1, 5 и 5а) (рис. 46Б). Литокласты имеют размеры от 3 х 5 до 10 х 15 см, реже 50 х 80 см, представлены крупнопорфировыми андезитами, составляют 30–40% объема породы. Цемент крупнозернистый, в нем отмечаются обломки размером 2–3 мм. По породе развивается эпидот и амфибол. Мощность 20 м.

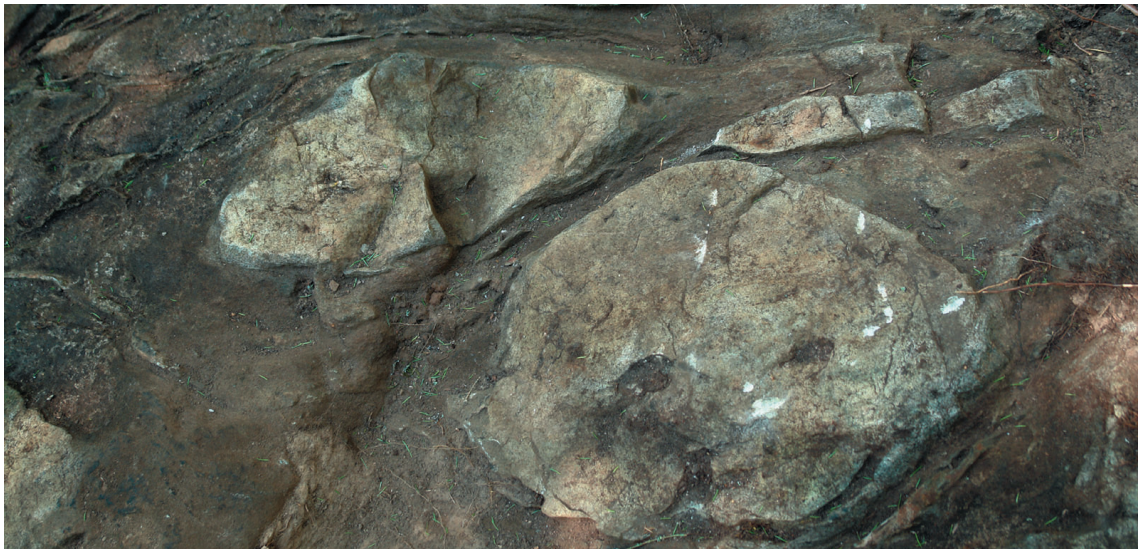
9. Псаммитовые туфы андезитов с редкими обломками лапиллиевой размерности, темно-серые, неясно-слоистые, полосчатые породы. В них наблюдаются выклинивающиеся по простиранию полосы более светло- и темноокрашенные, мощностью 5–15 см. На поверхности обнажения видны округлые зерна плагиоклаза, размером 1–2 мм и редкие зерна кварца. В туфах отмечаются обособления эпидота и порфирobласты амфибола. Мощность слоя 6 м (рис. 46В).

10. Агломератовый туф андезита, с литокластами андезитов размером 2–5 см, реже до 8 см. Мощность слоя 4,5 м.

11. Поток массивных высокомагнезиальных андезибазальтов, темно-серых, массивных, мелкозернистых пород. Структура породы порфировая, размер вкрапленников плагиоклаза до 1–2 мм, представлены вытянутыми лейстовидными кристаллами, серицитизированными и соссюритизированными, иногда почти нацело замещенными эпидотом, амфиболом, биотитом, карбонатом. Кварц представлен единичными ксеноморфными зернами, эпидотовая группа минералов представлена эпидотом и клиноцоизитом. Амфибол развивается в основной массе в виде мелких порфирobласт. В основной массе наиболее широко проявлен биотит, карбонат и рудный минерал (магнетит). Мощность потока составляет 9 м.

12. С непосредственным контактом сменяются глыбовыми агломератовыми туфами андезитов (расч. 4, 4а). Размеры литокласт от 0,8 х 0,5 до 10 х 12 см и 5 х 6 см, составляют 30–40% от объема породы, в основном вытянуты по длинной оси, отличаются более светлой окраской и заключены в цемент мелкозернистого псаммитового туфа более темного цвета. По обломкам и цементу развиваются порфирobласты амфибола и эпидотовые обособления по всей массе породы, породы рассланцованы.

Структура андезитов из литокласт – крупнопорфировая, гломеропорфировая, иногда бластопорфировая, основная масса породы – андезитовая, гранобластовая. Размер вкрапленников плагиоклаза до 3–5 мм, они образуют идиоморфные таблитчатой формы кристаллы, с хорошо выраженными полисинтетическими и простыми двойниками, встречаются как узкие, так и широкие двойниковые полоски, соответствуют олигоклазу (25–30%) и реже андезину (35–40%). По плагиоклазу развивается биотит, эпидот, амфибол, серицит. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, биотита, амфибола, кварца, эпидота и рудного минерала.



А

Б

В

Рис. 46. **А – подушечные лавы адакитов; Б – агломератовые туфы адакитов; В – псаммитовые туфы адакитов. Няльмозерская палеовулканическая постройка**

Кварц представлен мелкими ксеноморфными зернами, встречаются гнездовидные скопления, имеет прямое или волнистое погасание. Биотит от почти прозрачного до бурого цвета в шлифах окаймляет вкрапленники плагиоклаза. Серицит замещает плагиоклаз, образуя в нем мелкие желтоватые чешуйки. Рудный минерал, магнетит, представлен единичными ксеноморфными кристаллами и землистыми массами. Амфибол окаймляет кристаллы плагиоклаза, как и эпидот, и представлен также в виде мелких порфиробласт по всей массе породы.

В шлифе, взятом из цемента агломератового туфа, структура породы бластопорфировая, основной массы гранобластовая. Вкрапленники плагиоклаза, размером 1–2 мм, катаклазированы, часто почти полностью замещены амфиболом, хлоритизированным биотитом, эпидотом, скаполитом, иногда развивается альбитовая кайма. Амфибол и биотит рассеяны в основной массе в неправильных зернах и в виде чешуек. Видимая мощность агломератовых туфов – 15 м.

Приведенное нами описание разреза отражает в основном тонкую стратификацию лав и пирокластитов, мощности слоев изменяются от 3,5 до 10–15 м, для большинства литотипов характерна крупнопорфировая структура, что, по-видимому, отражает их происхождение из одного лавового очага.

В южном окончании Няльмозерской вулканической структуры, южнее автодороги Хюрсюля – оз. Шотозеро, по лесоустроительному широтному профилю представлен разрез пирокластитов удаленной зоны, сформированный эксплозивными выбросами более тонких туфов и более кислых по составу.

От границы с гранито-гнейсами с запада выходят псаммитовые туфы дацитов, светло-серые, рассланцованные породы. На поверхности обнажения видны обломочные зерна светло-серого кварца, размером 2–3 мм, и плагиоклаза, размером 3–4 мм. Породы секутся тонкими жилками гранитов. Амфибол и биотит развиваются по породе согласно с рассланцеванием и в отдельных участках придают породе отчетливую полосчатую текстуру. Среди тонких туфов встречены линзы лапиллиевых туфов, мощностью 10–20 м. Общая мощность 600 м.

Восточнее выходят агломератовые туфы андезидацитового состава. Литокласты имеют размеры около 3–5–10 см в поперечнике и по длинной оси достигают 20–60 см, чаще всего осветлены, вытянуты по рассланцеванию, иногда напоминают своей формой линзы. В породе отмечается полосчатость, проявленная неравномерной амфиболизацией.

Среди агломератовых туфов нами выявлены отдельные слои и линзы псаммитовых туфов дацитов, с обломочными зернами кварца и плагиоклаза, слои кремнистых туффитов с кварцитовидной светло-серой основной массой, тонкозернистые слои литокристаллокластических туфов (в которых среди основной массы видны обломки породы, размером 5–7 мм и кристаллокласты плагиоклаза и кварца, размером 2–3 мм). На поверхности обнажения четко диагностируется наложенный биотит, амфибол, крупные кристаллы пирита, замещенные лимонитом и сетка метаморфических жилок альбит-кварцевого и кварцевого состава. Общая мощность 750 м.

Далее к востоку агломератовые туфы замещаются лапиллиевыми и кристаллокластическими туфами дацитов, серыми, светло-серыми породами кварцитовидного облика, массивными или рассланцованными. На поверхности обнажений присутствуют таблитчатые кристаллокласты плагиоклаза, размером 5–7 мм, обломочные зерна голубого кварца, размером 2–3 мм, редкие обломки породы, размером до 2 см.

В районе тригопункта туфы секутся дайкой мелкозернистых темно-серых андезитов (обн. 2563, х/а Н-6). В туфах отмечается тонкая вкрапленность пирита и гнезда пирита, участками порода с поверхности интенсивно ожелезнена. В верхней части пачки туфов появляются маломощные слои песчаников, с преобладающими зернами кварца, напоминающие кварцевые ареніты в районе Игнойлы.

Выше по разрезу выявлена линза амфибол-плагиоклазовых сланцев (мафитовых граувакк), мощностью 8–10 м, по-видимому, представляющая здесь фрагменты коматиит-базальтового комплекса лоухиваарской свиты.

Общая мощность разреза составляет 1,1 км.

Субвулканические дайки. В агломератовых туфах Няльмозерской палеовулканической постройки нами описаны дайки мелкозернистых темно-серых андезитов (обн. 2563) и дайка крупнопорфировых андезитов мощностью от 0,3 до 1,5 м. В пределах участка преобладают поздние дайковые тела габбро-диабазового состава.

Осадочный парагенез. Доминирующим развитием среди осадочных (вулканогенно-осадочных) членов разреза пользуются туффиты и реже туфопесчаники, графитистые сланцы.

В пачке тонких туффитов задокументированы прослои тонкослоистых графитистых алевролитов и хемогенных силицитов мощностью от 1–2 см до 5–6 м. В туффитах наблюдается нечеткая ритмичность, зернистость породы к кровле ритмов уменьшается, появляются линзы графитистых алевролитов. Среди тонких вулканогенно-осадочных пород отмечены единичные маломощные слои кварцевых аренитов, в которых преобладают окатанные зерна кварца (голубого и светло-серого цвета), плагиоклаза (размером 3–5 мм) и вкрапленность пирита и пирротина. На поверхности обнажений проявлено обильное ожелезнение. Перемытые продукты деятельности Няльмозерского палеовулкана участвовали в заполнении Хюрсюльской депрессии, где сохранились большие объемы осадочных ансамблей.

Подводя некоторый итог изучению Няльмозерского участка, можно сказать, что для него характерно широкое развитие по площади реликтно сохранившейся древней островодужной серии, поздних крупных, протяженных тел ультрамафитов и габброидов, значительно сокративших, и без того редуцированные площади андезитовых вулканитов.

Сохранившаяся часть продуктов вулканической деятельности Няльмозерского палеовулканического центра показывает, что начался эффузивно-эксплозивный этап его работы излияния крупнопорфировых андезибазальтов, андезитов из длительного существующего магматического очага.

Эксплозии грубых туфов сопровождались излиянием лавовых потоков подушечной и массивной текстуры. Особенно характерно образование в зоне данного вулканического центра крупных подушек до 2,5–3 м по длинной оси, чаще изометричных или вытянутых, что позволяет предположить о близком расстоянии движения лавы, изливавшейся непосредственно в неглубокий водоем, так как в грубых туфах есть спекшиеся фрагменты, выбросы вулканических бомб. Наличие прослоев силицитов и маломощных слоев тонких туффитов подтверждает присутствие водной среды.

Эффузивно-эксплозивный этап деятельности вулканического центра сменился этапом эксплозивной активности вулкана, сформировавшим развитые с запада, востока и юга мощные толщи тонких туфов (псаммитовых, кристаллокластических, лапиллиевых, реже слои агломератов), при этом к югу отмечается развитие более кислых фаз пирокластитов (отвечающих по составу андезидацитам и дацитам).

ГЛАВА 4

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДРЕВНЕЙШИХ АДАКИТОВ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА И СОСУЩЕСТВУЮЩИХ С НИМИ СЕРИЙ

В связи с тем, что важной частью нашего исследования, кроме детально палеовулканологического изучения древнейшей адакитовой серии Фенноскандинавского щита, являлась геохимическая характеристика вулканитов, при этом большое внимание в работе уделялось качеству используемых аналитических данных.

4.1. Методы геохимических исследований

При геохимическом исследовании пород адакитовой ассоциации из анализа мы старались исключать пробы горных пород, подвергнутые аномально высокой метаморфической, метасоматической проработке, что выражалось в повышенной амфиболитизации отдельных образцов из зон рассланцевания, а также их эпидотизации, карбонатизации и окварцевания. Для классификаций и геохимических построений в работе нами использовались лишь данные по наименее измененным породным литотипам.

Геохимический анализ проб, включавший определение петрогенных и малых элементов, проводился в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) методами мокрой химии (петрогенные элементы) и рентген-флюоресцентным (малые элементы).

Все классификационные построения проводились на основе прецизионных химических данных по содержанию малых и редкоземельных элементов, полученных методом ICP-MS в аналитической лаборатории Института геологии и геохимии УроРАН (г. Екатеринбург) на тандемном масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (Element 2 Thermo Finnigan) с максимальной погрешностью < 2%. В приводимых в работе таблицах (для малых и редкоземельных элементов) в примечании указаны используемые методы их определения.

Sm-Nd систематика вулканитов изучалась в ИГГ УроРАН (г. Екатеринбург) масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с окончанием на прецизионном масс-спектрометре Finnigan MAT 262 (точность измерений для $^{147}Sm/^{144}Nd < 0,5$ %, $^{143}Nd/^{144}Nd < 0,002$ %).

К расчетам также привлекались данные, полученные ранее в изотопной лаборатории Геологической службы Финляндии (г. Еспоо) Х. Хухмо и выполненные на масс-спектрометре VG Sector 54, химическая подготовка проб для Sm-Nd-изотопного анализа проводилась по методике П. Пелтонена *(Peltonen et al., 1996)*.

Расчет термодинамических параметров для реальных составов вулканитов осуществлялся в программе «PELE 6.02» для Windows XP.

4.2. Литогеохимическая характеристика древней адакитовой серии и сосуществующих с ними ассоциаций

По содержанию кремнезема и щелочей лавы и туфы древней адакитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Игнойльская, Чалкинская, Няльмозерская палеовулканические постройки) относятся к андезибазальтам, андезитам, дацитам и реже, риодацитам с нормальной щелочностью (рис. 47, 48), при этом отличаются от типичных известково-щелочных островодужных комплексов повышенными концентрациями Na_2O, Al_2O и пониженными содержаниями MgO. Характеристика БАДР-серии нами была детально рассмотрена ранее в монографии *(Светов, 2005)*, поэтому в данной работе основное внимание уделяется характеристике адакитового ансамбля.

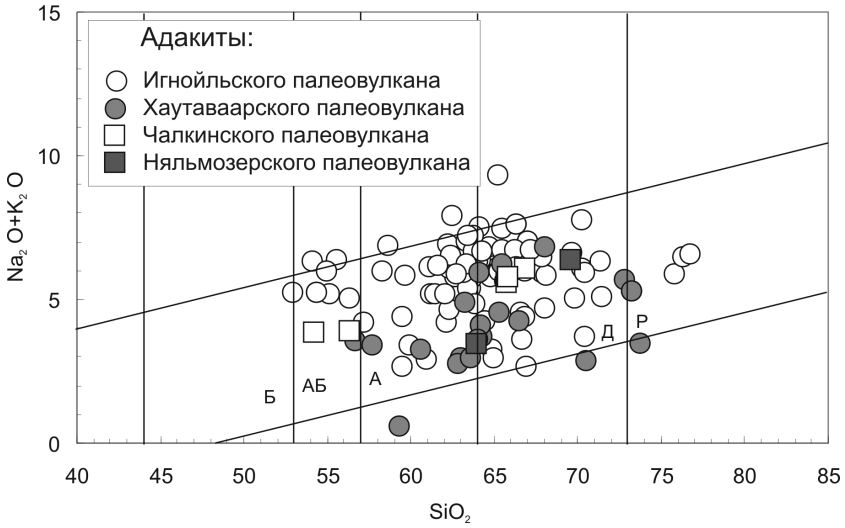


Рис. 47. **Бинарная диаграмма в координатах SiO_2-Na_2O+K_2O для древнейших адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса**

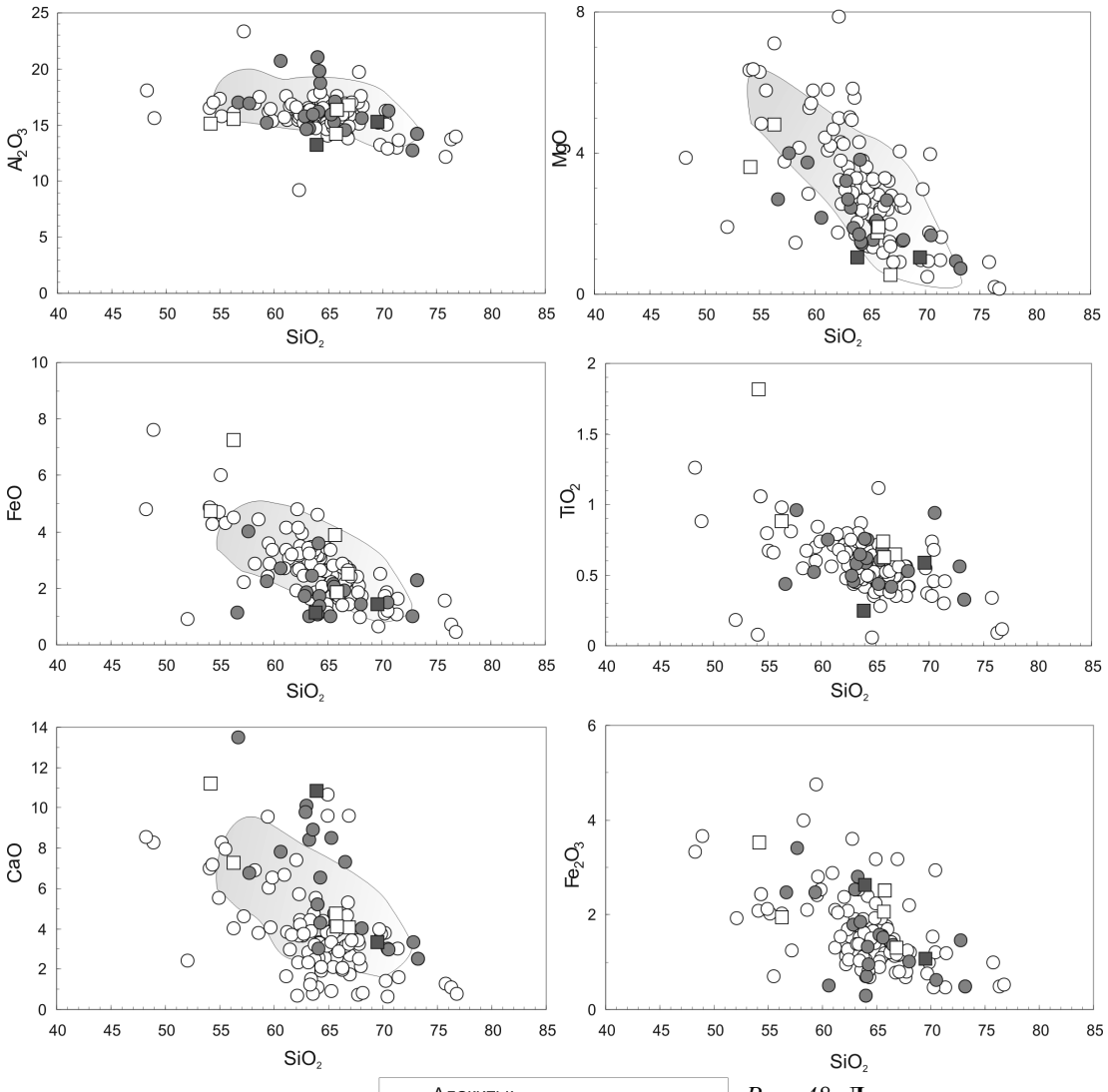


Рис. 48. **Диаграммы в координатах петрогенные элементы (Al_2O_3, MgO, FeO, Fe_2O_3, CaO, TiO_2 мас. %) – SiO_2 для древнейших адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Поле – типовые составы фанерозойских адакитов мира по работе** *(Xion et al., 2003)*

4.2.1. Петрогенные элементы

Содержание SiO_2 в лавовой и дайковой фазах мезоархейских адакитов Центральной Карелии варьирует в широких пределах от 53 до 76 мас. % (от 54,35 до 76,75 мас. % Игнойльский палеовулкан; от 56,68 до 73,20 мас. % Хаутаваарский палеовулкан от 54,14 до 66,84 мас. % Чалкинский палеовулкан: от 60,64 до 69,52 мас. % Няльмозерский палеовулкан).

Максимальная дифференциация серии (от андезибазальтов до риолитов) проявлена в Игнойльской и Хаутаваарской структурах, что видно на диаграммах SiO_2-петрогенные элементы (рис. 48), при этом фигуративные точки архейских адакитов Центральной Карелии перекрывают область фанерозойских аналогов, образуя близкие эволюционные тренды.

Для Игнойльской структуры имеется достаточный объем геохимических анализов всех основных породных литотипов, что позволяет провести их статистический анализ (табл. 15).

Таблица 15. **Статистическая характеристика адакитовой ассоциации Игнойльской структуры**

Породы	Лавы				Породы «Центрального некка»			
Окисел	SiO_2	MgO	Na_2O	Ka_2O/Na_2O	SiO_2	MgO	Na_2O	Ka_2O/Na_2O
Среднее значение	62,61	3,56	4,35	0,38	66,31	2,76	4,70	0,30
Стандартная ошибка	0,760	0,322	0,225	0,036	0,882	0,310	0,221	0,022
Медиана	64,14	3,29	4,54	0,40	65,50	2,55	4,94	0,307
Стандартное отклонение	3,13	1,32	0,93	0,15	4,66	1,68	1,16	0,13
Дисперсия выборки	9,83	1,76	0,88	0,02	21,78	2,83	1,35	0,01
Минимум	54,35	1,47	1,72	0,03	55,14	0,15	0,65	0,04
Максимум	65,94	6,39	5.86	0,56	76,75	7,86	6,1	0,65
Количество проб	17	17	17	17	28	28	28	28

	Агломератовые туфы				Псаммитовые туфы			
Окисел	SiO_2	MgO	Na_2O	Ka_2O/Na_2O	SiO_2	MgO	Na_2O	Ka_2O/Na_2O
Среднее значение	62,36	3,46	4,03	0,34	64,33	2,94	3,83	0,44
Стандартная ошибка	0,879	0,327	0,291	0,041	0,955	0,299	0,228	0,046
Медиана	63,40	3,19	4,26	0,32	66,09	2,58	4,00	0,37
Стандартное отклонение	4,73	1,73	1,59	0,19	5,40	1,69	1,29	0,24
Дисперсия выборки	22,40	3,02	2,55	0,03	29,19	2,87	1,67	0,05
Минимум	52,06	0,96	0,58	0,04	48,26	0,92	1,32	0,01
Максимум	70,4	7,11	6,34	0,75	71,44	8,4	6,96	0,96
Количество проб	29	29	29	29	32	32	32	32

Основываясь на его результатах, можно сказать, что адакиты Игнойльской структуры принадлежат к высококремнистому (HSA) типу. Они характеризуются следующими средними содержанием SiO_2: в лавовой фации – 62,61 ± 3,13 мас. %, в субвулканитах – 66,31 ± 4,66 мас. %, агломератовых туфах адакитов – 62,36 ± 4,74 мас. % и псаммитовых туфах – 64,33 ± 5,40 мас. %.

К HSA-типу также может быть отнесена большая часть породных литотипов Хаутаваарского и Чалкинского палеовулканического центров.

В Няльмозерской структуре, в сохранившемся реликте разреза древнего островодужного комплекса адакиты формируют лишь несколько лавовых потоков и дайковых тел. При этом они характеризуются стандартными для адакитов концентрациями SiO_2 на уровне 63–69 мас. %, несколько проб из лав по распределению малых элементов также близки адакитам, но отличается крайне низким содержанием SiO_2 на уровне 48–54 мас. %. Проявление адакитов (отвечающих андезибазальтам) является довольно редким явлением. Близкого состава вулканиты описаны в Курило-Камчатской островодужной системе, в области центрального сегмента (вулкан Шевелуч) *(база данных «GEOROC»)*.

Геохимически адакиты Няльмозерской палеопостройки могут быть отнесены к высококремнистому типу (HSA), с единичными проявлениями низко-кремнистых (LSA) разностей.

Таким образом, основываясь на кремнекислотности мезоархейской адакитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, можно сделать вывод о доминировании среди серии высоко-кремнистых разновидностей с подчиненным количеством низко-кремнистых литотипов.

В классификационном плане, для выделения адакитового комплекса важным параметром является концентрация щелочей (рис. 49, 50) и их соотношение, что позволяет отделить адакиты, формирующиеся в субдукционных системах, от адакитов континентального типа (с-тип).

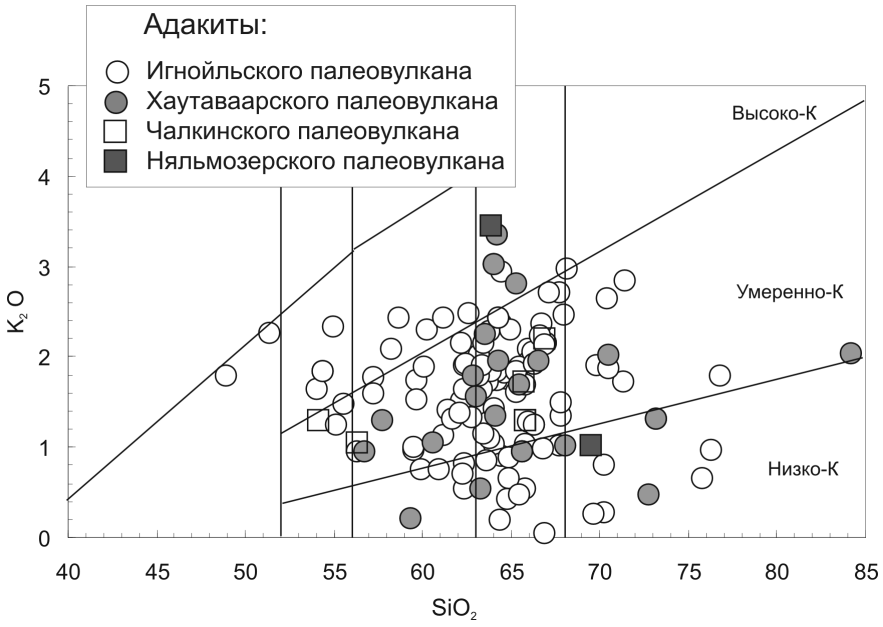


Рис. 49. **Бинарная диаграмма в координатах SiO_2 - K_2O для древнейших адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса**

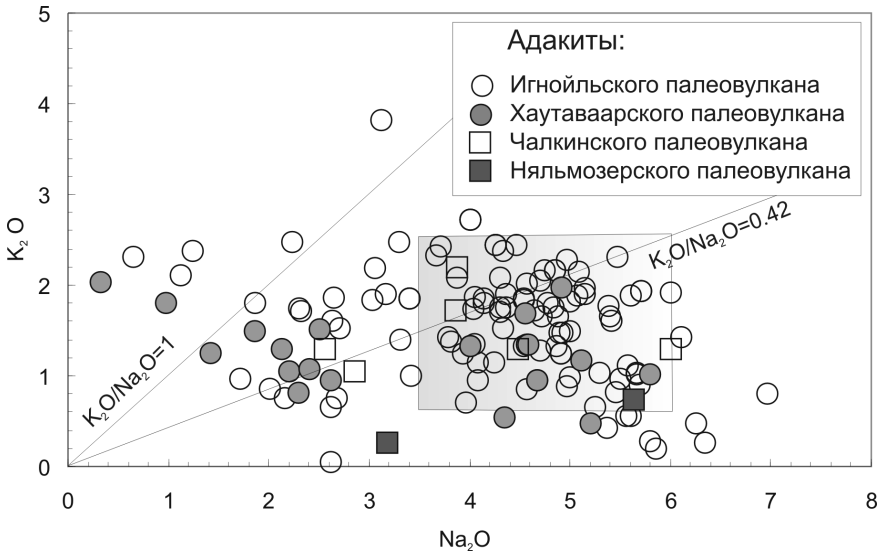


Рис. 50. **Бинарная диаграмма в координатах Na_2O-K_2O для древнейших адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Линия проведена по отношению K_2O/Na_2O = 1. Типичные фанерозойские адакиты имеют отношения K_2O/Na_2O ~ 0,42 (HSA- и LSA-типы), K_2O/Na_2O ~ 1 у адакитов С-типа. Выделенная область – состав адакитов южной вулканической зоны Анд** *(база данных «GEOROC»)*

Типичные фанерозойские адакиты конвергентных обстановок характеризуются высокой концентрацией Na_2O (3,5 мас. % ≤ Na_2O ≤ 7,5 мас. %), которая коррелирует с низким K_2O/Na_2O отношением (~0,42), в то время как в адакитах С-типа отношение K_2O/Na_2O близко к 1, что связано с высоким первичным содержанием K_2O (на уровне 4–5 мас. %) (рис. 50).

Нами установлено, что для вулканитов Игнойльской структуры средние содержания Na_2O составляют: в лавовой фации – 4,35 ± 0,93 мас. %, в субвулканитах – 4,70 ± 1,16 мас. %, агломератовых туфах адакитов – 4,03 ± 1,59 мас. % и псаммитовых туфах – 3,83 ± 1,29 мас. %. В адакитах Хаутаваарской постройки вариации содержания Na_2O изменяются от аномально низких значений 0,3–0,7 мас. % до 5,8 мас. %, в Чалкинской структуре – 2,5–4,5 мас. %, в Няльмозерской – 3,1–5,6 мас. %. Данные значения или близки, или ненамного ниже, чем в современных адакитах HSA-типа (рис. 50).

На наш взгляд, аномально низкие концентрации Na_2O в Хаутаваарской палеовулканической постройке могут быть связаны с метаморфическим преобразованием пород и частичным перераспределением щелочей в зонах максимально проявленных метоморфических и метасоматических воздействий.

Содержание K_2O в лавах и туфах варьирует от 0,2 до 2,4 мас. %, редко встречаются аномальные значения до 4,2 мас. % на участках сильной вторичной переработки, что позволяет в целом отнести адакиты к низкокалиевым разновидностям *(Магматические.., 1980; Иванов, 1990).*

Вариации K_2O/Na_2O отношения в мезоархейских адакитах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса находятся в интервале 0,3–0,6 (в случае отдельных проб, обедненных Na_2O, K_2O/Na_2O отношение может достигать аномальных величин 4–6).

Важной характеристикой адакитовых расплавов является содержание в них MgO и общая магнезиальность пород (Mg#). Для адакитов HSA- и LSA-типов граничным содержанием MgO является величина в 4 мас. % (в HSA MgO < 4 мас. %; в LSA 4 < MgO < 9 мас. %) (табл. 1), что позволят проводить деление адакитов на две группы (рис. 51).

Полученные нами геохимические характеристики показали, что среди мезоархейских адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса присутствуют как низкомагнезиальные, так и высокомагнезиальные разности. Для вулканитов Игнойльского палеовулканического центра средние содержания MgO составляют: в лавовой фации – 3,56 ± 1,32 мас. %, в субвулканитах – 2,76 ± 1,68 мас. %, агломератовых туфах адакитов – 3,46 ± 1,73 мас. % и псаммитовых туфах – 2,94 ± 1,69 мас. %. В адакитах Хаутаваарской, Няльмозерской и Чалкинской структур интервал концентраций MgO варьирует в пределах от 0,55 до 5,77 мас. %, наибольшим распространением пользуются породы с содержаниями от 1 до 4 мас. %.

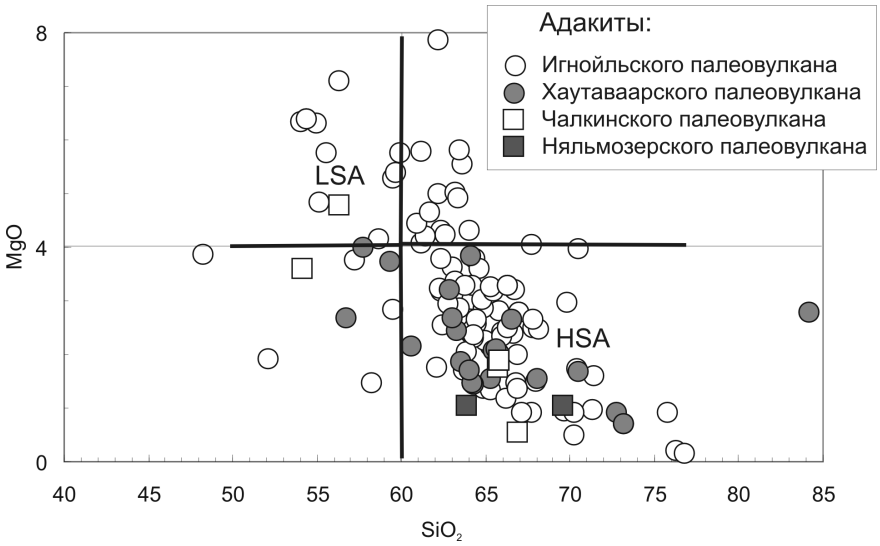


Рис. 51. **Бинарная диаграмма в координатах SiO_2-MgO для древнейших адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. LSA-поле низкокремнистых, высокомагнезиальных адакитов; HSA-поле высококремнистых, низкомагнезиальных адакитов**

Рассчитанные значения Mg# [Mg# = $(MgO/MgO_{MW})/((FeO^*/FeO_{MW}) + (MgO/MgO_{MW}))$] показали, что для адакитов Центральной Карелии типичными являются значения на уровне 45–67 (единично встречаются аномально низкие – 35), что контрастирует с рассчитанными величинами для сосуществующей с адакитами БАДР-серии, в которой Mg# – 32–48.

Вводимое ранее в классификационные требования адакитовой серии в качестве необходимого условия значение суммарных концентраций $Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2 \geq 7$ мас. % *(Kay, 1978)* в настоящее время мало используется. Адакиты показывают значительные вариации данного отношения в зависимости от того, к какому типу они принадлежат – высококремнистому или низкокремнистому (коррелирует с концентрацией MgO в породе). В мезоархейских адакитах Центральной Карелии вариации отношения составляют от 3,5 до 8,5, преобладают значения от 5 до 8, что близко к фанерозойским аналогам.

4.2.2. Редкие и редкоземельные элементы

Переходя к обсуждению характеристики древнейших адакитов Фенноскандинавского щита по содержанию редких и редкоземельных элементов, следует начать с крупноионных литофильных элементов (Sr, Ba, U, Th и др.), повышенные концентрации которых являются универсальным геохимическим маркером существования субдукционных обстановок.

Высокие содержания Sr в адакитах являются типичным признаком данной серии. В классификационных требованиях отмечается, что содержание Sr в адакитах чаще всего превышает 400 ppm и может достигать максимальных значений на уровне 3000 ppm *(Martin et al., 2005)*.

Рассматриваемые нами адакиты Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в целом характеризуются значительными вариациями содержания Sr от 260 до 800 ppm, при этом наиболее распространены породы с концентрациями Sr > 320 ppm.

Средние значения содержаний Sr в адакитах Игнойльской структуры составляют в породах Центрального некка 468 ± 156 ppm; в окружающих некк лавах и агломератовых туфах – 496 ± 89 ppm, в Хаутаваарской структуре 364 ± 132 ppm, в Чалкинской – 486 ± 61 ppm, в Няльмозерской – 842 ± 5 ppm, что хорошо соответствует классификационным требованиям, предъявляемым к адакитовой серии (рис. 52).

Для фанерозойских аналогов уровень содержания Sr чаще всего более значительный, может превышать значения 600–700 ppm, так адакиты Северной вулканической зоны Анд характеризуются концентрациями Sr от 540 до 800 ppm *(база данных «GEOROC»),* и в отдельных случаях достигают 2000 ppm *(Defant, Drummond, 1990),* однако встречаются и исключения, так адакиты полуострова Тайтао содержат Sr < 280 ppm *(Martin, 1999)*.

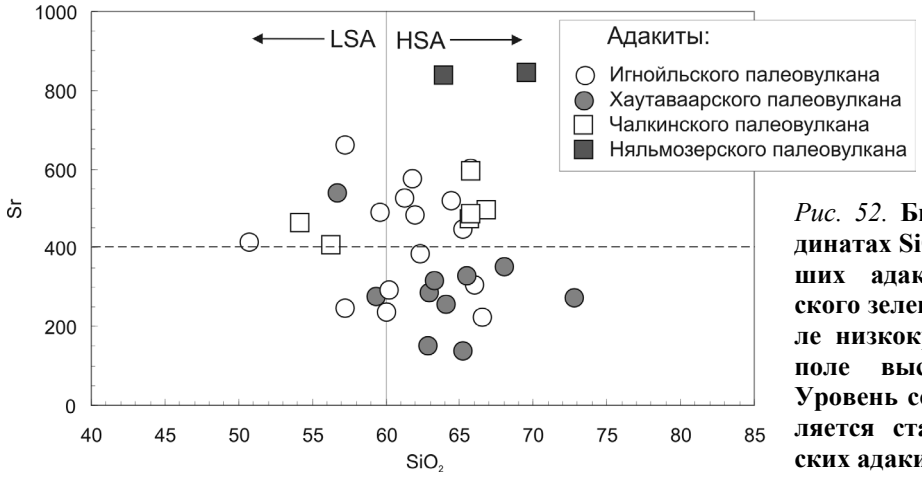


Рис. 52. **Бинарная диаграмма в координатах SiO_2-Sr (ICP-MS) для древнейших адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. LSA-поле низкокремнистых адакитов; HSA-поле высококремнистых адакитов. Уровень содержания Sr > 400 ppm является стандартным для фанерозойских адакитов**

Вместе с тем во всех архейских адакитах средние концентрации Sr несколько ниже чем в фанерозойских аналогах, так в адакитах кратона Дхарвар (зеленокаменный пояс Рамагири-Хунгунд и Куштаги-Хунгунг) содержание Sr варьирует от 178 до 334 ppm; в адакитах из провинции Супериор (зеленокаменный пояс Вабигун, ансамбль Киватин) составляют 213–500 ppm, и 290–1000 ppm в зеленокаменном поясе Вава *(база данных «GEOROC»),* что соответствует содержаниям Sr наблюдаемым в мезоархейских адакитах Карельского кратона.

Важнейшим классификационным признаком для выделения адакитовой серии является высокое Sr/Y отношение, особенно при корреляции их с абсолютными содержаниями Y, что позволило предложить классификационную диаграмму (рис. 53) в координатах Sr/Y-Y для разделения типичных островодужных серий известково-щелочного ряда и адакитов *(Defant, Drummond, 1990),* имеющих различную направленность трендов фракционирования.

Величина Sr/Y отношения в мезоархейских адакитах Центральной Карелии варьирует на уровне от 20 до 123 (Sr/Y = 27–57, Y < 18 ppm Игнойльская; Sr/Y = 12–36, Y < 26 ppm Хаутаваарская; Sr/Y = 24–52, Y < 16 ppm Чалкинская; Sr/Y = 65–123, Y < 13 ppm Няльмозерская структуры). На диаграмме Sr/Y–Y (рис. 53) фигуративные точки мезоархейских адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса ложатся возле области эталонных фанерозойских адакитов Эквадора (вулкан Пичинча) *(Bourdon et al., 2003)*.

Кроме Sr, для адакитов также характерны повышенные концентрации Ba (Игнойльская постройка 496 ± 219 ppm; Хаутаваарская Ba 385 ± 207 ppm; Чалкинская – 469 ± 115 ppm; Няльмозерская – 604 ± 260 ppm), Zr (Игнойльская постройка 145 ± 19 ppm; Хаутаваарская 132 ± 19 ppm; Чалкинская – 193 ± 29 ppm; Няльмозерская – 114 ± 38 ppm) и U (Игнойльская постройка 1,70 ± 0,62 ppm; Хаутаваарская 1,17 ± 0,25 ppm; Чалкинская – 1,69 ± 0,75 ppm; Няльмозерская – 1,23 ± 0,23 ppm).

Вариация характеристических отношений Zr/Y в древнейших адакитах Карельского кратона в среднем составляет 8,0–24,5 (доминируют значения > 11), что существенно отличает адакитовую серию от сосуществующих с ней БАДР, толеитовой и байяитовой.

Следующим не менее важным геохимическим маркером субдукционных обстановок является обеднение пород высокозарядными некогерентными элементами, такими как Nb, Ta и в меньшей степени Ti, относительно концентраций крупноионных элементов *(Щипанский, 2008)*. Чаще всего анализ поведения данных компонентов проводится на спайдерграммах, где по присутствию характерных минимумов можно предполагать связь генезиса изучаемых породных литотипов с субдукционными системами.

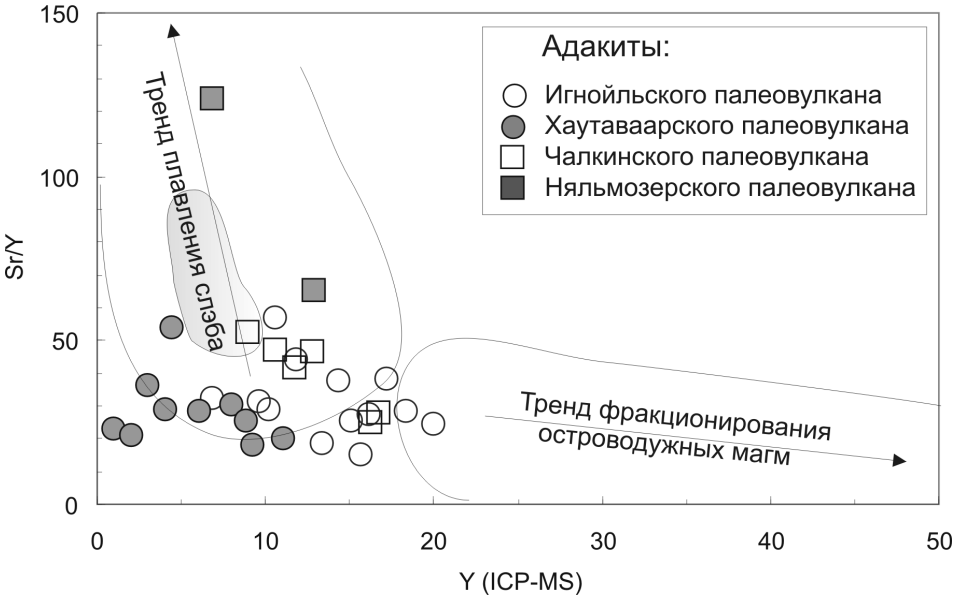


Рис. 53. **Диаграмма в координатах Sr/Y-Yr (ICP-MS) для древнейших адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Поля для разделения андезитов известково-щелочного типа (БАДР- и АДР-серий островных дуг) от адакитов построены по** *(Defant, Drummond, 1990)***. Серая область – составы адакитов вулкана Пичинча, Северный Эквадор** *(Bourdon et al., 2003)*

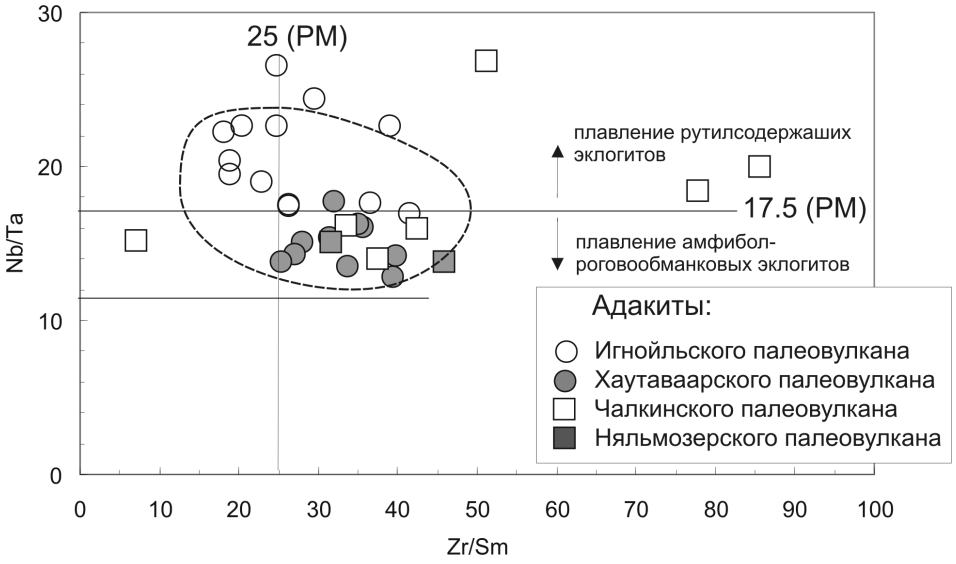


Рис. 54. **Диаграмма в координатах Zr/Sm–Nb/Ta (ICP-MS) для древнейших адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Величины отношений приведены по работам** *(Тейлор, МакЛеннан, 1988*; *Condie, 2005).* **Пунктирное поле соответствует средним составам фанерозойских адакитов; поля протолитов показаны по работе** *(Condie, 2005)*

Одним из универсальных для петролого-геодинамического анализа является отношение Nb и Ta-элементов «геохимических близнецов», ведущих себя синхронно в магмагматических процессах. Т. Гриин предложил детально анализировать Nb/Ta-отношение как один из важнейших индикаторов геодинамических процессов при корово-мантийном взаимодействии. *(Condie, 2005).*

Величина отношения Nb/Ta в примитивной мантии составляет 17,5 ± 2,0, что также близко базальтам MORB, для континентальной коры значения ниже, и равны – 11 *(Тейлор, МакЛеннан, 1988)*, таким образом, смещение значений в одну или другую сторону позволяет судить о взаимодействии мантийно-коровой системы. Nb/Ta-отношение в адакитах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса изменяется в следующих пределах: Игнойльская постройка – 17–25; Хаутаваарская – 13–18; Чалкинская – 14–26; Няльмозерская – 13–15. Данные параметры близки комплексу фанерозойских адакитов Андийского вулканического пояса, в которых Nb/Ta-отношение варьирует от 10 до 22. При этом сопоставление вариаций Nb/Ta и Zr/Sm-отношения в адакитах (рис. 54) позволяет оценить состав вещества протолита адакитовых расплавов *(Condie, 2005).*

В качестве дополнительной важной характеристики адакитового ансамбля можно использовать соотношение $Th_{pm} – U_{pm} – Nb_{pm} – La_{pm} – Hf_{pm}$ системы, которое для изучаемых адакитов описывается неравенством $Th_{pm} \geq U_{pm} > Nb_{pm} < La_{pm} > Hf_{pm}$.

Характеризуя распределение РЗЭ в адакитах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (рис. 55–56), следует отметить, что оно сильно фракционированное ($(La/Yb)_n$ > 8 и может достигать величин 20–32), при этом уровень содержания ТРЗЭ аномально низкий: Ho < 0,5, Er < 1,3, Tm < 0,2, Yb < 1,2, Lu < 0,16 ppm.

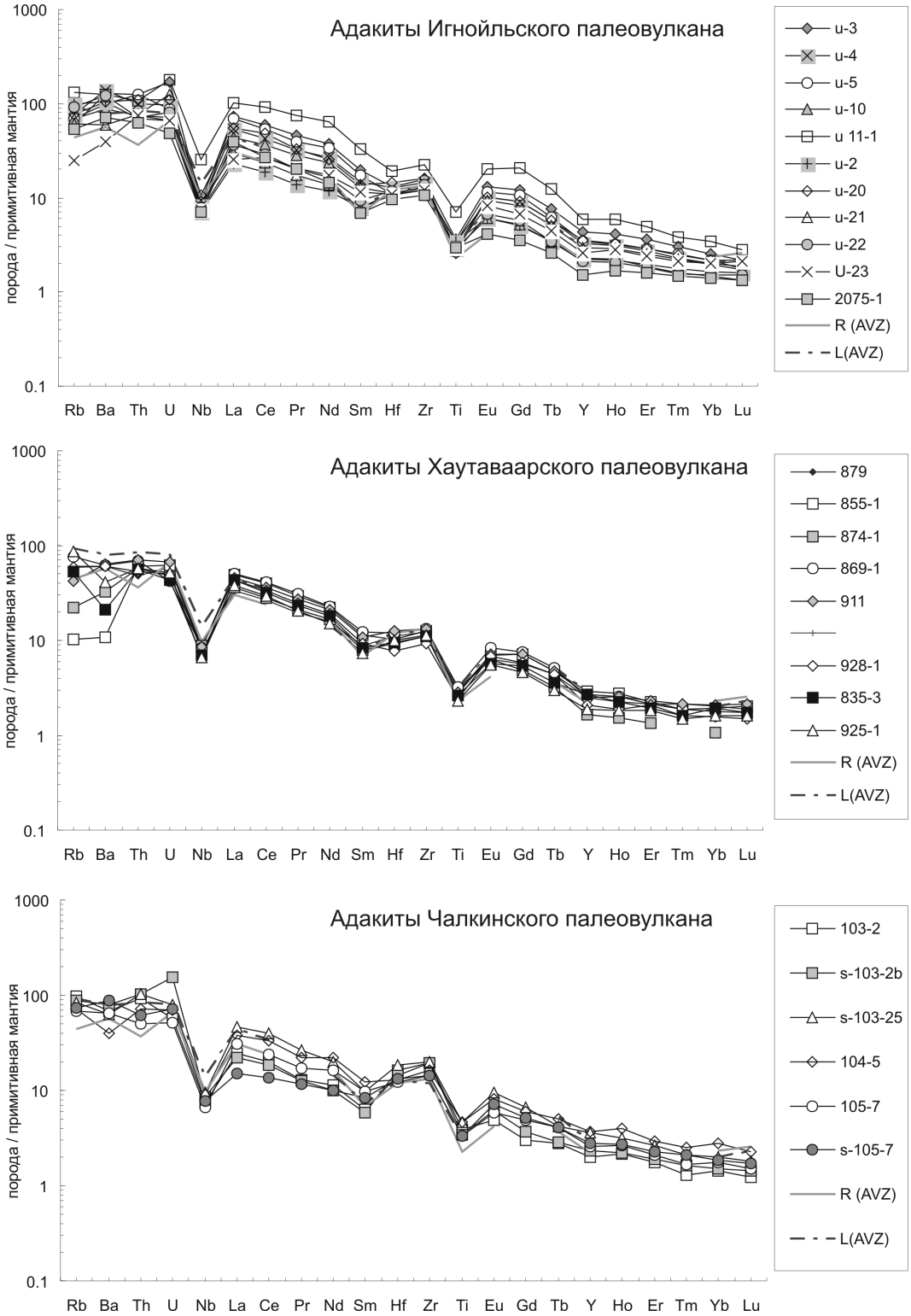


Рис. 55. **Распределение редких и редкоземельных элементов в древнейших адакитах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Нормировано по примитивной мантии** *(Sun, McDonough, 1989).* **Для сравнения приводятся типовые составы адакитов Анд, Южной вулканической зоны (AVZ), районов: R – Реклюс, L – Лаурато** *(Stern, Kilian, 1996)*

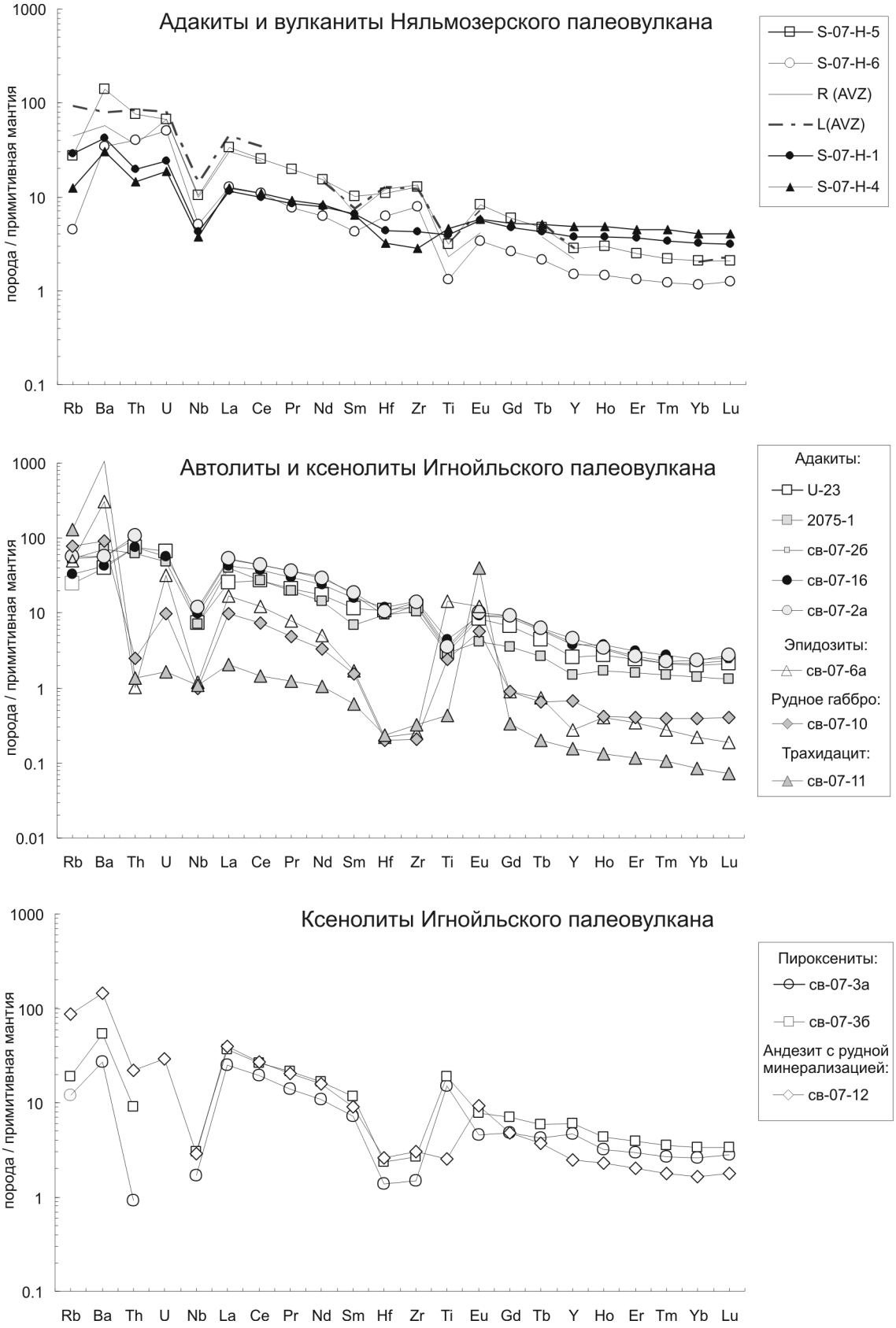


Рис. 56. **Распределение редких и редкоземельных элементов в древнейших адакитах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Нормировано по примитивной мантии** *(Sun, McDonough, 1989).* **Для сравнения приводятся типовые составы адакитов Анд, Южной вулканической зоны (AVZ), районов: R – Реклюс, L – Лаурато** *(Stern, Kilian, 1996)*

Спектры распределения РЗЭ в адакитах рассматриваемых палеопостроек (Игнойльской, Хаутаваарской, Чалкинской и Няльмозерской) топологически идентичны и характеризуются ярко выраженными отрицательными аномалиями по Nb, Ti, при этом во многом подобны РЗЭ спектрам фанерозойских адакитов южной вулканической зоны Анд (AVZ) районов Реклюс и Лаурато *(Stern, Kilian, 1996)*, а также идентичны адакитам северной вулканической зоны (NVZ) Анд. Сопоставляя уровень и характер спектров адакитов HSA- и LSA-типов с изучаемыми нами мезоархейскими адакитовыми сериями Центральной Карелии, можно заключить, что четкого деления на типы по характеру спектрам не происходит.

При этом адакитовая серия по содержанию РЗЭ четко отличается от прочих сосуществующих с ней андезитовых ансамблей БАДР, АДР, байяитовой, толеитового типов (будут рассмотрены в главе 6.3). Топология РЗЭ спектров андезитов и дацитов известково-щелочного ряда (БАДР-серия) контрастна адакитам, для БАДР вулканитов не характерно сильно проявленное деплетирование ТРЗЭ (содержания ТРЗЭ значительно выше, чем в адакитах: Ho > 0,7, Er > 1,4, Tm > 0,2, Yb > 1,3, Lu > 0,17 ppm) и наблюдается Eu-аномалия. Следует отдельно отметить, что в пределах Няльмозерской палеовулканической постройки адакиты ассоциируют с БАДР-комплексом, имеющим нетипичные спектры РЗЭ, с пониженными концентрациями Hf и Zr (рис. 56).

Ранее мы приводили описание ксенолитов, выявленных нами в Игнойльском субвулканическом некке, геохимическая характеристика распределения редких и редкоземельных элементов в ксенолитах позволила установить, что существует не менее 3 групп пород, представленных в них (рис. 56). Наиболее широко распространены ксенолиты и автолиты, имеющие адакитовую природу (отмечается полное подобие РЗЭ спектров адакитовым составам) и представляющие дифференциаты первичных выплавок (ксенолиты трахидацитов) или продукты фракционирования (андезиты с рудной минерализацией).

Отдельными топологическими группами выделяются: 1) эпидозиты, рудные и безрудные габброиды (их спектры характеризуются низким уровнем содержания ТРЗ, отрицательными аномалиями по Th, Nb, Hf и Zr и положительными по Eu, Ti) и 2) пироксениты, имеющие близкие спектры распределения, но более низкий уровень положительных аномалий по Ti и Eu (рис. 56). Данные ксенолиты имеют островодужные характеристики (что подчеркивается положительными аномалиями по U, отрицательными по Nb, Hf, Zr) и, возможно, характеризуют или реститы плавления, или кумулятивные фазы глубинного фракционирования.

Кроме непосредственно спектров распределения РЗЭ, для классификации адакитовой серии привлекается диаграмма в координатах Yb_n – $(La/Yb)_n$ (рис. 57), анализируя на ней распределение фигуративных точек мезоархейских адакитов Центральной Карелии, видно, что они ложатся в область классических адакитовых серий фанерозоя.

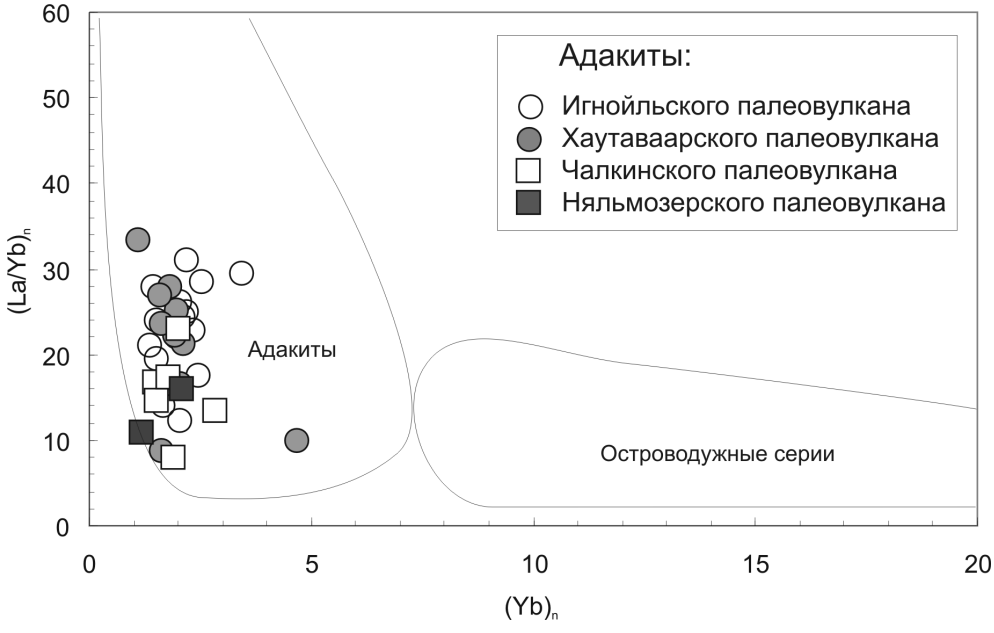


Рис. 57. **Диаграмма в координатах Yb_n - $(La/Yb)_n$ для древнейших адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Поля построены по данным изучения фанерозойских комплексов андезитового ряда: БАДР- и АДР-серий островных дуг и адакитов** *(Martin, 1999)*

4.2.3. Cr–Ni-систематика

Важность изучения данной системы в адакитах подчеркивается Х. Мартином *(Martin et al., 2005)*, в связи с тем, что Cr/Ni-отношение может использоваться для классификации адакитов при выделении двух их типов: высокремнистых (HSA) и низкокремнистых (LSA), в первых отношение варьирует на уровне 0,5–4,5, во вторых 1–2,5. Для древнейших адакитов Карельского кратона вариация Cr/Ni-отношения существенно меняется, так, например, в дайках адакитов из Чалкинской структуры эти величины варьируют от 2 до 8, в Игнойльской структуре от 1,4 до 3,8, в Няльмозерской – 2,2–2,9, в Хаутаваарской – 1,1–3,7, при этом доминируют значения от 1,1 до 3, что затрудняет классификацию серии по данному параметру.

На наш взгляд, целесообразно также охарактеризовать и общий уровень концентраций Cr и Ni в типичных фанерозойских и древнейших адакитовых комплексах.

Как уже отмечалось ранее, для фанерозойских вулканитов адакитовой серии уровень концентрации Cr и Ni в среднем составляет 24 и 36 ppm соответственно *(Rollinson, Martin, 2005)*, причем данные величины заложены в классификационные требования. Классические адакитовые ансамбли острова Адак (Алеутская островодужная система энсиматического типа) показывают больший разброс значений – 12–150 ppm по Ni и 9–110 ppm по Cr *(Myers, Frost, 1994*), такая же тенденция отмечается и в адакитах вулкана Пичинча (Эквадор, активная континентальная окраина), где вариации находятся на уровне Ni – 25–30 ppm, Cr – 50–80 ppm *(Bourdon et al., 2003)*.

Вместе с тем, анализируя вариации Cr и Ni в адакитах Андийской вулканической зоны, рассматривая ее северный и южный сегменты *(по базе данных «GEOROC»),* видно, что наибольшим распространением пользуются вулканиты с содержанием Ni в интервале 2–10 ppm, Cr – 4–20 ppm. Однако отдельными авторами, например М. С. Кей с коллегами *(Kay et al., 1993),* при описании неогенового адакитового ансамбля (вулкан Cerro Pampa) в южных Андах, Патагония (субдукционная система в области Чилийского тройного сочленения), подчеркивается, что в контрасте от большинства адакитов северного и южного вулканического сегментов, они характеризуются аномально высокими концентрациями Cr (> 80 ppm) и Ni (> 40 ppm). Также возрастающие концентрации этих компонентов наблюдаются в адакитах энсиматической дуги Лузон, о. Минданао (Филиппины) – Ni – 10–150 ppm и Cr – 30–160 ppm (с максимальными концентрациями до 230 ppm).

Рассматривая Cr–Ni-систематику мезоархейских адакитов Карельского кратона, можно констатировать, что ассоциация Хаутаваарского палеовулкана характеризуется содержаниями Ni от 16 до 35 ppm (единичная максимальная концентрация составляет 80 ppm) и Cr от 35 до 102 ppm, что ниже, чем в прочих мезоархейских адакитовых комплексах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Максимальные (во многом аномальные по сравнению с прочими структурами) содержания Ni и Cr являются характерными для адакитов Игнойльской структуры (Ni – 50–240 ppm; Cr – 106–560 ppm), несколько повышенные содержания типичны для Чалкинской (Ni – 23–122 ppm; Cr – 78–300 ppm), Няльмозерской (Ni – 52–70 ppm; Cr – 78–134 ppm) структур.

Таким образом, мезоархейские адакитовые ансамбли Карельского кратона показывают значительное превышение уровня содержания Ni и Cr, в отличие от фанерозойских адакитов, что, в принципе, согласуется со значениями, полученными для адакитов неоархейского возраста (2,7 млрд лет) в пределах зеленокаменного пояса Вава, кратон Супериор, Канада *(Polat, Kerrich, 2006)*, в них наблюдаются вариации содержаний на уровне: Ni (3–88 ppm), Cr (8–260 ppm).

Аномально высокие концентрации Ni и Cr в адакитах Игнойльской структуры (рис. 58) могут отражать процесс смешения адакитовых расплавов с веществом мантийного клина, что приводит к формированию переходных магм со смешанными характеристиками, низко кремнистых, высокомагнезиальных расплавов, транзитных между адакитами и байяитами. Данный вывод подтверждается сопоставлением концентрации Cr и Ni в мезоархейских адакитах, и сосуществующих с ними сериях (БАДР, толеитовой, байяитовой) (табл. 17).

Очевидно, что адакиты чаще всего имеют наименьшие (за исключением Игнойльских адакитов) концентрации этих элементов, максимальные же связаны с андезитами толеитовой (Ni – 100–300 ppm; Cr – 270–800 ppm) и байяитовой (Ni – 150–650 ppm; Cr – 225–620 ppm) серий, формирующихся при непосредственном плавлении мантийного пиролита.

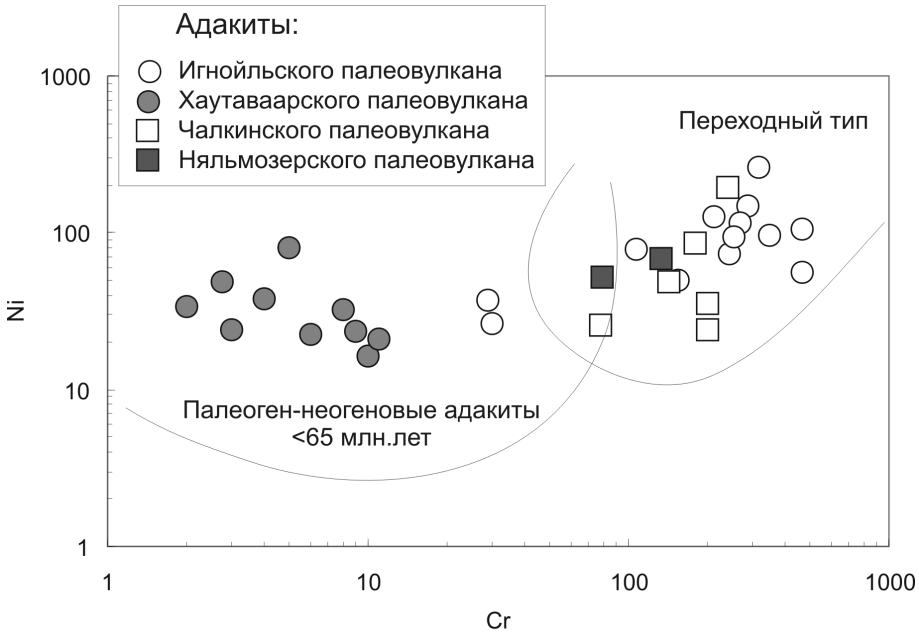


Рис. 58. **Диаграмма в координатах Cr–Ni для древнейших адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Поля современных адакитов и адакитов переходного типа приведены по работе** *(Naqvi, Prathap, 2007)*

Таким образом, в мезоархейских адакитах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса отмечаются повышенные содержания Ni и Cr (при значении Cr/Ni отношение от 1,1 до 8), что ближе к модели формирования расплавов при плавлении эклогитов или амфиболитов, пород погружающегося мантийного слэба, причем в данном случае возможно ожидать изменение Cr/Ni-отношения в ходе фракционирования расплава, что может обьяснять наблюдаемые вариации *(Martin et al., 2005)*. Аномально высокие содержания этих элементов в адакитах Игнойльской палеопостройки могут отражать процесс гибридизации первичных адакитовых магм байяитовыми или толеитовыми выплавками.

4.2.4. Изотопная характеристика адакитов

Изучение Sm-Nd-систематики показало, что первичные отношения ε_{Nd} для адакитовой серии Игнойльской палеовулканической постройки варьируют от +0,7 до +2,3, модельные возраста (по модели De Paolo *(DePaolo et al., 1991)* от 2956 до 3092 млн лет (табл. 16). Для близлежащего Чалкинского палеовулкана ε_{Nd} для адакитов изменяется от +0,8 до +2,0, при модельных возрастах – от 2979 до 3071 млн лет. Используя ранее полученные изотопные данные, были рассчитаны Sm-Nd эрахроны – 3014 ± 130 млн лет (ε_{Nd} = +1,1 MSWD = 27, n = 15) для адакитов Игнойлы и 2990 ± 140 млн лет (ε_{Nd} = +1,4 MSWD = 2,1, n = 6) для адакитов Чалки.

Таблица 16. **Sm-Nd данные (по породе в целом) для древнейшей адакитовой серии Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Чалкинская и Игнойльская палеовулканические постройки)**

Проба	Порода	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	T_{DM}
Чалкинская структура							
S–103–25	Д	4,15	28,32	0,0885	0,510599	2,0	2979
S–103–2b	Д	2,47	13,90	0,1074	0,510909	0,8	3071
S–103–2	Д	2,30	6,574	0,2115	0,512999	1,4	–
S–111–11	Д	13,7	70,66	0,1169	0,511109	1,0	3058
104–5	ЛТ	5,03	23,20	0,1311	0,511447	2,1	2959
105–7	Д	3,96	18,59	0,1286	0,511358	1,3	3036
Игнойльская структура							
U–20	СВШ	6,36	35,70	0,1077	0,510919	0,8	3065
U–21	СВШ	3,36	18,72	0,1083	0,511004	2,3	2956
U–3	ЛБ	8,93	49,04	0,1101	0,511021	1,9	2984
U–2	ЦАТ	3,46	16,81	0,1244	0,511241	0,7	3092

Примечание. $\varepsilon_{Nd}(T)$ рассчитан на 2995 млрд лет, T_{DM} – модель по De Paolo *(De Paolo et al., 1991)*. Сокращения: Д – дайка андезита, дацита, СВШ – субвулканический шток, ЛБ – лавобрекчия андезита, ЛТ – литокласт в агломератовом туфе, ЦАТ – цемент агломератового туфа.

Эрахроны для адакитовой серии Хаутаваарской мегаструктуры (адакиты всех палеовулканических построек) дают значение – 2976 ± 130 млн лет (ε_{Nd} = +1,2, MSWD = 15, n = 8), с использованием ранних данных – 3005 ± 96 млн лет (ε_{Nd} = +1,1 MSWD = 16, n = 18), что, в принципе, несмотря на большую погрешность, коррелирует с данными по U-Pb-системе.

К настоящему времени в пределах архейских зеленокаменных поясов адакиты выделены во многих объектах – в зеленокаменных поясах северной части кратона Сьюпириор (Канада), таких как Лумби Лейк, Ред Лейк с возрастом 2,9–3,0 млрд лет *(Hollings et al., 1999),* в восточной части кратона – в комплексе Ачуанипи *(Percival et al., 2003),* в поясе Бич-Учи с возрастом 2739 ± 2 млн лет *(Hollings, Kerrich, 2000; Polat, Kerrich, 2002)* и в верхней БАДР-ассоциации Каменноозерской структуры (Восточная Карелия) с возрастом 2875 ± 2 млн лет *(Puhtel et al., 1999; Щипанский, 2008)* и ряде других. На основе анализа литературных данных можно заключить, что адакиты Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса являются древнейшими в пределах Фенноскандинавского щита и одними из древнейших в мире и представляют реликт раннего островодужного комплекса.

4.3. Геохимическая характеристика сосуществующих с адакитами породных серий андезитового ряда

Как уже отмечалось нами ранее, в большинстве рассматриваемых мезоархейских структур Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (таких как Чалкинская, Няльмозерская) адакитовая ассоциация представляет собой фрагмент мультисериального островодужного ансамбля, сформированного вулканитами контрастных геохимических типов (БАДР-серией известково-щелочного ряда, толеитовой, высоко-Nb и другими). Причем в разрезах и обнажениях геохимически контрастные породные серии ведут себя конформно, часто формируя переслаивающиеся лавовые потоки, прослои туфового материала и рои даек мультисериального типа с единой зоной локализации.

Таблица 17. **Суммарная геохимическая характеристика вулканитов андезитового ряда в зеленокаменных структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса**

Параметр	Адакитовая серия	Nb-обогащенная ассоциация		Высоко-Nb базальты (HNB)	Толеитовая серия	«Коматиитовая» серия
		Байяиты (высоко-Mg андезиты)	БАДР-серия «нормального» ряда			
SiO_2	54–70/52–73	53–64	51–73/ 55–78	50–53	58–65/60–63	55–59
Mg#	35–67/40–60	52–58	32–48/33–62	45–48	35–53/60–63	50–54
Th	4–11/2–5	2–4	2–11/4–11	1–3	2–5/1–5	0,5–1,2
U	1,0–3,5/0,7–1,6	0,55–0,85	0,4–1,7/1,2–8,5	0,5–1,0	0,6–1,0/0,3–0,4	1,0–1,2
Nb	4–12/3–5	6–9	7–11/8–17	20–45	5–12/4–5	0,9–1,6
Hf	1,9–5,9/2,3–3,7	2,7–4,5	2,8–7,1/3,8–8,3	5,1–5,8	3,2–4,8/2,1–3,0	0,5–0,7
Zr	87–240/100–200	140–170	180–330/110–420	230–430	130–200/100–150	18–22
Cr	100–800/40–250	225–620	20–200/50–150	100–200	270–800/100–200	600–2400
Ni	25–250/12–150	150–650	12–140/2–40	30–80	100–300/28–45	30–70
La	8–70/12–16	9–22	10–26/10–53	28–52	2–7/2–4	1–2
Yb	0,5–1,6/0,5–0,8	2,1–4,5	2,0–3,6/2,0–4,0	4–6	1,7–3,0/1,6–1,8	1,0–1,4
U	1,0–3,5/0,7–1,6	0,55–0,85	0,4–1,7/1,2–8,5	0,5–1,0	0,6–1,0/0,3–0.4	1,0–1,2
Ga	18–25/17–27	14–16	17–27/14–22	19–30	15–24/15–19	9–11
Sc	6–22/6–14	20–37	13–32/3–20	20–40	17–27/22–26	43–53
Sr	250–840/120–327	140–320	140–890/16–250	250–360	230–400/15–100	45–65
Ba	280–980/200–490	160–280	312–580/100–1100	270–370	100–630/170–180	10–110
Zr/Y	8,0–24,5/12,2–23,0	3,5–5,9	5,4–8,8/5,1–17,2	4,8–5,6	5,0–7,5/5,0–8,2	1,3–1,6
$(La/Yb)_{pm}$	8,1–31,4/10,3–21,6	1,9–4,5	3,2–20,1/3,0–20,0	4,9–6,2	0,9–1,9/0,7–1,7	0,7–0,9
Nb/Ta	16–32/9–16	17–19	8–19/9–19	18–23	12–26/10–13	2,0–2,2
Δ Nb	–0,5–1,1/–0,7–1,2	–0,02–0,20	–0,2–0,4/ 0,3–0,6	+0,07– +0,10	–0,2–0,4/ 0,2–0,7	+0,2 – +0,4

Примечание. Значения приводятся в следущем формате «54–70»/«52–73», левая часть отношения («54–70») характеризует значения, полученные для древних островодужных комплексов с возрастом около 3 млрд лет; правая часть («52–73») отношения – значения для второго уровня ассоциаций с возрастом 2,85 млрд лет (приводится для сравнения по работе *(Светов, 2006)*.

Подобные геохимические особенности мезоархейских островодужных вулканитов могут являться надежным свидетельством процессов их синхронного формирования и излияния. В целях более полной характеристики всего древнейшего на Фенноскандинавском щите островодужного ансамбля, приведем дополнительно краткую типизацию основных, выделенных на настоящее время, магматических серий андезитового ряда, ассоциирующих с адакитами (обобщенная характеристика андезитовых серий Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса приводится в табл. 17, для сравнения в табл. 18 показана геохимическая типизация комплиментарных серий из архейского (2,7 млрд лет) зеленокаменного пояса Вава, Канада *(Polat, Kerrich, 2006)*.

Таблица 18. **Обобщенная геохимическая характеристика адакитов, высоко-MgO андезитов (HMA), Nb-обогащенных базальтов (NEB), базальтов, андезитов, дацитов и риолитов дифференцированной известково-щелочной БАДР-серии из архейского (2,7 млрд лет) зеленокаменного пояса Вава, Канада из работы** *(Polat, Kerrich, 2006)*

Параметр	Адакиты	Байяиты (HMA)	Nb-обогащенные базальты (NEB)	Базальты	Андезиты	Дацит-риолиты
SiO_2 (вес.%)	64–73	55–64	50–57	46–54	57–64	68–74
MgO	1,0–3,8	3,4–7,5	3,8–5,7	3,6–6,4	1,5–2,9	0,5–1,8
TiO_2	0,28–0,80	0,47–1,83	0,63–2,24	0,6–2,1	0,52–1,72	0,16–0,41
Al_2O_3	15–18	14–17	12,3–17,1	13–17,6	14–18	13–16
Ni(ppm)	3,0–88	21–229	8,5–90,1	27–72	4,0–81	2–33
Zr	91–204	81–221	110–278	62–138	99–165	75–153
Nb	2,1–10,9	2,6–12,9	7,3–16,2	2,7–5,2	3,9–6,9	1,6–3,8
Th	0,72–9,9	1,08–6,90	1,42–3,83	0,56–3,51	1,0–4,6	0,7–3,3
La	8,2–51,5	9,6–61,6	11,9–37,2	6,7–24,6	8,3–44,6	5,0–25,0
Y	5,1–23,3	8,8–21,6	18,4–59,4	13,3–35,0	9,5–31,4	4,5–13,8
Yb	0,34–1,4	0,72–1,81	1,2–5,8	1,0–3,8	0,81–3,40	0,2–0,7
La/Sm_{cn}	2,6–4,2	2,34–3,83	1,42–2,79	1,37–2,93	1,54–3,92	2,2–5,2
La/Yb_{cn}	10,7–50,0	5,26–27,9	2,65–18,2	1,9–17,3	2,7–22,9	8,7–32,3
Gd/Yb_{cn}	1,8–5,3	1,50–4,87	1,25–4,05	1,28–3,07	1,14–3,32	1,8–3,3
Zr/Y	9,3–26,9	5,86–11,68	3,76–8,9	3,2–7,9	3,4–12,2	10,8–28,0
Ti/Zr	12,2–36,9	26–135	22,4–100	37–92	20–90	10,7–27,9
$A1_2O_3/TiO_2$	21–70	9,2–30,1	6,6-24,1	6,1–25,1	8,5–30,1	34–104
$(Zr/Sm)_{Pm}$	0,7–3,4	0,37–1,81	0,64–1,46	0,56–1,63	0,17–1,33	1,6–3,5
Nb/La_{Pm}	0,09–0,33	0,06–0,53	0,23–0,67	0,14–0,51	0,14–0,61	0,16–0,53
Th/La_{Pm}	0,81–2,96	0,51–1,77	0,54–1,43	0,59–1,1	0,63–1,0	0,89–1,88

Примечание. cn-хондрит нормализовано, Pm-нормировано по примитивной мантии.

.

4.3.1. Высоко-Nb базальты, андезибазальты, андезиты (HNB)

В настоящее время высоко-Nb базальты и андезибазальты выявлены среди субвулканических пород в пределах Остерской палеовулканической постройки (пробы 500–15а и 500–25) и не выявлены в прочих структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Серия выделяется по аномально высоким концентрациям Nb в породах андезитового ряда. Основываясь на классификационных требованиях, для высоко-Nb базальтов и андезитов (HNB-серия) уровень содержания Nb должен превышает 20 ppm (рис. 59), в отличие от Nb-обогащенных пород, в которых его концентрация находится в интервале 7–20 ppm *(Polat, Kerrich, 2001)*.

В целом данные значения существенно выше концентрации Nb в интраокеанических островодужных системах, где оно не превышает 2 ppm. Для HNB характерны содержания SiO_2 на уровне 50–57 мас. % и MgO = 3–6 мас. % (что дает повышенную магнезиальность породных литотипов Mg# 50–60 и более высокие чем в БАДР-сериях содержания TiO_2, Th, Zr).

Высоко-Nb базальты Остерской структуры характеризуются пониженными содержаниями SiO_2 = 50–53 мас. %, Mg# = 45–52 и высокими концентрациями Nb > 20 ppm (20–45 ppm), ЛРЗЭ – La (10–26 ppm), средним уровнем содержаний Cr (100–200 ppm), Ni (30–80 ppm), имеют отношениями Zr/Y – 4,8–5,6, $(La/Yb)_{pm}$ = 4,9–6,2, Nb/Ta = 18–23, соотношение $Th_{pm} – U_{pm} – Nb_{pm} – La_{pm} – Hf_{pm}$ системы описывается неравенством $Th_{pm} < U_{pm} < Nb_{pm} < La_{pm} > Hf_{pm}$, что существенно отличает топологию спектров спайдерграмм от прочих породных серий, в том числе адакитов (рис. 60).

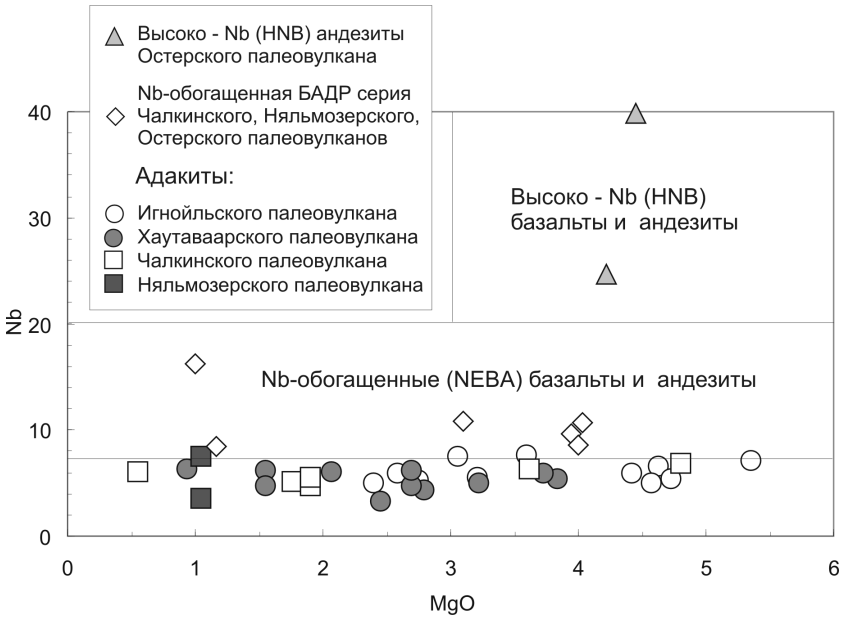


Рис. 59. **Диаграмма в координатах MgO-Nb для древнейшего островодужного комплекса Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Показано деление породных серий в зависимости от содержания Nb, поля проведены по классификационным требованиям из работы** *(Polat, Kerrich, 2001)*

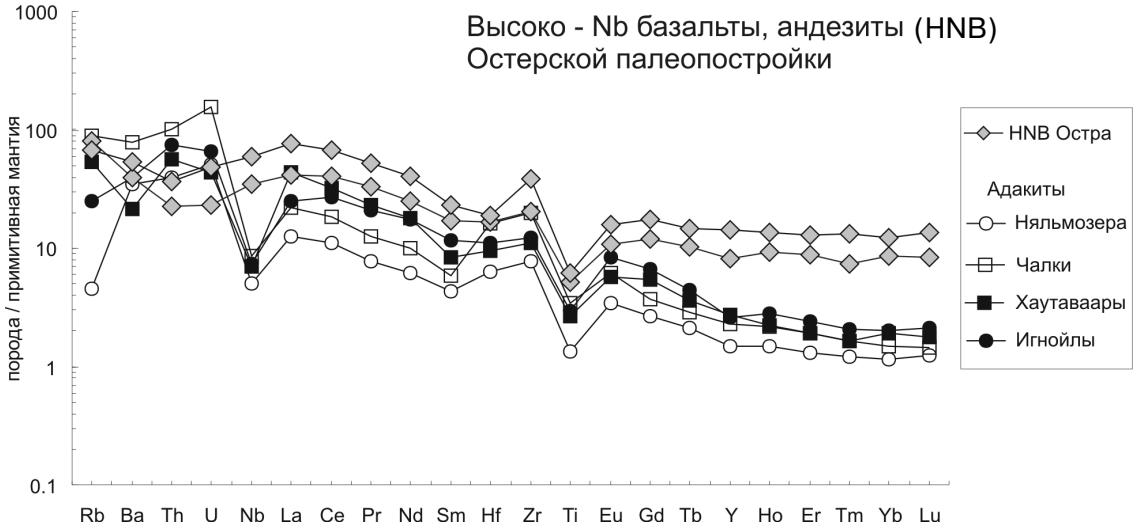


Рис. 60. **Распределение редких и редкоземельных элементов в HNB и древнейших адакитах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Нормировано по примитивной мантии** *(Sun, McDonough, 1989)*

4.3.2. Nb-обогащенная БАДР-серия («нормального ряда») (NEBA)

К данной серии нами отнесено большинство лав и туфов древней андезитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Чалкинская, Няльмозерская, Остерская палеовулканические постройки), т. е. те породные литотипы, которые ранее входили в дифференцированную БАДР-серию. По содержанию кремнезема и щелочей породные ансамбли принадлежат к андезибазальтам, андезитам, дацитам и реже, риодацитам с нормальной щелочностью. Соотношение щелочей K_2O/Na_2O в породах варьирует от 0,3 до 0,5, что позволяет говорить о явно выраженной Na специфике ассоциации. БАДР-серия имеет повышенные содержания Nb (7–11 ppm) (рис. 59), Al_2O_3 (до 16–18 мас. %), Cr (20–200 ppm), Ni (12–140 ppm) в первичных выплавках и обогащение Co, Zr, Y, Sr, Ba в поздних дифференциатах.

Андезитовые вулканиты характеризуются отношениями Zr/Y – 5,4–8,8, $(La/Yb)_{pm}$ = 8–19, Nb/Ta = 8–19, соотношение $Th_{pm} – U_{pm} – Nb_{pm} – La_{pm} – Hf_{pm}$ системы описывается неравенством $Th_{pm} > U_{pm} > Nb_{pm} < La_{pm} > Hf_{pm}$.

Для лав БАДР-серии Чалкинской, Хаутаваарской, Остерской и Няльмозерской структур зеленокаменного пояса типичными являются обогащенные легкими РЗЭ спектры, с выполаживанием в области тяжелых РЗЭ. В туфах сохраняется топологическое подобие спектров, при более высоких фоновых концентрациях РЗЭ, Eu аномалия в породах отсутствует или слабо проявлена (рис. 61).

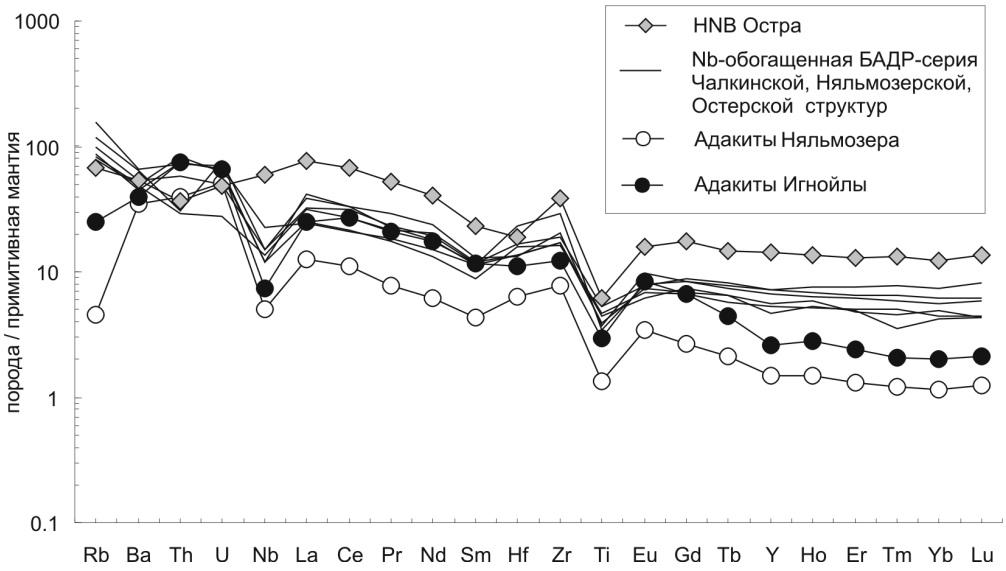


Рис. 61. **Распределение редких и редкоземельных элементов в Nb-обогащенной БАДР-серии древнейшего островодужного комплекса Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в сравнении с адакитами и HNB. Нормировано по примитивной мантии** *(Sun, McDonough, 1989)*

Изотопный состав Sm-Nd в БАДР-сериях Чалкинской и Остерской структур свидетельствует о значительном вкладе в состав их магматических источников более древнего корового материала.

Рассчитанные модельные возрасты андезитов и дацитов Чалкинской структуры по модели De Paolo *(De Paolo et al., 1991)* варьируют от 2890 до 3584 млн лет, для Остра – 3000–3380 млн лет, по модели Голдштейна и Якобсена *(Goldstein, Jacobsen, 1988)* более древние значения Остра – 3100–3500 млн лет *(Лобач-Жученко и др., 2000)*. $\varepsilon_{Nd\ (t)}$ для БАДР-серии Чалкинской структуры (T-2995 млн лет) изменяется от +1,5 до –2,3, для андезитов Остра (T = 3020 млн лет) – от +1,5 до –2,2 (единичная проба 1236/75 имеет ε_{Nd} +5,2 и самый молодой модельный возраст < 2850 млн лет).

Параметр **ΔNb** *(Fitton, 1999)* рассчитывается на основе существующей корреляции в содержании Nb, Y, Zr в породах по формуле: **ΔNb** = 1,74+log (Nb/Y) – 1,92log (Zr/Y).

4.3.3. Высоко-MgO-андезиты

Байяиты (высоко-MgO-андезибазальты, андезиты). Выделяются нами на основе фанерозойского эталонного типа – высокомагнезиальных андезитов района Байя, Мексика (*Calmus et al., 2003;Pallares et al., 2008)*. Данный породный тип характеризуется: SiO_2 = 50–58 мас. %, MgO от 4,9 до 10 мас. %, при магнезиальности Mg# = 52–67, отношением FeO*/MgO < 1, Rb/Sr < 0,01, высоким содержанием Sr (до 3000 ppm) и Ba (> 1000 ppm). Распределение РЗЭ в байяитах показано на рис. 62.

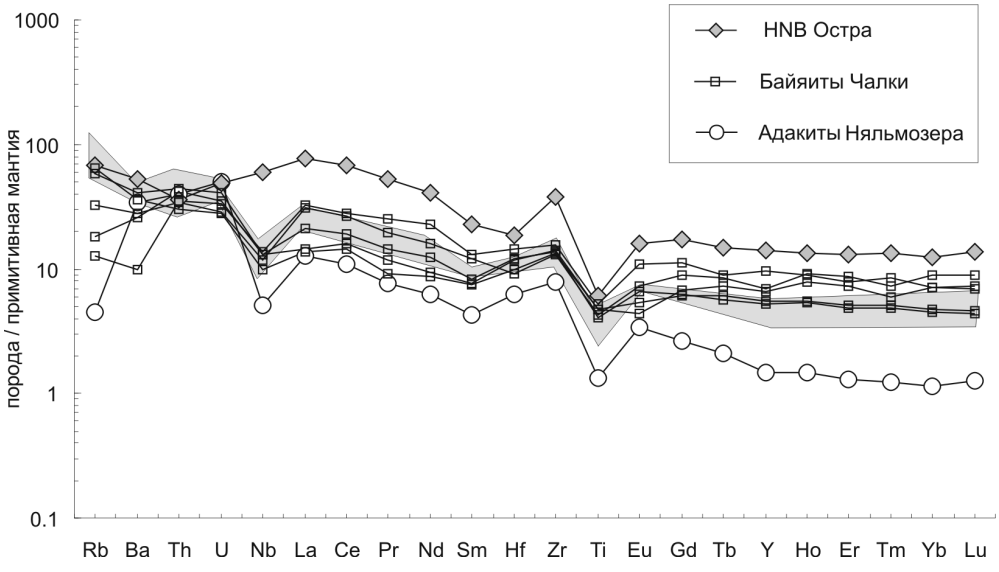


Рис. 62. **Распределение редких и редкоземельных элементов в байяитах (высоко-MgO-андезитах) древнейшего островодужного комплекса Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в сравнении с адакитами и HNB. Поле на диаграмме соответствует области Nb-обогащенной БАДР-серии (рис. 61). Нормировано по примитивной мантии** *(Sun, McDonough, 1989)*

Породы данного типа распространены достаточно широко в древнейшем островодужном комплексе Карельского кратона, они представлены лавовой и дайковой фациями в пределах Чалкинской структуры, выявлены в Няльмозерской и Хаутаваарской площадях.

Основное отличие от вулканитов прочих серий связано с их повышенной магнезиальностью (Mg# = 53–64, при содержании SiO_2 = 53–64 мас. %), высокими концентрациями Cr (220–620 ppm), Ni (150–650 ppm) при пониженных концентрациях Nb (6–9 ppm).

Вулканиты имеют отношения Zr/Y – 3,5–5,9, $(La/Yb)_{pm}$ = 1,9–4,5, Nb/Ta = 17–19, соотношение $Th_{pm} – U_{pm} – Nb_{pm} – La_{pm} – Hf_{pm}$ системы соответствует следующему соотношению $Th_{pm} > U_{pm} > Nb_{pm} < La_{pm} > Hf_{pm}$.

4.3.4. Андезиты толеитовой серии

Породы данного типа представлены лавовой и дайковой фациями в пределах Чалкинской структуры, предположительно существуют в Хаутаваарской палеовулканической постройке. По содержанию SiO_2 = 58–65 мас. % породы отвечают андезитам, их магнезиальность варьирует в широких пределах Mg# от 35 до 53. В этой серии также отмечаются повышенные концентрации Cr (270–800 ppm), Ni (100–300 ppm) при низких содержаниях Nb (< 4 ppm). Вулканиты имеют отношения Zr/Y – 5,0–7,5, $(La/Yb)_{pm}$ = 0,9–1,9, Nb/Ta = 12–26, соотношение $Th_{pm} – U_{pm} – Nb_{pm} – La_{pm} – Hf_{pm}$ системы удовлетворяет неравенство $Th_{pm} > U_{pm} > Nb_{pm} > La_{pm} < Hf_{pm}$. Основное отличие от вулканитов прочих серий связано с нефракционированным распределением РЗЭ (рис. 63).

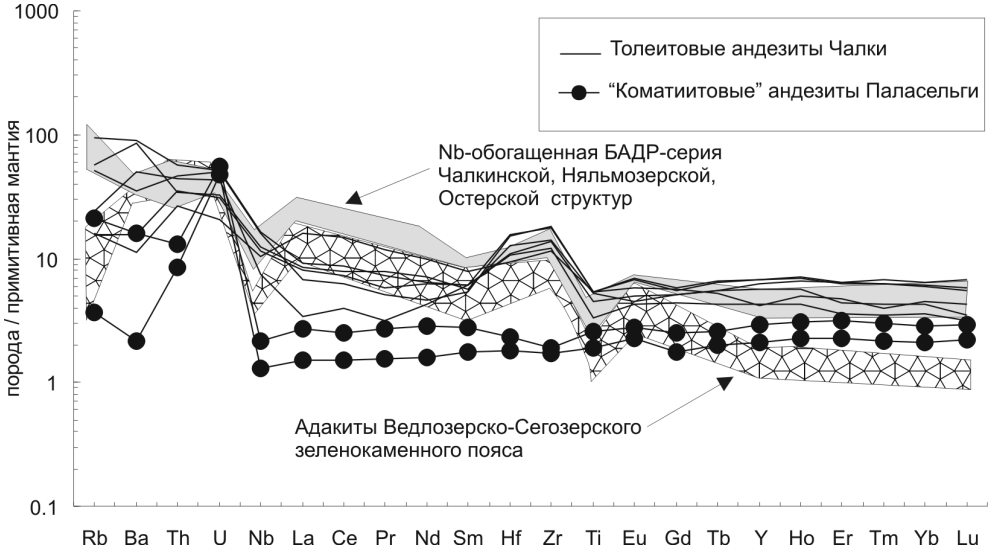


Рис. 63. **Распределение редких и редкоземельных элементов в толеитовых и «коматиитовых» андезитах древнейшего островодужного комплекса Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в сравнении с адакитами и Nb-обогащенной БАДР-серией. Нормировано по примитивной мантии** *(Sun, McDonough, 1989)*

4.3.5. Андезибазальты, андезиты «коматиитовой» серии

Данная группа пород выделена в Паласельгинской структуре, исключительно в виде дайковой фазы, секущей толщу коматиит-базальтового состава, возраст даек оценивается в 3,0–2,9 млрд лет, что соответствует времени формирования древнейшего островодужного комплекса Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, поэтому их краткое описание включено в работу. Название серии условное и связано с предположением о том, что формирование расплавов проходило в ходе глубокой дифференциации первичных коматиитовых магм.

Выявленные дайки сформированы андезибазальтами, андезитами (SiO_2 = 55–59 мас. %) с магнезиальностью Mg# = 50–54, аномально высокими содержаниями Cr (600–2400 ppm) и повышенными содержаниями Ni (30–100 ppm), низкими концентрациями Sr (< 60 ppm), Ba (< 110 ppm), Nb (< 1,6 ppm), Hf (0,7 ppm) и Zr (< 22 ppm). При этом спайдерграмма андезитов данного типа имеет недифференцированный характер в области РЗЭ (рис. 63).

Рассматривая delta Nb-систематику андезитов данного типа (рис. 64) видно, что они контрастируют большинству серий островодужного комплекса, образованного или при плавлении метасоматизированной мантии, или пород субдуцируемого слэба. Андезиты отмечают плюмовую компоненту в своем составе, подобную коматиитам, к которым они и приурочены, что может интерпретироваться, как результат их формирования в ходе дифференциации (ликвационной) первичных высокомагнезиальных расплавов.

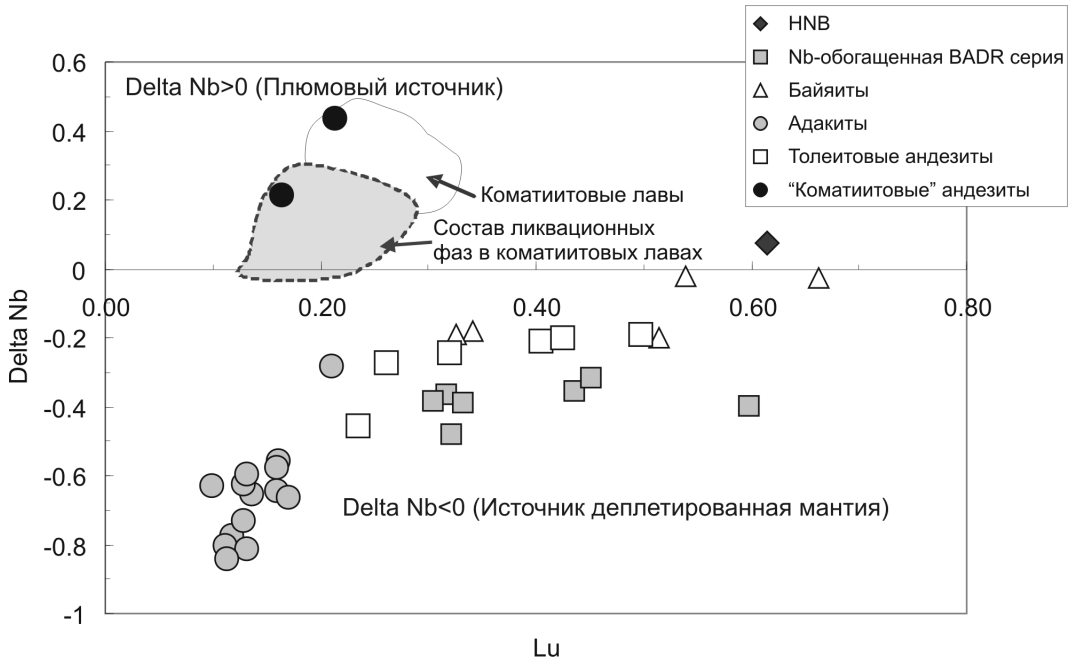


Рис. 64. **Диаграмма в координатах Lu-Delta Nb для древнейшего андезитового ансамбля Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Данные Delta Nb приведены в табл. 17. Поля на диаграмме – составы матрикса и ликвационной фазы (андезитового состава) из массивного потока пироксенитовых коматиитов Койкарской структуры** *(Светов, 2005)*

Породы также отличают очень низкие, не типичные для андезитов отношения Zr/Y – 1,3–1,6, $(La/Yb)_{pm}$ = 0,7–0,9, Nb/Ta = 2,0–2,2, соотношение $Th_{pm} – U_{pm} – Nb_{pm} – La_{pm} – Hf_{pm}$ системы – $Th_{pm} < U_{pm} > Nb_{pm} < La_{pm} < Hf_{pm}$. К настоящему времени происхождение данного типа андезитов остается дискуссионным.

4.4. Флюид-мобильные элементы (FME) в адакитах и сосуществующих с ними вулканитах

В последние годы в литературе при изучении островодужных систем большое внимание стало уделяться B/Be-систематике вулканитов *(Kamber et al., 2002; Mohan et al., 2008)*. В связи с тем, что бор (B) является одним из наиболее подвижных во флюидной фазе элементов, он может быть использован в качестве химического маркера существования глубинных флюидов *(Leeman, Sisson, 1996)*. Для этой цели наиболее приемлемо сопоставление концентраций бора с другими, менее подвижными во флюидной фазе элементами (но с близкими коэффициентами распределения (Kd) минерал-расплав), что позволит оценить процесс дегидротации океанического слэба, а также вклад осадочного материала в процесс формирования магм в зонах субдукции *(Leeman et al., 1994)*.

Кроме бора, для оценки роли флюида при формировании андезитовых расплавов можно использовать такие флюид-мобильные элементы (FME), как Li, Be, As, однако, анализ их поведения может вызывать некоторые дополнительные трудности при интерпретации, например, в связи с ярко выраженной халькофильной природой As.

Экспериментальные работы по изучению поведения FME-элементов (при эксперименте в качестве исходных компонентов использовались природные осадочные породы и синтетические растворы $NaCl–CaCl_2$), проводимые с целью точной оценки химического изменения пород, задействованных в субдукционных процессах, показали, что при температурах около 300 °C в гидротермальные флюиды мобилизовывались такие летучие компоненты, как B, NH_4 и несовместимые элементы (As, Be, Cs, Li, Pb, Rb). Высокозарядные элементы (Cr, Hf, Nb, Ta, Ti, Zr) подвижности во флюидной фазе не обнаруживали *(You et al., 1996)*. Таким образом, основные обьемы бора и других FME теряются субдуцируемой плитой еще при низких температурах в субдукционной системе, в ходе начала процесса ее дегидротации.

В настоящее время имеются прецизионные данные по средним концентрациям бора в базальтах из различных геодинамических обстано-

вок. Так мафиты островных дуг характеризуются значительными вариациями концентраций бора в пределах от 1 до 90 ppm, в то время как его содержание в современных океанических базальтах N-MORB-типа находится в интервале от 0,28 до 3 ppm, а в базальтах океанических островов на уровне 2–3 ppm *(Morris et al., 1990)*. Основное обьяснение, которое используется для трактования столь высокого уровня бора в островодужных сериях, связывается с удалением бора из субдуцируемого слэба в зону мантийного клина (из которой и формируются многие субдукционные расплавы), в ходе процессов метасоматизации мантии. Однако отмечается и тот факт, что метаморфизованная океаническая кора может быть обогащена бором еще до стадии инициализации субдукционных процессов *(Leeman et al., 1994)*.

В рамках данного исследования нами ставилась цель проведения FME-систематики адакитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса с целью получения дополнительной информации об условиях формирования древнейшей на щите субдукционной системы.

Основная трудность при изучении флюидмобильных элементов, особенно в архейских породах, связана с процессами выветривания и метаморфической проработки столь древних породных литотипов.

Изучаемые вулканиты, субвулканиты и туфы адакитов имеют разную степень метаморфической сохранности и вторичной проработки. Так на примере Игнойльской палеовулканической постройки можно охарактеризовать степень изменения породной серии по концентрациям воды в пробах и потерь при прокаливании. Средние концентрации H_2O в вулканитах адакитового ряда не высоки, составляют 0,153 ± 0,046 вес. %, для субвулканического некка – 0,126 ± 0,028 вес. %, в туфах (агломератовых и пелитовых) – 0,166 ± 0,023 вес. %. Значение потерь при прокаливании (п.п.п.) для лав адакитов – 2,052 ± 0,145 вес. %, для субвулканического некка – 1,655 ± 0,170 вес. %, в туфах (агломератовых и пелитовых) – 2,180 ± 0,142 вес. %, что говорит о достаточно хорошей сохранности пород.

Для оценки степени химического выветривания породных литотипов мы рассчитали индекс химического выветривания *(Nesbitt, Young 1982)* по формуле $CIA = 100[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)]$, в молекулярных процентах (CaO^* – в силикатной фракции). Несмотря на то, что использование индекса направлено на изучение осадочных (вулканогенно-осадочных) пород, некоторые авторы его успешно используют и для характеристики изменения вулканических образований *(Mohan et al., 2008)*.

Значения индекса CIA для лав и субвулканитов адакитового ряда (варьирует от 46 до 52) близки к полученным нами значениям для пелитовых и агломератовых туфов адакитов и составляют 45–58, что говорит об очень низкой степени (или полном отсутствии) химического выветривания породного ансамбля.

Важным маркером химического выветривания является наличие положительной или отрицательной Ce аномалии – $Ce/Ce^* = 3Ce_n/(2La_n+Nd_n)$. Для адакитов Игнойлы, Хаутаваары, Чалки Ce/Ce^* отношение варьирует от 0,86 до 1,15, что не позволяет предполагать активное химическое выветривание.

Таким образом, полученные выводы позволяют надеяться на сохранность FME-системы в древнейшем адакитовом комплексе Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии, хотя, несомненно, следует допускать возможные потери бора в ходе воздействия региональных метаморфических процессов, особенно в лавовой и туфовой фациях и менее значимые в субвулканической (данный вывод связан с наименьшим метаморфическим изменением субвулканитов, вернее их максимальной устойчивостью к метаморфическим воздействиям, что показали нам концентрации H_2O и величины п.п.п. в изученных пробах).

Следует подчеркнуть, что B/Be отношение позволяет существенно дополнить петрологическую картину процессов магмообразования. Это связано с тем, что бор и берилий хотя и имеют очень близкие коэффициенты распределения минерал-расплав (в магматических системах субдукционных зон при существующих там PT-условиях) *(Bebout et al., 1993)*, но при этом обладают разной подвижностью во флюидной фазе.

Бериллий менее подвижный элемент и может транспортироваться в слэбе на более глубокий уровень без существенного перераспределения *(Tatsumi, Isoyama, 1988)*. Таким образом, с одной стороны, высокая растворимость флюидной фазой бора, а с другой, более стабильное поведение в этом процессе бериллия позволяет получить петрологически важное отношение (B/Be), оценивающее роль флюида в процессе магмогенерации расплавов в субдукционных системах, и не меняющееся в зависимости от степени частичного плавления и фракционирования расплава.

В настоящее время исследователями указывается на значительные вариации B/Be отношения в магматических системах из супрасубдукционных обстановок, где значения отношения могут варьировать в широких пределах (от 10 до 170), что чаще всего интерпретируется наличием обогащенного мантийного резервуара и значительным вкладом осадочного материала в процесс плавления *(Mohan et al., 2008).* В противоположность базальты MORB и OIB типов характеризуются низкими значениями B/Be отношения, на уровне 3–5 *(Ryan et al., 1996).*

Рассмотрим значения концентраций FME элементов и B/Be отношения в древнейшей адакитовой серии Фенноскандинавского щита, приведенные в табл. 19.

Таблица 19. **Концентрация флюид-мобильных элементов (FME) и B/Be отношения в древнейших (3,05–2,99 млрд лет) адакитах Фенноскандинавского щита**

Породы	Структура	B	Be	B/Be	As	Li	Cs
Субвулканиты (4)	Игнойльская	6,938 ± 3,558	1,453 ± 0,017	4,74	1,218*	20,175 ± 3,798	1,146 ± 0,388
Лавы (5)	Игнойльская	1,778 ± 0,130	1,822 ± 0,125	0,94	–	24,622 ± 2,537	1,040 ± 0,118
Туфы (1)	Игнойльская	1,120	1,294	0,86	–	28,169	1,986
Дайки (5)	Чалкинская	6,086 ± 1,970	1,744 ± 0,079	3,48		28,446 ± 0,623	5,491 ± 0,919
Лавы (2)	Няльмозерская	–	1,245 ± 0,053		0,0022 ± 0,0001	0,685 ± 0,418	0,552 ± 0,321

Примечание. (10) – количество проб в выборке; * – единичные значения по элементу.

Для древнейших адакитов Карельского кратона нами отмечаются значительные вариации бора, бериллия и B/Be отношения в различных литофациальных разновидностях пород адакитовой серии, что подтверждает предположение о возможном обеднении (разной степени обеднения) FME-системы.

Предполагая, что субвулканиты с большей вероятностью сохранили первичные концентрации флюид-мобильных элементов, следует отметить, что уровень концентрации бора в Игнойльском адакитовом некке и адакитовых дайках Чалкинской палеопостройки идентичен и равен 6,0–6,9 ppm.

Для адакитов из дайковой фазы Чалкинской палеовулканической постройки нами получены также близкие субвулканитам Игнойлы значения B/Be отношения на уровне 3,4–4,7, а учитывая данные по лавам и туфам древней адакитовой серии, величина B/Be отношения варьирует от 0,8 до 4,74.

В качестве сравнения приведем B/Be систематику адакитов из фанерозойских комплексов Панамы *(Tomascak et al., 2000),* в которых величина данного отношения составляет – 6,76 ± 1,01, что значительно ниже значений, полученных для андезитов БАДР известково-щелочной серии – 11,3 ± 6,10. В вулканитах дуги Вануату величина B/Be отношения значительно варьирует, составляет в среднем 18,2 ± 12,60, а наибольшие значения получены для пород Центрально-Американской дуги, в которой B/Be отношение достигает 36,5, но также со значительными вариациями в серии (36,5 ± 30,2) *(Chan et al., 1999)*.

Таким образом очевидно, что адакиты (как архейского, так и фанерозойского возраста) показывают самые низкие концентрации FME элементов, в отличие от магматических систем, генерируемых из области метосоматизированного флюидами мантийного клина (БАДР-АДР-серий фанерозоя), для которых концентрации FME элементов максимальны.

Данное наблюдение хорошо коррелирует с моделью формирования адакитов в ходе непосредственного плавления субдуцируемого мафического слэба, когда весь бор и прочие флюид-мобильные элементы были удалены из него на ранней стадии дегидротации.

Вместе с тем обедненность FME элементами первичных магм адакитов может также являться свидетельством «чистоты» расплавов, маркируя отсутствие взаимодействия (смешения) первичных расплавов адакитов с веществом мантийного клина, что в целом характерно для формирования адакитов высококремнистого HSA-типа.

Однако остается вопрос: как варьирует B/Be отношение в сосуществующих с древнейшими адакитами прочих магматических системах андезитового ряда, отличаются ли они более высокими концентрациями FME элементов.

Для ответа на него целесообразно рассмотреть систематику флюид-подвижных элементов в вулканитах БАДР, толеитового и байяитового типов, выделенных нами в пределах Чалкинской, Остерской структур Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (табл. 20).

Таблица 20. **Концентрация флюид-мобильных элементов (FME) и B/Be отношения в древнейших (3,05–2,99 млрд лет) островодужных вулканитах Фенноскандинавского щита**

Породы	Структура	B	Be	B/Be	As	Li	Cs
Высоко-Nb (HNB) серия							
Субвулканиты (2)	Остерская	11,974 ± 1,236	1,524 ± 0,323	7,85	1,490*	76,884*	4,662 ± 0,380
БАДР-Nb-обогащенная серия							
Субвулканиты (2)	Остерская	18,938 ± 2,110	1,300 ± 0,263	14,56	0,720*	53,252*	4,303 ± 2,328
Лавы (5)	Чалкинская	3,680 ± 1,016	1,475 ± 0,155	2,49	–	40,694*	2,950 ± 0,301
Байяитовая (высоко-MgO) серия							
Лавы, дайки (5)	Чалкинская	5,820 ± 1,131	1,009 ± 0,097	5,78	–	24,647*	3,453 ± 1,516
Толеитовая серия							
Лавы, дайки (6)	Чалкинская	6,531 ± 3,165	0,923 ± 0,058	7,07	0,670*	27,955 ± 7,642	4,072 ± 2,383

Примечание. (2) – количество проб в выборке; * – единичное значение концентрации элемента во всей выборке.

Наблюдаемые концентрации бора в ассоциирующих с адакитами высоко-Nb, байяитовой, БАДР и толеитовых сериях находятся в интервале от 1,1–11,9 ppm, что соответствует его содержанию в фанерозойских адакитах и примерно идентично характеристике в изучаемых нами архейских адакитовых системах (1,1–6,9 ppm).

Концентрация Be в древнем островодужном комплексе (0,9–1,5 ppm) в среднем значительно ниже, чем в адакитах. Более высокими выглядят содержания Cs в ассоциирующих с адакитами вулканитах (уровень концентраций 2,9–4,6 ppm), хотя в качестве исключения можно назвать адакитовые дайки Чалкинской структуры, в которых Cs часто превышает 6–8 ppm. Таким образом, кроме отдельных превышений по Li, FME-систематика всего островодужного комплекса существенно не различается.

Адакиты и островодужные мезоархейские вулканиты Карельского кратона показывают достаточно низкие B/Be отношения (так в адакитах – 0,8–4,7; в островодужных андезитах – 2,4–7,8 с аномально высокими до 14,5), по сравнению с фанерозойскими островодужными комплексами известково-щелочного ряда, где этот параметр может достигать уровня 30–36.

Данный вывод, на первый взгляд, не укладывается в ожидаемые тенденции и несколько противоречит модели формирования островодужных андезитовых систем при плавлении флюид-обогащенной области мантийного клина.

Однако многими авторами отмечается, что вариации B/Be отошения зависят не только от типа пород, участвующих в субдукции, но и от скорости и температурного режима субдукционного процесса *(Bebout et al., 1993; Edwards et al., 1993)*.

В случае, если субдукция затрагивает молодую (< 20 млн лет) «горячую» океаническую кору при пологом погружении, прогрессивный метаморфизм, связанный с увеличением PT-параметров по мере погружения слэба приводит к тому, что большая часть бора еще в начале метаморфических преобразований выносится из слэба, постепенно обедняя им флюидную фазу при стабильной концентрации Be, следствием чего и является тот факт, что метасоматизированный мантийный клин имеет низкие величины B/Be отношения *(Mohan et al., 2008)*. Таким образом, весь ансамбль формирующегося островодужного комплекса будет характеризоваться низкими концентрациями FME элементов.

В противоположность, при субдукции древней (> 20 млн лет) океанической коры, B-Be система является стабильной и по достижении больших глубин, что при дегидратации приводит к переносу бора флюидами в область мантийного клина и отражается в высоких значениях B/Be отношений в расплавах, формирующихся на данном уровне *(Leeman, 1994)*.

Резюмируя, следует подчеркнуть, что FME систематика древнейших адакитовых вулканитов Карельского кратона подтверждает модель их формирования при непосредственном плавлении мантийного слэба. Образование прочих серий связано с процессами взаимодействия адакитовых магм с веществами мантийного клина. Таким образом, FME системетика пород островодужного комплекса лучше всего коррелирует с моделями его формирования в горячих пологих субдукционных системах.

4.5. Геохимия внутриформационных вулканогенно-осадочных пород

Геохимический состав осадочных ассоциаций является дополнительным (к магматическим системам) источником информации о геодинамическом режиме в период их формирования.

Состав осадочных пород является функцией, связывающей целый ряд условий: специфику состава источников сноса, условия выветривания, массопереноса, седиментогенеза и метаморфизма. При этом геодинамическое положение питающих областей максимально контроли-

рует состав осадочных ансамблей (в большей степени терригенных) *(Петтиджон, 1981),* и, как следствие, их химизм является надежным маркером палеогеодинамического заложения *(Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986; Camire et al., 1993; Bonjour, Dabard, 1991; Fedo et al., 1996).*

В связи с этим целесообразно кратко рассмотреть геохимическую характеристику основных вулканогенно-осадочных и осадочных породных литотипов, выявленных в вулканических палеопостройках, сформированных адакитовыми комплексами (Игнойльская, Хаутаваарская палеопостройки), или включающих адакитовую составляющую в общий вулканогенный разрез (Чалкинская, Няльмозерская структуры).

Агломератовые и лапиллиевые туфы. В вулканических структурах, сформированных адакитовым комплексом, наиболее широко в нижних частях осадочных последовательностей представлен туфовый материал агломератовой и лапиллиевой размерности. Геохимически породы идентичны лавам, формирующим вулканические постройки – адакитам. В случае, когда в вулканическом ансамбле доминируют БАДР-байяитовые комплексы и адакиты проявлены лишь незначительно (Няльмозерская и Чалкинская палеопостройки), состав туфового материала чаще всего соответствует БАДР-серии, находки агломератовых туфов адакитов в таком случае единичны (Чалкинская структура).

Псаммитовые туфы андезитов в структурах, сформированных мультисериальными комплексами (в которых адакиты пользуются подчиненным распространением), имеют геохимический состав, максимально приближенный к лавам байяитовой и Nb-обогашенной БАДР-ассоциации. Вариации в содержании SiO_2 составляют от 54,60 до 68,10 мас. %, TiO_2 – 0,71 ± 0,15 мас. %, Al_2O_3 – 13,87 ± 2,04 мас. %, FeO_{tot} < 7 мас. %. Туфы имеют повышенные содержания MgO – 5,23 ± 1,48 мас. %, но при этом отличаются от байяитовой и БАДР-серии более низкими содержаниями Ni < 50 ppm и Cr < 30 ppm. Концентрации Na_2O – 1,15 ± 0,78 также понижены, по сравнению с лавовой фазой, при близких к лавам содержаниям K_2O < 1,7 мас. %. Распределение РЗЭ в туфах близко к вулканитам BADR-серии, но имеет более обогащенную ЛРЗЭ часть спектра, $(La/Sm)_n$ = 5,21 ± 1,27, $(Gd/Yb)_n$ = 1,94 ± 0,25, $(Ce/Yb)_n$ = 6,48 ± 1,72.

Туффиты, кремнистые туффиты. Детальное изучение геохимической характеристики туффитов как по разрезам, так и по латерали позволило подтвердить их геохимическую однородность. Для туфитов характерными являются повышенные (по сравнению с туфами) содержания SiO_2 – 62–69 мас. % (макс. 72,5 мас. %), Al_2O_3 до 19,2 мас. % и щелочей (более высокие чем в туфах) при низких концентрациях TiO_2 (< 0,8 мас. %), FeO_{tot} (< 4 мас. %), MgO (< 1,6 мас. %). Подобное содержание петрогенных элементов может быть связано со значительным привносом хемогенного кремнезема в бассейн седиментации во время переотложения туфового материала.

Силициты (афанитовые кремнистые и алюмокремнистые породы) имеют массивную или тонкослоистую текстуру, светло-серый, серый или черный цвет (в присутствии графитового вещества). Они сложены тонкозернистым кварцем и серицитом, что определяет их химический состав. Концентрации SiO_2 достигают 75–80 мас. %, средние содержания TiO_2 – 0,32 ± 0,5, Al_2O_3 – 11,52 ± 2,14 мас. %, FeO_{tot} < 1,52 мас. %, MgO – 0,47 ± 0,28 мас. %, CaO < 1,3 мас. %, Na_2O – 4,21 ± 0,76 мас. %, при этом содержания Cr, Ni, Co и Cu находятся ниже чувствительности HRF-метода. Породы имеют хемогенное происхождение, при этом в них отсутствуют геохимические следы даже незначительного привноса терригенного материала.

Графитистые алевролиты – это тонкослоистые, тонкозернистые породы, представлены графит-кварц-серицитовыми сланцами. Они характеризуются низкими содержаниями MgO < 4 мас. %, TiO_2 < 0,45%, повышенными Na_2O до 5%, K_2O до 2 мас. % и низкими (на уровне чувствительности метода) Cr и Ni.

Вулканомиктовые кварцевые аренитты – породы средне-крупнозернистые, с линзовидно прерывистой и реже, с градационной слоистостью. В их минеральном составе преобладает кварц, полевой шпат и серицит.

Геохимическая характеристика аренитов достаточно однородна: SiO_2 66,28 ± 2,11 мас. %, TiO_2 0,49 ± 0,19 мас. %, Al_2O_3 14,82 ± 2,13 мас. %, FeO_{tot} < 5 мас. %, MgO 2,87 ± 0,51 мас. %, Na_2O 2,67 ± 1,14 мас. %, K_2O 1,23 ± 0,46 мас. %. Максимальные содержания Ni не превышают 50 ppm, для Co < 8 ppm. Геохимический состав аренитов свидетельствует о вкладе при их образовании продуктов разрушения андезитовых вулканических построек с привносом вещества ТТГ фундамента (± интрузивных гранитоидных массивов). Индекс химического выветривания CIA составляет 79 ± 5,05, что свидетельствует о сильной переработке исходного материала и значительном его транспорте.

На основе анализа факторной диаграммы М. Бхати *(Bhatia, 1983)* (рис. 65), адаптированной для реконструкции геодинамической позиции осадочных ансамблей, можно сделать вывод о том, что все осадочные породы, рассмотренные выше, приурочены к субдукционной системе, заложенной на энсиалическом основании.

Литогеохимическое изучение всех породных комплексов, приуроченных к островодужному этапу, позволяет выделить характерные литотипы, маркирующие обстановки центральной части бассейна (межвулканические палеодепрессии), фронтального и тылового бассейнов *(Светова и др., 2001; Светов, Светова, 2004).*

Рис. 65. **Факторная диаграмма М. Бхати (Bhatia, 1983) для выделения геодинамических режимов образования осадочных парагенезов:**

1 – туффиты (Игнойла, Чалка, Хаутаваара), 2 – песчаники (Игнойла), 3 – алевролиты (Игнойла), 4 – кремнистые и алюмокремнистые породы (Игнойла), 5 – графитистые алевролиты (Игнойла)

Центральная часть бассейна. Изостатически поднятые палеовулканические постройки островной дуги Няльмозеро – Игнойла – Хаутаваара – Чалка – Остер, были окружены палеодепрессиями и мелководными котловинами, в которых происходило осадконакопление. Эти бассейны заполнялись активно поступающим пирокластическим материалом, подавляющим осадочную седиментацию.

Впоследствии с уменьшением вулканической активности пирокласты сменялись тонкозернистыми осадочно-вулканогенными породами. При этом в определенные периоды наблюдались перерывы вулканической деятельности в пределах островодужной системы, что подтверждается образованием в бассейне алевролитов и хемогенных силицитов.

Тонкая рассеянная сингенетическая вкрапленность сульфидов в алевролитовых прослоях свидетельствует в пользу существования в бассейне седиментации восстановительных условий.

Присутствие тонкозернистых осадков и наличие кремнистых пород указывает на относительную стабильность условий осадконакопления в период объединения локальных компенсированных палеодепрессий в единый морской бассейн со сглаженным рельефом дна.

Эпизодическая тектоническая активность запечатлена в слоях, имеющих водноползневые текстуры, а также в сингенетических седиментогенных брекчиях и внутриформационных моноконгломератах. Она вызывает появление в составе осадков продуктов разрушения аллохтонных основных вулканитов – мафитовых граувакк.

Во *фронтальных частях бассейна* продолжалось накопление ритмичных пачек состава туф – туффит – туфопесчаник – силицит, сохранившихся в разрезах Хюрсельской депрессии, оз. Хянникаслампи.

Тыловой бассейн. Его отложения, сохранившиеся по восточному борту Игнойльской структуры, представлены разнозернистыми вулканомиктовыми аркозовыми аренитами, сформировавшимися в прибрежной приливно-отливной мелководной зоне.

Ближе к центральной части тылового бассейна (р-н. ст. Хаутаваара) доминируют тонкослоистые осадочные литотипы – граувакки, туфопесчаники, гравелиты, графитистые алевролиты и силициты.

4.6. Молодые адакиты в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе

Как мы уже упоминали во вводных главах, в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса существует несколько временных этапов проявления адакитового вулканизма *(Светов, 2005; Светов и др., 2005, 2006)*. Ранее мы детально рассмотрели характеристику древнейшего (3,05–2,95 млрд лет) масштабного

проявления адакитов, связанного с этапом заложения островодужного комплекса. Вместе с тем существует и более молодой период формирования адакитов в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе, на рубеже 2,90–2,80 млрд лет, приуроченный к развитию активной окраинно-континентальной системы на западном (в современном положении) фланге Водлозерского блока.

Вулканическая активность этого периода маркируется заложением цепи палеовулканических построек андезидацитового, дацитового и дацит-риолитового составов, реликты которых сохранились в Масельгской, Янишской, Корбозерской, Семченской и Эльмусской вулканических структурах.

Палеопостройки радиусом около 5–6 км характеризуются небольшими мощностями отложений вулканических продуктов (от 0,3 до 1,2 км). На местности они картируются по выходам пород жерловой и прижерловой фаций и зональному распространению вулканитов вокруг эруптивных центров.

На отдельных участках зеленокаменного пояса фрагментарно сохранились не расчленяемые поля пирокластитов.

Существующие данные по реперной геохронологии ключевых объектов позволяют корректно определить время формирования ассоциации на уровне 2,9–2,85 млрд лет. Цирконометрия кислых вулканитов Койкарской (Янишской) палеовулканической постройки позволила получить возраст для лав – 2860 ± 15 млн лет *(Самсонов и др., 1996)*, в Хаутаваарской структуре существуют датировки времени формирования лав дацитов – 2854 ± 14 млн лет *(Сергеев, 1989)* и дайки дацитов – 2862 ± 45 млн лет *(Овчинникова и др., 1994)*. Завершающая фаза становления вулканического пояса маркируется формированием гранодиоритовых массивов (в Хаутаваарской структуре) с возрастом 2790 ± 20 млн лет *(Бибикова, 1989)*.

Наиболее полно в современном эрозионном срезе сохранилась Янишская палеовулканическая постройка. Прижерловые фации представлены лавами андезидацитов, дацитов с массивными, флюидальными, брекчированными и фрагментарными текстурами и полями пирокластитов, в виде сваренных грубых туфов (агломератовые потоки), а также продуктов эксплозивных выбросов (агломератовые, лапиллиевые, псаммитовые туфы).

Лавы дацитов установлены в Эльмусской и Масельгской постройках, в Семченской палеопостройке (к сожалению, не имеют возрастных данных) наиболее широко развиты глыбовые лавы крупнопорфировых андезитов. Пирокластиты образуют обширные поля. Реже встречаются сваренные глыбовые туфы с разным породным набором литокласт (андезиты, дациты) в виде локальных площадей (Янишская, Семченская) или протяженных линз размером 0,3 на 5 км (Масельгская, Эльмусская).

На площади Эльмусского палеовулкана закартирован участок, сложенный несколькими потоками массивных лав риолитов видимой мощностью от 75 до 120 м, залегающих среди тонкополосчатых и тонкослоистых туфов и туффитов риолитового состава. Породы прорываются дайками риолитов мощностью от 1–2 до 15–20 м.

Фидерные каналы представлены штоками массивных дацитов (Янишская, Эльмусская палеопостройки) или экструзивных брекчий, переходящих в глыбовые лавы (Масельгская палеопостройка). Субвулканические дайки мощностью 1,5–10 м выполнены дацитами, риодацитами с голубым кварцем и риолитами.

С удалением от центра упрощается фациальный состав продуктов извержения, исчезают лавы, грубые туфы сменяются лапиллиевыми и псаммитовыми туфами, туффитами и продуктами их перемыва.

Деятельность палеовулканических аппаратов происходила в субаэральной обстановке, что подчеркивается выходами спекшихся туфов и пузыристых лав, а мелководная обстановка отмечается присутствием маломощных слоев туфопесчаников, аркоз и гравийных туфоконгломератов между лавовыми потоками.

Детальное геохимическое изучение вулканитов андезитового ряда данного периода показало мультисериальную их принадлежность. Доминирующим развитием пользуется АДР-серия, менее значительно представлена адакитовая и толеитовая составляющие *(Светов, 2005)*. Приведем их краткую геохимическую характеристику.

4.6.1. Nb-обогащенная АДР-серия («нормального ряда»)

Породы этого ряда доминируют в молодом андезидацитовом ансамбле зеленокаменного пояса, наиболее широко они распространены в пределах Койкарской и Эльмусской структур. По содержанию SiO_2 породы отвечают по составу андезибазальтам, андезитам, дацитам, риодацитам, риолитам с нормальной щелочностью.

Значимым отличием от древней БАДР-серии является более кислая специализация второго уровня вулканизма, что подчеркивается широким развитием пород дацитового и риолитового состава (с содержанием SiO_2 до 78–82 мас. %), при редком проявлении андезитовых составляющих.

Соотношение K_2O и Na_2O в андезидацитовых вулканитах и туфах варьирует от 0,1 до 0,7, при этом характеристическим является интервал 0,1–0,4, что подчеркивает Na-специализацию ассоциации. Вулканиты имеют низкие концентрации MgO и CaO. По распределению петрогенных элементов они близки магматическим породам активных континентальных окраин Андского типа или энсиалическим островодужным системам.

Для вулканитов отмечаются повышенные содержания Nb (8–17 ppm), что позволяет отнести их к Nb-обогащенному типу, а также повышенные концентрации Cr (50–150 ppm), Ni (20–75 ppm), Zr (110–420 ppm), и Co, Zr, Y в поздних дифференциатах.

Часть риолитов (Эльмусская и Койкарская структуры) содержат высокий уровень Sr (до 250 ppm), Ba (до 1100 ppm). Величина отношения Zr/Y варьирует в интервале 5,1–17,2, что свойственно вулканитам активных континентальных окраин, Nb/Ta = 9–19, соотношение $Th_{pm} - U_{pm} - Nb_{pm} - La_{pm} - Hf_{pm}$ системы описывается неравенством $Th_{pm} < U_{pm} > Nb_{pm} < La_{pm} > Hf_{pm}$.

Топология распределения РЗЭ в вулканитах и туфах молодой андезидацитовой ассоциации близка современным формациям центрального сегмента Андийского вулканического пояса *(Ort et al., 1996)* и олигоценовым риолитовым лавам района Меза Сентрал, юго-западной части вулканической провинции Сьерра-Мадре, Мексика *(Orozco-Esquivel et al., 2002)*.

Нормированные отношения РЗЭ в породах молодой СТА Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (рис. 66) следующие: $(La/Sm)_n$ = 3,00 ± 0,31, $(Gd/Yb)_n$ = 2,31 ± 0,35, $(Ce/Yb)_n$ = 5,81 ± 2,81, при этом туфы имеют более деплетированный спектр распределения тяжелых РЗЭ: $(La/Sm)_n$ = 3,53–4,13, $(Gd/Yb)_n$ = 3,89–5,24, $(Ce/Yb)_n$ = 22,14–26,39.

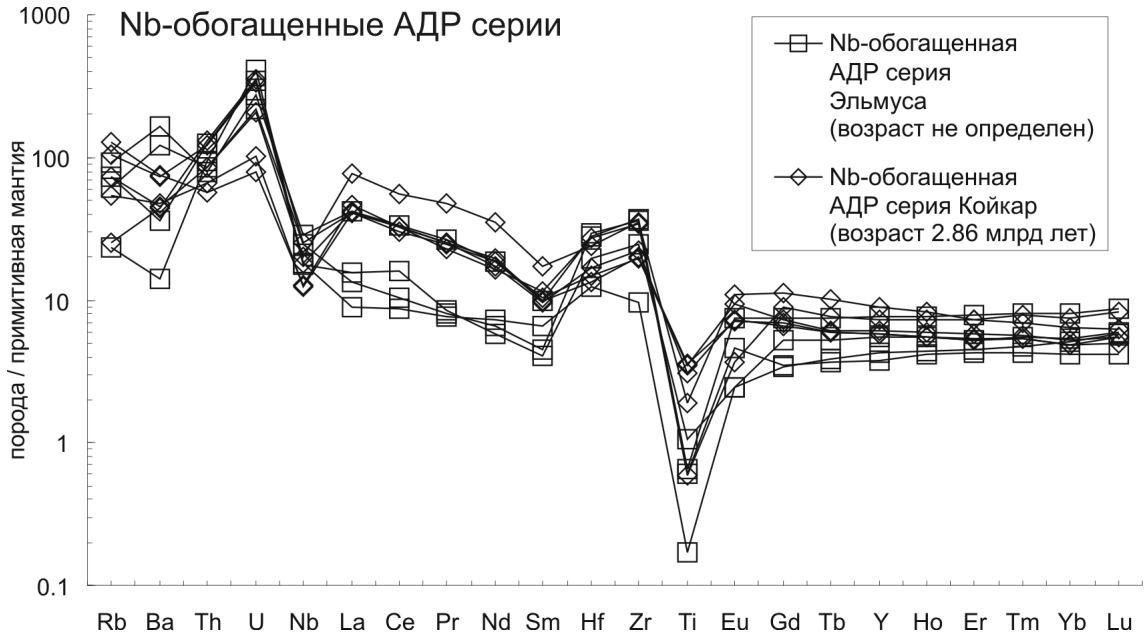


Рис. 66. **Распределение редких и редкоземельных элементов в Nb-обогащенной АДР-серии с возрастом 2,85 млрд лет. Нормировано по примитивной мантии** *(Sun, McDonough, 1989)*

Проведенное изучение Sm-Nd систематики Nb-обогащенной АДР-серии Эльмусской структуры (табл. 21) показало: значения εNd (t), полученные для риолитов, варьируют от –1 до –6 с аномальными значениями –16 для самой измененной пробы. Модельные возраста вулканитов (по модели *(De Paolo et al., 1991)* находятся в интервале от 3074 до 3283 млн лет, наиболее древнее значение – 3506 млн лет получено для дайки риолитов.

К сожалению, отмечаются нарушения Sm-Nd-системы, не позволяющие рассчитать изохронный возраст, а все полученные модельные возрасты маркируют существенный вклад древнего сиалического материала в формирование ассоциации. Возможно предполагать, что время становления комплекса Эльмусской структуры сопоставимо с первым этапом островодужного вулканизма на уровне 3,0 млрд лет, однако это требует дополнительных исследований.

Таблица 21. **Sm-Nd-систематика кислых вулканитов Эльмусской структуры**

Проба	**S-э-1**	**S-э-2**	**S-э-3**	**S-э-4**	**S-э-5**	**5726-3**	**5718-9C**
Порода	Риолит	Риолит	Риолит	Риолит	Риолит	Андезит	Дацит
Тип	Массивная лава	Массивная лава	Дайка	Лавобрекчия	Дайка	Литокласт агломератового туфа	Псаммитовый туф
Sm (ppm)	1,72	4,09	1,71	2,80	2,60	8,01	4,64
Nd (ppm)	7,54	21,76	6,87	8,74	13,54	44,54	25,92
$^{147}Sm/^{144}Nd$	0,1378	0,1136	0,1503	0,1938	0,1160	0,1087	0,1083
± 0.4% 0,0040	0,0006	0,0005	0,0006	0,0008	0,0005	0,0004	0,0004
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0,510654	0,510905	0,510947	0,512277	0,510823	0,510884	0,510929
2se	0,00001	0,00001	0,00001	0,000016	0,00001	0,00001	0,00001
T (Ma)	2860	2860	2860	2860	2860	2860	2860
ε(T)	–17,2	–3,3	–16,1	–6,1	–5,8	–1,9	–0,9
T-DM 1		3283			3506	3154	3074
T-DM		3395			3603	3268	3192

Примечание. **T-DM1** – по модели DePaolo *(DePaolo et al., 1991)*; **T-DM2** – по модели Голдштейна и Якобсена *(Goldstein, Jacobsen.,* 1988*).*

4.6.2. Адакитовая серия

В настоящее время основной областью распространения адакитов этого возраста является Семченская структура, в пределах Койкарской структуры пока выявлено лишь несколько даек с адакитовыми геохимическими характеристиками.

Адакиты данного возраста (~2,85 млрд лет) содержат SiO_2 на уровне 57–62 мас. %, что соответствует андезитам и по данному параметру могут быть отнесены к низко-кремнистому (LSA) типу. Содержание MgO в породных литотипах повышенное от 2,5 до 4,5 мас. %, при Mg# от 57 до 59, также отмечаются высокие концентрации Al_2O_3 до 17–19 мас. %. В адакитах Семченской структуры отмечаются характерные для фанерозойских аналогов высокие содержания Na_2O (3,0 мас. % ≤ Na_2O ≤ 7,5 мас. %), которые коррелируют с низким K_2O/Na_2O отношением (на уровне 0,47–0,53).

Концентрации Cr изменяются от 220 до 340 ppm, Ni от 50 до 83 ppm. Для пород отмечаются аномально высокие содержания Ba (270–500 ppm) при низких содержаниях Sr (200–320 ppm), Nb (3,0–3,8 ppm), Ti (3600–3800 ppm) и всех ТРЗЭ (Ho < 0,36, Er < 0,9, Tm < 0,11, Yb < 0,8, Lu < 0,13 ppm), при этом важно отметить, что характер спектров распределения малых и редкоземельных элементов адакитов с возрастом 2,85 млрд лет идентичен наблюдаемым в древнейших адакитах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (рис. 67).

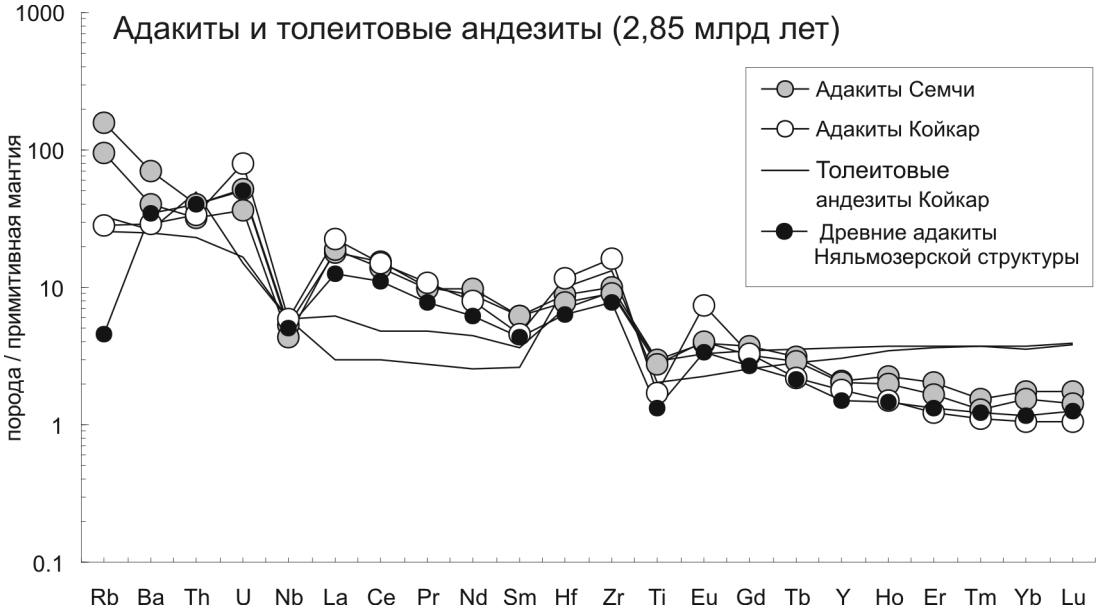


Рис. 67. **Распределение редких и редкоземельных элементов в адакитах и толеитовых андезитах с возрастом 2,85 млрд лет. Для сравнения приведен состав адакита Няльмозерской структуры с возрастом 3,0 млрд лет. Нормировано по примитивной мантии** *(Sun, McDonough, 1989)*

Значения характеристических отношений в молодых адакитах составляют: Sr/Y – 41; Zr/Y – 14,2; Nb/Ta – 14, что подобно древним адакитам Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Соотношение $Th_{pm} – U_{pm} – Nb_{pm} – La_{pm} – Hf_{pm}$ системы описывается неравенством $Th_{pm} < U_{pm} > Nb_{pm} < La_{pm} > Hf_{pm}$.

4.6.3. Андезиты толеитовой серии

Породы представлены незначительно, чаще всего в лавовой и дайковой фациях и обнаружены в Койкарской структуре. По содержанию SiO_2 = 60–63 мас. % породы отвечают андезитам и имеют повышенную магнезиальность (Mg# от 60 до 63), по геохимической характеристике подобны толеитовым андезитам древнего уровня. В этой серии также отмечаются повышенные концентрации Cr (100–200 ppm), Ni (28–45 ppm) при низких содержаниях Nb (< 5 ppm). Вулканиты имеют отношения Zr/Y – 5,0–8,2, $(La/Yb)_{pm}$ = 0,7–1,7, Nb/Ta = 10–13, соотношение $Th_{pm} – U_{pm} – Nb_{pm} – La_{pm} – Hf_{pm}$ системы описывается неравенством $Th_{pm} > U_{pm} > Nb_{pm} > La_{pm} < Hf_{pm}$.

ГЛАВА 5

РЕЖИМЫ ФОРМИРОВАНИЯ АДАКИТОВЫХ РАСПЛАВОВ

Рассмотрев геохимическую характеристику адакитов и ассоциирующих с ними магматических серий в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии, следует обсудить возможные условия формирования всего островодужного комплекса Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в сравнении с ключевыми фанерозойскими системами.

Как было показано ранее, вулканиты адакитовой серии обладают аномальными геохимическими характеристиками по сравнению с прочими островодужными вулканитами, что, несомненно, отражает особые условия их генезиса.

В настоящее время большинством исследователей, при обсуждении петрологических моделей формирования адакитовых расплавов (за исключением С-адакитов), принимается модель их генерации в ходе прямого плавления субдуцируемой океанической коры, преобразованной в ходе погружения в амфиболиты или эклогиты *(Kay, 1978; Defant, Drummond, 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005)*.

Данный процесс может проходить на различных этапах существования субдукционных систем и связан со следующими процессами: субдукцией молодой горячей океанической коры (с возрастом < 25 млн лет) и ее непосредственным плавлением *(Defant, Drummond, 1990)*; плавлением океанической коры на инициальной стадии заложения субдукционных систем *(Sajona et al., 1993)*; плавление субдуцируемой океанической коры (с возрастом > 25 млн лет) на стадии отмирания субдукционной системы при восстановлении мантийной геотермы до температур, достаточных для начала плавления водосодержащих компонентов океанической плиты *(Sajona et al., 2000)*; плавление в зонах «мантийных окон», в разрывах субдуцируемых океанических плит и на границах с трансформными разломами при высоком термальном апвелинге *(Yogodzinski et al., 2001; Calmus et al., 2003)*; за счет плавления базальтового киля континентальной коры (модель формирования С-адакитов) *(Atherton, Petford, 1993)*.

Большинство описанных выше моделей было предложено при комплексном изучении фанерозойских адакитовых комплексов Тихоокеанского огненного кольца на примере классических районов их проявления, таких как Алеутская, Курило-Камчатская островодужные системы *(Авдейко, Палуева, 2003; Авдейко и др., 2003),* активная континентальная окраина Южной Америки (территория Панамы, Коста-Рики, Эквадора, Чили) и многих других обьектов, при этом отмечается геохимическое подобие адакитов как из энсиматических, так и энсиалических обстановок.

Обсуждая условия формирования адакитовых магм в архее и акцентируясь во многом на их подобии с фанерозойскими аналогами, следует применять сходные, уже апробированные методики к анализу химической характеристики составов, и вместе с тем, несомненно, учитывать петрологические ограничения, следующие из разработанных ранее моделей.

Ключом к оценке условий формирования адакитовых магм может стать их геохимическая характеристика.

Как мы уже отмечали ранее, характерной чертой архейских адакитов является их деплетированность ТРЗ-элементами. Формирование подобных расплавов может происходить при плавлении мантийного субстрата с формированием гранат ± амфиболового (роговообманкового) рестита, однако следует подчеркнуть, что данные фазы не играют существенной роли при образовании андезитовых расплавов *(Martin, 1999)*.

Постоянно встречаемая положительная Sr и слабая положительная Eu аномалия в адакитах подтверждают участие плагиоклаза в процессе магмогенеза (его возможную аккумуляцию) при кристаллизации первичного расплава, что не характерно для спектров РЗЭ известково-щелочных БАДР-серий, в которых аномалии имеют отрицательные значения.

Геохимическое моделирование процесса плавления показывает, что источник адакитовых расплавов должен быть мафитовым-ультрамафитовым *(Defant, Drummond, 1990; Samaniego, 1995)*. Вероятнее всего, в процесс плавления вовлекались субдуцированные океанические базальты, «трансформированные» в гранатовые амфиболиты или эклогиты с образованием гранат±амфиболового рестита *(Martin, 1999)*.

Экспериментальные исследования по плавлению метаморфизованных базальтов, толеитов и амфиболитов с целью получения адакитовых магм проводились многократно в широком спектре давлений (5–32 кбар) и температур (850–1200 °С) *(Rapp et al., 1991; Wolf, Wyllie, 1991)*.

Расплавы, генерируемые при 10–40% частичном плавлении в области температур 950–1200 °С и давлении от 10 до 32 кбар, имеют адакитовые геохимические характеристики и равновесны с реститами, представленными плагиоклаз + амфибол ± ортопироксен ± ильменитовыми фазами при давлении до 8 кбар; гранат + амфибол ± плагиоклаз ± клинопироксен ± ильменитом при давлении 16 кбар; гранат + клинопироксен ± рутилом при высоких давлениях – 20–32 кбар *(Martin, 1999)*.

Распределение РЗЭ в расплавах (рис. 68), полученных в ходе плавления при низких PT параметрах (с образованием безгранатовых реститов), имеет нефракционированный, «плоский» характер, при повышении давления и температуры, когда к реститовым фазам добавляется гранат, топология спектров приобретает четко выраженный ТРЗЭ деплетированный ($30 \leq (La/Yb)_n \leq 50$) характер, идентичный наблюдаемому в адакитах *(Rapp et al., 1991; Wolf, Wylie, 1991; Sen, Dunn, 1994*).

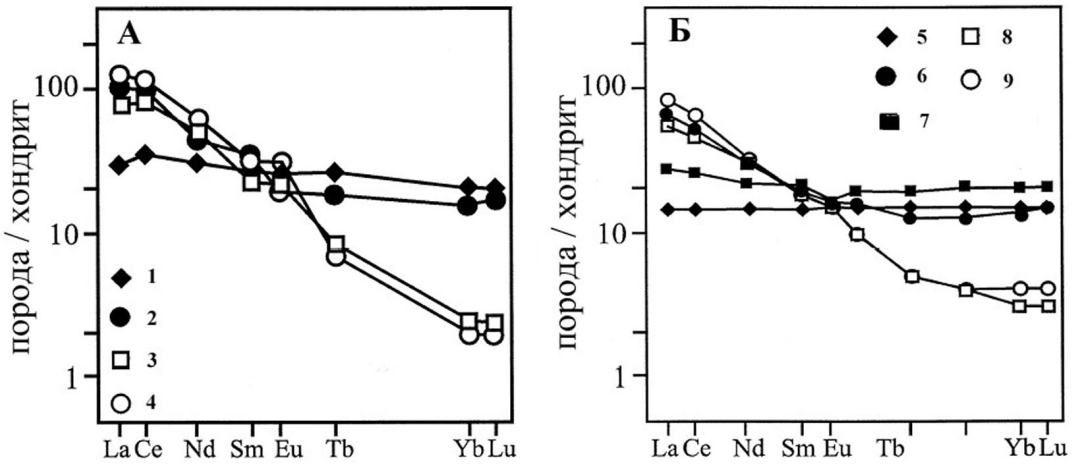


Рис. 68. **Распределение РЗЭ в расплавах, полученных при частичном плавлении:**

А – толеитов *(Rapp et al., 1991)*; Б – низко-К амфиболитов *(Wolf, Wyllie, 1991):* 1 – толеит, 2 – состав, полученный в ходе плавления при P = 8 кбар и T = 1000 °С, 3 – P = 22 кбар, T = 1050 °С, 4 – P = 32 кбар, T = 1100 °С, 5 – низко-К амфиболит, 6 – состав, полученный в ходе плавления при P = 10 кбар и T = 850 °С, 7 – P = 10 кбар,T = 1000 °С, 8 – P = 10 кбар, T = 950 °С, 9 – P = 10 кбар, T = 875 °С

Нами была произведена оценка температур ликвидуса адакитовых магм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, выполненная в программе Pele 6.02, полученные значения составляют интервал от 1020 до 1090 °С. В результате моделирования процесса генерации адакитового расплава (рис. 69) для Чалкинской и Игнойльской структур Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса установлено, что эти породы могут быть получены при 10–15% плавления амфиболита с образованием Cpx (60%) + Gar (10%) + Pl (25%) + Hbl (5%) рестита с последующим фракционированием Pl + Cpx, что хорошо согласуется с приведенными ранее экспериментальными результатами и модельными условиями генерации адакитов из верхней БАДР-серии Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса восточной части Фенноскандинавского щита *(Puchtel et al., 1999; Samsonov et al., 2005)*.

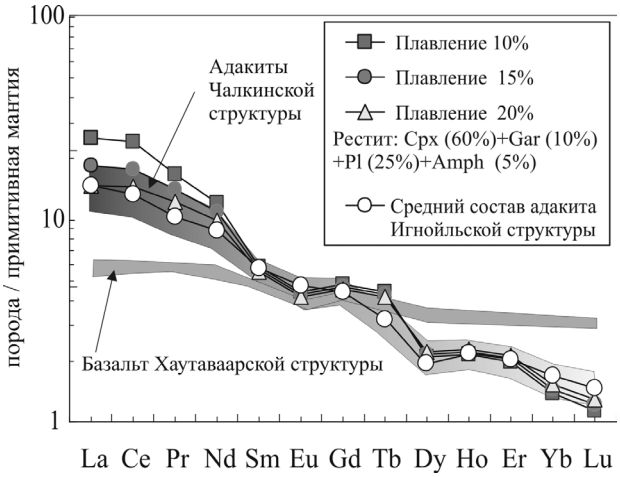


Рис. 69. **Модель формирования расплава с адакитовыми характеристиками. За основу взяты реальные составы пород Хаутаваарской мегаструктуры** *(Светов, 2005)*

Важно подчернуть, что при модельных расчетах в качестве пород слэба принимались средние составы мезоархейских (3,05–2,9 млрд лет) высокомагнезиальных базальтов коматиитового ряда из Хаутаваарской структуры, что, мы надеемся, приближает модель к реальности.

Рассмотрев возможные условия формирования древнейших адакитов в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, следует уделить внимание и другим пространственно ассоциирующим с ними магматическим системам андезитового ряда.

Наиболее распространенной в архейских конвергентных системах является Nb-обогащенная БАДР-серия, типичный представитель островодужных ансамблей, как мезоархейского, так и фанерозойского возраста *(Polat, Kerrich, 2001)*. Формирование этой серии чаще всего сопутствует образованию адакитов и высокомагнезиальных андезибазальтов (байяитов), что мы и наблюдали в мезоархейских породных ансамблях Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

На основе геохимической характеристики Nb-обогащенных БАДР, а также байяитовой серии, были реконструированы условия магмогенеза, при помощи модельной интерпретации химического состава расплавов в программном комплексе Pele 6.02.

Полученные результаты свидетельствуют о возможной генерации первичных магм серии на глубинах 60–70 км (давление в источнике < 25 кбар), при вариации степени плавления метасоматизированного мантийного пиролита на уровне 12–20%, при температурах в интервале T = 1000–950 °C.

Все разнообразие породного ансамбля связано с процессами фракционирования первичных выплавок, сформировавших дифференцированную базальт-андезит-дацитовую ассоциацию.

Рассчитанные значения модельных равновесных температур первичных расплавов варьировали в интервале от 1080 до 980 °C, находясь в прямой зависимости от кремнекислотности магм, при этом максимальные температуры 1100–1070 °C были получены для байяитовых выплавок (андезибазальты с содержанием SiO_2 = 53,1–53,6 мас. % и имеющих повышенные содержания MgO до 5,6–6,5 мас. %) из первых фаз излияния.

Полученные значения находятся в хорошей корреляции с равновесными температурами, рассчитанными по двупироксеновому термометру Линдслея (с погрешностью расчета ±30 °C) *(Lindsley, 1983)* для магнезиальных (байяитовых) андезибазальтов Ключевского вулкана, где они варьируют от 1140 до 1120 °C, для высокоглиноземистых андезибазальтов (сопоставимых с адакитами) температура составляла менее 1100 °C *(Kersting, Arculus, 1994)*. Также близки температуры ликвидуса адакитов вулканического комплекса Колд Бау, Алеуты – 1110 °C *(Brophy, 1986)* и острова Адак, Алеуты – 1050–1080 °C *(Conrad, Kay, 1984)*.

Таким образом, можно сделать вывод, что магмогенерация первичных байяитовых расплавов (наиболее магнезиальных разностей) андезитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса проходила при температурах менее 1100 °C в присутствии H_2O в первичном расплаве. Современные экспериментальные данные показывают, что растворимость H_2O при давлении около 3–10 кбар и температуре 1100–1150 °C для подобных магм может составлять от 3 до 6 мас. % *(Moore, Carmichael, 1998)*, что позволяет ожидать уменьшения температур плавления на 50–100 °C. Предполагаемой областью плавления являлась верхняя мантия, расположенная над субдукционной зоной. Именно здесь происходит ее насыщение флюидной фазой и метасоматизация в ходе дегидратации субдуцируемой океанической плиты *(Martin, 1999; Sylvester et al., 1997),* что неминуемо вызывает частичное плавление мантийного субстрата. Эксперимен-

тальные работы показывают, что данный механизм является возможным и для архейских субдукционных систем, учитывая более высокую архейскую геотерму.

Область плавления, очевидно, существовала на глубинах до 60–70 км и давлении < 25–30 кбар, что согласуется с результатами расчетов Г. В. Овчинниковой с соавторами *(Овчинникова и др., 1994),* которой были получены значения T = 1000–950 °C и P = 8–22 кбар для андезитов (БАДР-серии) Игнойльской палеопостройки. Степень плавления при генерации первичных расплавов не превышала 15–30%, при этом геохимическая характеристика магм была достаточно примитивной.

Образование всей дифференцированной системы андезибазальт-андезит-дацит-риолит происходило впоследствии в ходе процессов фракционирования первичных расплавов с образованием Cpx+Pl+TiMgt реститов.

Как показано в модельных расчетах И. С. Пухтеля *(Puchtel et al., 1999),* при 85% дифференциации андезитового расплава в равновесии с минеральной ассоциацией, представленной Cpx (30%) + Pl (60%) + TiMgt (10%), могут быть получены риолитовые расплавы, подобные описываемым в БАДР-серии. Фракционирование должно проходить в малоглубинных камерах при давлении < 2 кбар.

Приведенные модельные расчеты показывают предполагаемые условия магмогенерации наиболее распространенных андезитовых ассоциаций двух временных срезов (3,0–2,9 и 2,9–2,8 млрд лет) в архейских конвергентных обстановках.

Если проводить параллели между архейскими и современными субдукционными системами, основанные на геохимической характеристике породных ассоциаций, соотношении серий в их пределах, в качестве наиболее близкого мезоархейским мультисериальным ансамблям аналога может служить вулканическая система Северного Эквадора и Колумбии (NVZ- северная вулканическая зона) в области пологого погружения плиты Наска под Южно-Американскую плиту (рис. 70) (Описание приводится по работе *Bourdon et al., 2003*).

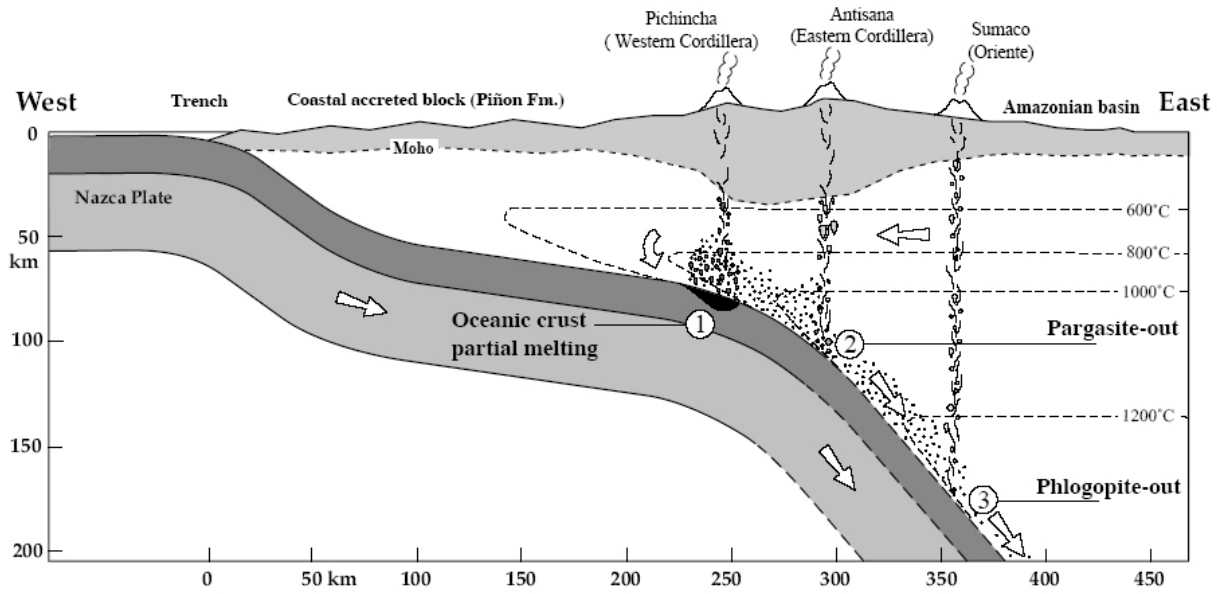


Рис. 70. **Схематичная модель строения Северной вулканической зоны (NVZ) в Эквадоре** *(Bourdon et al., 2003)*

Комплексное изучение состава вулканических образований Северного Эквадора проводилось на примере вулканов Пичинча (Guagua Pichincha & Rucu Pichincha), Антисана (Antisana) и Сумако (Sumako), формирующих фронтальную, центральную и тыловую зону субдукционной системы. Детальные исследования условий магмогенеза показали, что формирование магматических систем этого района проходит при непосредственном участии в магмогенезе как вещества слэба, так и метасоматизированной мантии.

В пределах субдукционной системы существует четкая геохимическая зональность формирующихся магматических систем в зависимости от их заложения. Приведем краткую характеристику комплексов, формирующихся на различных ее участках.

Фронтальный вулканический пояс, представленный вулканом Пичинча (Западные Кордилье-

ры), сложен вулканитами двух серий. Доминирующим развитием пользуются адакиты (HSA-типа, с содержанием MgO < 3 мас. %; K_2O/Na_2O~ 0,4, с низкими содержаниями ТРЗЭ и Y (рис. 71), высокими концентрациями Sr > 500 ppm, что отражается в высоких значениях отношений La/Yb, Sr/Y). Минералогическая характеристика пород стандартна для адакитов, содержит амфибол, плагиоклаз, в небольших обьемах пироксен и Fe-Ti оксиды. Установлено, что формирование адакитов Пичинчи проходило при плавлении базальтового слэба, в зоне «перелома» (области увеличения наклона) плиты Наска.

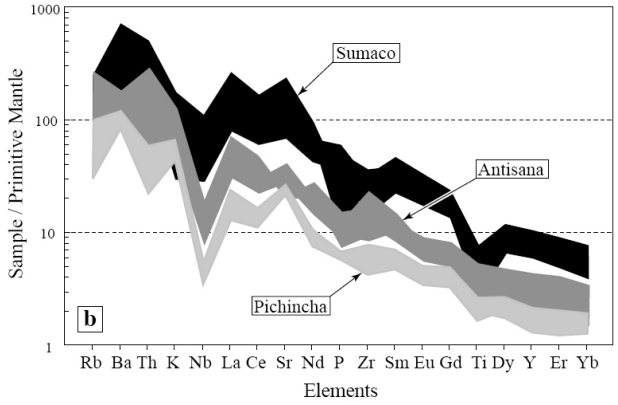


Рис. 71. **Спайдерграммы пород вулканов Пичинча (адакиты, байяиты), Антисана (БАДР-серия), Сумако (высоко-NB базальты, HNB), Северный Эквадор** *(Bourdon et al., 2003)*

Вместе с адакитами (хотя и в меньших объемах) изливались высокомагнезиальные андезиты (байяиты), характеризуемые высокими содержаниями MgO до 6,02 мас. %, повышенным уровнем ТРЗЭ, высокими концентрациями Cr (150–170 ppm) и Ni (70–85 ppm). Минералогическая характеристика данных пород значительно отличается от сосуществующих с ними адакитов, в породах доминирует пироксен, с большим количеством включений шпинели, плагиоклаз, амфибол редок, а Fe-Ti оксиды не выявлены.

Геохимические и модельные исследования показали, что байяиты и адакиты не могут быть связаны процессами фракционирования. Основной механизм, который может объяснить формирование байяитов – это процесс смешения первичных адакитовых расплавов с веществом мантийного клина в ходе подъема магм на поверхность, при таком взаимодействии конечные выплавки будут значительно обогащены MgO, обеднены SiO_2 *(Rapp et al., 1991)*.

Центральный вулканический пояс (вулкан Антисана, Восточные Кордильеры) сформирован ассоциацией, представляющей собой геохимически переходную серию от адакитов к классической АДР-серии известково-щелочного ряда. Породы вулканического центра обогащены всеми несовместимыми элементами (в особенности ТРЗЭ и Y, Rb), что четко прослеживается на спайдерграмме (рис. 71). Формирование магматического комплекса стратовулкана проходило при частичном плавлении зон метасоматизированной мантии, при дестабилизации паргасита в обогащенной гранатом мантии, что может быть следствием ее метасоматизации продуктами плавления базальтового слэба (адакитовыми магмами) *(Bourdon et al., 2002)*.

Тыловой вулканический пояс (вулкан Сумако). Сформирован магматическим ансамблем высоко-Nb базальтов. Породы характеризуются низким содержанием SiO_2 (44–54 мас. %), повышенными содержаниями K_2O (0,8–4 мас. %), Na_2O (4,1–6,5 мас. %), при отношении K_2O/Na_2O~ 0,6, и могут быть классифицированы как абсорокиты и шошониты. Вулканиты значительно обощены РЗЭ (La/Yb = 28–50), как в легкой, так и тяжелой частях спектра, и характеризуются аномально высокими концентрациями Nb (от 21 до 80 ppm). При этом породы имеют близкие к адакитам изотопные характеристики, что свидельствует о том, что при формировании расплавов процессы контаминации древнего корового материала отсутствовали.

Геохимическая характеристика высоко-Nb базальтов вулкана Сумако является тождественной многим вулканическим комплексам из субдукционных систем Панамы, Коста-Рики, Мексики.

Формирование HNB расплавов, как показали результаты экспериментальных работ *(Tatsumi, Koyaguchi, 1989),* возможно, из метасоматизированной, обогощенной флогопитом перидотитовой мантии, в случае дестабилизации флогопита и инициализации при этом процесса плавления.

В связи с тем, что высоко-Nb базальты не имеют деплетированных ТРЗЭ спектров, а характеризуются высокими их концентрациями, следовательно, гранат не участвовал в процессе плавления.

Важным является тот факт, что сосуществование высоко-Nb (HNB) базальтов, байяитов и адакитов в субдукционном комплексе Северного Эквадора и многих других аналогичных областях, позволяет предполагать, что формирование данной «триады» отражает закономерное развитие конвергентной системы.

При этом формирование контрастных геохимических серий связано прежде всего со взаимодействием магм, образованных при плавлении субдуцируемого слэба, с веществом метасоматизированного мантийного клина. В меньшей степени это обусловлено контаминацией первичными магмами корового вещества.

Таким образом, развитие субдукционной системы, особенно в режиме пологой субдукции (что мы наблюдаем в северной части Южной Америки), приводит к формированию значительной латеральной геохимической зональности генерируемых расплавов (с четкой сменой их составов от фронта вулканического пояса к его тылу) и принадлежности их к мультисериальным магматическим ансамблям. В этом случае универсальными геохимическими маркерами заложения и развития конвергентных обстановок становится появление триады: адакиты-байяиты (высоко-MgO андезиты)- высоко-Nb базальты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе мы сделали попытку детально охарактеризовать древнейшие (3,05–2,99 млрд лет) на Фенноскандинавском щите адакиты, фрагментарно сохранившиеся в отдельных структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, показать их литогеохимическую характеристику и сходство с современными фанерозойскими аналогами. Полученные материалы отражают лишь первый этап исследования этих уникальных образований, поэтому много вопросов осталось не освещенными.

Как было нами показано, на примере геохимической характеристики мезоархейских андезитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, сериальное деление позволяет в пределах андезитовых ассоциаций двух временных срезов (3,0–2,9 и 2,9–2,8 млрд лет) выделить такие основные ассоциации, как адакитовую, БАДР, высоко-MgO андезибазальтов, андезитов, Nb-обогащенных андезибазальтов, серии андезитов толеитового ряда и ряд других.

Полученные результаты хорошо коррелируют с исследованиями в пределах субпровинции Вава, Канада, где были выделены близкие породные ансамбли *(Polat, Kerrich, 2001; Wyman et al., 2002)*.

Обобщая полученный геохимический материал, следует кратко рассмотреть варианты формирования подобных ассоциаций в мезоархейской конвергентной субдукционной системе на примере парагенезов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Адакитовая серия. Генерация адакитовых расплавов осуществлялась при непосредственном плавлении субдуцируемой океанической плиты, чаще всего в режиме пологой субдукции на инициальной или конечной стадиях. В некоторых случаях формирование адакитов возможно и в обстановках «слэб-виндов» (в областях разрыва субдуцируемой плиты). Модельные расчеты генерации адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса позволили установить, что исходные магмы могли быть получены при 10–15% плавления амфиболита с образованием Cpx (60%) + Gar (10%) + Pl (25%) + Hbl (5%) рестита, с последующим фракционированием Pl ± Cpx. Формирование адакитов связано с инициальной стадией заложения субдукционной системы, и впоследствии расплавы данного состава внесли существенный вклад в формирование прочих гибридных серий.

Nb-обогащенная БАДР-серия. Формирование данной дифференцированной ассоциации является закономерным этапом развития субдукционной системы. При генерации серии предполагаемой областью плавления являлась зона метасоматизированного мантийного клина. Как показали результаты ранних модельных исследований *(Светов, 2005)*, область плавления располагалась на глубинах 60–70 км (давление в источнике < 25 кбар). Степень плавления при генерации первичных известково-щелочных расплавов не превышала 12–20%, температуры T = 1000–950 °C. Все разнообразие пород связано с процессами фракционирования первичных базальтовых, андезибазальтовых расплавов.

Высокомагнезиальные андезибазальты, андезиты (байяиты) характеризуются содержанием SiO_2 на уровне 56–65 мас. %, повышенной магнезиальностью (Mg# > 0,5) и концентрациями Cr, Ni, ЛРЗЭ. Подобный тип расплавов может формироваться в ходе взаимодействия отделенных при плавлении метасоматизированной мантии расплавов с адакитовыми магмами и прогрессивной их гибридизации *(Kelemen, 1995; Wyman et al., 2002; Calmus, 2003)*.

Высоко-Nb базальты, андезибазальты и Nb-обогащенные андезиты. От пород прочих серий высоко-Nb базальты и андезиты отличаются значительными концентрациями Nb > 20 ppm, в случае Nb-обогащенных пород эти концентрации составляют 7–20 ppm, что в любом случае значительно превышает концентрации Nb в породах островодужных систем, где они не превышают 2 ppm *(Тейлор, МакЛеннан, 1988)*. Обогащенные Nb-породы являются типичными ансамблями островодужных систем, как и адакиты

(Polat, Kerrich, 2001). Формирование ассоциации возможно по нескольким моделям, включающим взаимодействие адакитовых расплавов с продуктами плавления перидотитов в области мантийного клина; в ходе конвекционных движений в области мантийного клина, когда метосоматизированные перидотиты переносятся непосредственно в область плавления *(Kepezhinskas et al., 1996; Sajona et al., 1996)*

Толеитовая и коматиитовая серии. Андезиты и андезибазальты толеитовой серии достаточно широко представлены в мезоархейских островодужных ансамблях Центральной Карелии. Формирование столь «примитивных» расплавов может происходить на инициальной стадии заложения островодужной системы, что достаточно типично для фанерозойских конвергентных обстановок *(Фролова, Бурикова, 1997)*. Обнаружение же андезитов и андезидацитов «коматиитового» ряда в виде дайковой составляющей является достаточно уникальной находкой. Сопоставление их геохимии с вариолитами (продуктами ликвационной дифференциации коматиитовых расплавов) показывает еще большее обеднение всеми РЗЭ, характеристика спектра почти полностью соответствует примитивной мантии, однако присутствует ярко выраженное обогащение Rb, Ba Th, U, возможно, связанное с контаминацией корового материала. Данные расплавы не могут являться продуктами непосредственного фракционирования коматиитовых магм, о чем свидетельствует крайне низкий уровень содержания лантаноидов, и условия их формирования пока остаются дискуссионными.

Таким образом, резюмируя приведенный материал, можно сделать ряд выводов:

– изучение древнейших на Фенноскандинавском щите адакит-БАДР-байяитовых ассоциаций Няльмозерской – Игнойльской – Хаутаваарской – Чалкинской – Остерской структур и сосуществующих с ними осадочных парагенезов показало, что их формирование проходило на различных стадиях заложения и развития субдукционной островодужной системы на западном фланге Водлозерского блока, что укладывается в разработанную ранее модель развития территории *(Светов, 2005)*;

– древняя островодужная система развивалась с 3,05 по 2,90 млрд лет на энсиалическом основании в ходе пологого погружения субдуцируемой протоокеанической плиты, что хорошо коррелирует с геодинамическими событиями в пределах прочих древних кратонов мира;

– изученная ассоциация магматических серий андезитовых вулканитов является устойчивым маркером существования конвергентных процессов в архее и в аналогичном виде присуща современным субдукционным комплексам.

ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г. П., Палуева А. А. Геодинамические условия магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С. 164–169.

Авдейко Г. П., Портягин М. В., Хоериле К. и др. Вулканизм и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островодужных систем // Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С. 169–173.

Бибикова Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 256 с.

Бибикова Е. В., Самсонов А. В., Щипанский А. А. и др. Хизоваарская структура в Северо-Карельском зеленокаменном поясе как позднеархейская аккреционная островная дуга: изотопные, геохронологические и петрологические следствия / Петрология, v. 11, 3, 2003. С. 289–320.

Володичев О. И., Кулешевич Л. В., Кузенко Т. И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии // Рукописный науч. отчет ИГ КарНЦ РАН. 2002. 187 с.

Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.

Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1978. 168 с.

Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 230 с.

Гилярова М. А. Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1974. 223 с.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.

Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 439 с.

Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология) / Отв. ред. С. Б. Лобач-Жученко. Л.: Наука, 1988. 212 с.

Иванов Б. В. Типы андезитового вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса. М., 1990. 212 с.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Л., 1963. Вып. 16. 209 с.

Левченков О. А., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 63–72.

Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Чекулаев В. П. и др. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 160–176.

Лобач-Жученко С. Б., Коваленко А. В., Левский Л. К. и др. Sm-Nd изотопные данные как отражение гетерогенности архейской коры Карелии, Балтийский щит // Тез. докл. конф. Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб.: ИГГД РАН, 2003. С. 301–305.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские террейны Карелии: геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Берковский А. Н. Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л., 1986. С. 153–163.

Лобиков А. Ф. О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным свинцово-изохронного метода // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев, 1982. С. 90–91.

Магматические горные породы // Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 438 с.

Малеев Е. Ф. Вулканиты. М.: Недра, 1980. 240 с.

Матреничев В. А., Сергеев С. А., Левченков О. Д., Яковлева С. З. Возраст дацитов Хаутаваарской зеленокаменной структруры (Центральная Карелия) // Изв. АН. Сер. геол., 1990. № 8. С. 131–133.

Миллер Ю. В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 144 с.

Минц М. В. Архейская тектоника миниплит // Геотектоника. 1998. № 6. С. 2–22.

Овчинникова Г. В., Матреничев В. А., Левченков О. А. и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 266–281.

Ранний докембрий Балтийского щита / В. А. Глебовицкий (отв. ред.). СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 584 с. Пер. изд.: США, 1975.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., 1964. 437 с.

Робонен В. И., Рыбаков С. И., Светова А. И. Фациальный состав и петрохимия спилито-диабазовой (базальтовой) формации района Хаутаваары (Южная Карелия) // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1974. С. 42–58.

Робонен В. И., Рыбаков С. И., Светова А. И. Палеовулканологические реконструкции нижнепротерозойских вулканических структур в Карелии // Сов. геология. 1975. № 8. С. 135–140.

Рыбаков С. И. Колчеданные рудопроявления в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 269 с.

Рыбаков С. И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. Петрозаводск: Изд. Карелия, 1980. 136 с.

Самсонов А. В., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Запада Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: Профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 109–143.

Самсонов А. В., Бибикова Е. В., Пухтель И. С. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. 1-я Международная Конференция, 8–11 сентября 1996, Санкт-Петербург. СПб.: изд. фирмы «Минерал», 1996. С. 74–75.

Светов С. А. Коматиит-толеитовые ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. 172 с.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан–континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

Светов С. А. Новые данные по геохимии древнейших (3,05–2,95 млрд лет) андезитовых ассоциаций Восточной Фенноскандии // ДАН. 2003. Т. 388, № 5. С. 664–668.

Светов С. А., Кудряшов Н. М., Ронкин Ю. Л. и др. Мезоархейская островодужная ассоциация Центрально-Карельского террейна (Фенноскандинавский щит). Новые геохронологические данные // ДАН. 2006. Т. 406, № 3. С. 370–374.

Светов С. А., Светова А. И. РЗЭ-систематика верхнеархейских осадочных парагенезов Центральной Карелии // ДАН. 2004. Т. 394, № 3. С. 393–398.

Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Неоархейская дайковая ассоциация Хаутаваарской структуры, как отражение заключительного этапа эволюции Центрально-Карельского террейна // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 82–90.

Светов С. А., Светова А. И., Хухма Х., Назарова Т. Н. Магматические серии вулканических дуг мезоархейской зоны перехода океан–континент на примере западного обрамления Водлозерского блока. Аспекты геохимической типизации и изотопной характеристики // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 5–13.

Светов С. А., Хухма Х. Геохимия и Sm-Nd-систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) // ДАН. 1999. Т. 369, № 2. С. 261–263.

Светов С. А., Хухма Х., Светова А. И., Назарова Т. Н. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита // ДАН. 2004. Т. 397, № 6. С. 810–814.

Светов С. А., Ронкин Р. Л., Хухма Х. Мезоархейские адакиты центральной части Карельского кратона: геохимия, Sm-Nd-систематика и условия формирования // Прикладная геохимия. Т. 1. № 7. М.: Изд-во ИМГРЭ, 2005. С. 300–314.

Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1988. 148 с.

Светова А. И., Светов С. А., Назарова Т. Н. Мезоархейские седиментационные ансамбли в пределах офиолитоподобных комплексов Центрально-Карельского террейна // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 135–141.

Светова А. И., Светов С. А., Назарова Т. Н. Полимодальные граувакки – индикаторы конвергентных режимов в архее // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 36–47.

Сергеев С. А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дисс. … канд. г.-м. н. 1989. 24 с.

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 1–29.

Сочеванов Н. Н., Арестова Н. А., Матреничев В. А. и др. Первые данные о Sm-Nd возрасте архейских базальтов в Карельской гранит-зеленокаменной области // ДАН СССР. 1991. Т. 318, № 1. С. 175–180.

Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 190 с.

Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Тугаринов А. И., Бибикова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., 1980. 130 с.

Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966. 360 с.

Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Левский Л. К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.

Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 560 с.

Atherton M. P., Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust // Nature. 1993. V. 362. P. 144–146.

Ayer J., Amelin Y., Corfu F. et al. Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction and sedimentation // Precambrian Res. 2002. V. 115. P. 63–95.

Beate B., Monzier M., Spikings R. et al. Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 192. P. 561–570.

Bebout G. E., Ryan J. G., Leeman W. P. B-Be systematics in subduction-related metamorphic rocks – characterization of the subducted component // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 2227–2237.

Bhatia M. R., Crook K. A. Trace element characteristics of graywackesand tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. P. 181–193.

Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geology. 1983. P. 611–627.

Bibikova E. V.,Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.

Bloomer S. H., Taylor B., MacLeod C. J. et al. Early arc volcanism and the ophiolite problem: a perspective from drilling in the Western Pacific / Taylor B. Natland J. (eds) // Active margin and marginal basins of the Western Pacific. American geophysical Union, Geophysical monograph. 1995. N 88. P. 1–39.

Bonjour J. L., Dabard M. P. Ti/Nb rations of clastic terrigenous sediments used as an indicator of provenance // Chemical Geology. 1991. P. 257–267.

Bourdon E., Eissen J. P., Monzier M. et al. Adakite-like lavas from Antisana volcano: evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean Northern Volcanic Zone // J. Petrol. 2002. V. 43. P. 199–217.

Bourdon E., Eissen J. P., Gutscher M. A. et al. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America) // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 205. P. 123–138.

Bourgois J., Martin H., Lagabrielle Y. et al. Subduction-erosion related to ridge-trench collision: Taitao Peninsula Chile margin triple junction area // Geology. 1996. V. 24. P. 723–726.

Brophy J. G. The Cold Bay Volcanic center, Aleutian volcanic arc I. Implications for theorigin of hi-alumina arc basalt // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. P. 368–380.

Calmus T., Aguillo-Robles A., Maury R. C. et al. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites («bajaites») from Baja California, Mexico: the role of slab melts // Lithos. 2003. V. 66. P. 77–105.

Cameron K. L., Cameron M. Rare Earth element, $^{87}Sr^{86}$ Sr, and ^{143} Nd ^{144} Nd compositions of Cenozoic orogenic dacites from Baja California, northwestern Mexico, and adjacent west Texas: evidence for predominance of a subcrustal component // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 91. P. 1–11.

Camire G. E., Lafleche M. R., Ludden J. N. Archaean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian Shield: chemical characterization, weathering and modelling of the source areas // Precambrian Research. 1993. N 62. P. 285–305.

Castillo P. R. An overview of adakite petrogenesis // Chinese Science Bulletin. 2006. Vol. 51. N 3. P. 257–268.

Chan L. H., Leeman W.P., You C. F. Lithium isotopic composition of Central American volcanic arc lavas: Implications for modification of the sub-arc mantle by slab-Derived fluids // Chem. Geol. 1999. V. 160. P. 255–280.

Condie K. C. TTG and adakites: are they both slab melts? // Lithos. 2005. V. 80. P. 33–44.

Conrad W. K., Kay R. W. Ultramafic and mafic inclusions from Adak island: crystallization history and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleution arc // J. Petrol. 1984. N 25. P. 88–125.

Crawford A. J., Fallon T. J., Green D. H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Boninites and related rocks. London: Unwin Hyman, 1989. P. 1–49.

Defant M. J., Richerson M., De Boer J. Z. et al. Dacite genesis via both slab melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada volcanic complex. Panama // J. Petrol. 1991. V. 32. P. 1101–1142.

Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. N 347. P. 662–665.

DePaolo D. J., Linn A. M., Schubert G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle sepa- ration ages from Sm–Nd isotopic data and application to the cordilleran Southwestern United States // J. Geophys. 1991. Res. 96. P. 2071–2088.

Drummond M. S., Defant M. J., Kepezhinskas P. K. The petrogenesis of slab derived trondhjemite–tonalite–dacite r adakite magmas // Trans. R. Soc., Edinburgh: Earth Sci. 1996. P. 205–216.

Edwards, C.M.H., Morris J. D., Thirlwall M. F. Separating mantle from slab signatures in akc lavas using B/Be and Rad: ogenic isotope Systematics // Nature, 1993. V. 362. P. 530–533.

Fallon T. J., Bloomer S. H., Crawford A. J. Boninites recovered from Tonga Forearc // Amer. Gophys. Union. Fall meeting, San Francisco. 1997. V. 78. P. 815.

Falloon T. J., Danyushevsky L. D., Crawford A. J. et al. Boninites and adakites from the nortern termination of the Tonga trench: implication for adakite petrogenesis // J. Petrol. 2008. In press.

Fedo C. M., Eriksson K. A., Krogstad E. J. Geochemistry of shales from the Archean (~3.0Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: Implications for provenance and source-area weathering // Geochimica et Cosmohimica Acta. 1996. V. 60, N 10. P. 1751–1763.

Feng R., Kerrich R. Geochemical evolution of granitoids from the Archaean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada: Implication for tectonic history and source regions // Chem. Geol. 1992. V. 98. P. 23–70.

Fitton J. G., Saunders A. D., Norry M. J. et al. Thermal and chemical structure of the Island plume // Earth Planet Sci. Lett. 1997. V. 153. P. 197–208.

Futa K., Stern C. R. Sr and Nd isotopic and trace element compositions of quaternary volcanic centres of the southern Andes // Earth Planet Sci. Lett. 1988. P. 253–262.

Gaál G., Gorbatschev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 15–52.

Gill J. B. Orogenic Andesites. Springer-Verlag, 1981. 289 p.

Goldstein S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material implications for crustal evolution // Earth Plan. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

Gonza´lez-Partida E., Levressea G., Carrillo-Cha´veza A. et al. Paleocene adakite Au-Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics // Journal of Geochemical Exploration. 2003. V. 80. P. 25–40.

Green D. Experimental testing of «equilibrium» partial melting of peridotite under water-saturated, high-pressure conditions // Can. Mineral. 1976. V. 14. P. 255–268.

Guivel C., Lagabrielle Y., Bourgois J. et al. Magmatic reponses to active spreading ridge subduction: multiple magma sources in the Taitao Peninsula region 468–478 S, Chile triple junction // Third International Symposium on Andean geodynamics, ISAG 1996. Saint-Malo, France. ORSTOM editeur. P. 575–578.

Gutscher M. A., Maury R., Eissen J. P., Bourdon E. Can slab melting be caused by flat subduction? // Geology. 2000. V. 28. P. 535–538.

Hollings P., Kerrich R. An archean arc basalt-Nb-enriched basalt-adakite association: the 2.7ga Confederation assemblage of the Birch-Uchi greenstone belt, Superior Province // Contrib. Miner. Petro. 2000. 139. P. 208–226.

Hollings P., Wyman D., Kerrich R. Komatiite-basalt-rhyolite volcanics associations in Northern Superior Province greenstone belts: significance of plume-arc interaction in the generation of the proto continental Superior Province // Lithos. 1999. 46. P. 137–161.

Hölttä P., Huhma H., Mänttäri I., Paavola J. P-T-T development of Archaean granulites in Varpaisjärvi, central Finland. II. Dating of high-grade metamorphism with the U-Pb and Sm-Nd methods // Lithos. 2000. V. 50. P. 121–136.

In arc lavas using B/Be and radiogenic isotope systematics // Nature. 1993. V. 362. P. 530–533.

Ishiwatari A., Yanagida Y., Li Y. B. et al. Dredge petrology of the boninitte- and adakite-bearing Hagjima Seamount of the Ogasawara (Bonin) forearc: an ophiolite or a serpentinite seamount // Island Arc. 2006. V. 15. P. 102–118.

Kamber B. S., Ewart A., Collerson K. D. et al. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 144. P. 38–56.

Kay M. C., Ramos V. A., Marquez M. Evidence in Cerro Pampa vulcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trnch collision in southern South America // Journal of Geology. 1993. V. 101. P. 703–714.

Kay R. W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. V. 4. P. 117–132.

Kelemen P. B. Genesis of high Mg# andesites and continental crust // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 120. P. 1–19.

Kelemen P. B., Yogodzinski G. M., Scholl D. W. Along-strike variation in the Aleutian Island Arc: genesis of high Mg-number andesite and implications for continental crust // Eiler J. (ed) Inside the subduction factory. American Geophysical Union, Geophysical monograph. 2003. N 138. P. 223–276.

Kepezhinskas P. K. Origin of the hornblende andesites of northern Kamchatka // Int. Geol. Rev. 1989. V. 31. P. 246–252.

Kepezhinskas P. K., Defant M. J., Drummond M. S. Na-metasomatism in the island arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 1505–1527.

Kepezhinskas P. K., Defant M. J., Drummond M. S. Progressive enrichment of island arc mantle by melt – peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 1217–1229.

Kerrich R., Wyman D., Hollings P., Polat A. Variability of Nb/U and Th/La in 3.0 to 2.7 Ga Superior Province ocean plateau basalts: implications for the timing of continental growth and lithosphere recycling // Earth and Plan. Sci. Letters. 1999. V. 168. P. 101–115.

Kersting A. B., Arculus R. J. Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia: the role of high-fluh recharged, tapped and fractionated magma chambers in genesis of high-Al_2O_3 from high-MgO basalt // Journal of petrol. 1994. 35. 1. P. 1–43.

Kimura J. I., Kunikiyo T., Osaka I., Nagao T., Yamauchi S. Late Cenozoic volcanic activity in the Chugoku area, southwest Japan arc during back-arc basin opening and reinitiation of subduction // The Island Arc. 2003. V. 12. P. 22–45.

Kröner A., Compston W. Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revised: zircon ion-microprobe ages // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 348–352.

Kuno H. High alumina basalt // J. of Petrology. 1960. V. 1. P. 121–145.

Kusky T. M., Polat A. Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins and stabilization of Archaean cratons // Tectonophysics. 1999. V. 305. P. 43–73.

LeBas M. J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // J. Petrology. 2000. V. 41. P. 1467–1470.

Leeman W. P., Carr M. J., Morris J. D. Boron geochemistry of the central-American volcanic arc – constraints on the genesis of subduction-related magmas // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. P. 149–168.

Leeman W. P., Sisson V. B. Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes // Boron. Rev. Mineral. 1996. P. 645–707.

Lindsley D. H. Pyroxene thermometry // Am. Miner. 1983. 68. P. 477–493.

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Sergeyev S. A. et al. Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // Precamrian Res. 1993. V. 62. P. 375–388.

Luukkonen E. The structure and stratigraphy of the late Archean Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland // Archaean geology of the Fennoscandian Shield. Geol. Surv. Finland Spec. Pap. 4. 1988. P. 71–96.

Ma C., Li Z., Ehlers C., Yang K., Wang R. A post-collisional magmatic plumbing system: Mesozoic granitoid plutons from the Dabieshan high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic zone, east-central China // Lithos. 1998. V. 45. P. 431–456.

Mahlburg K. S., Ramos V. A., Marquez M. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks of slab melting prior to ridge trench collision in southern South America // J. Geol. 1993. V. 101. P. 703–714.

Manikyamba C., Kerrich R., Khanna T. C. et al. Geochemical systematics of komatiite-tholeiite and adakitic-arc basalt associations: The role of a mantle plume and convergent margin in formation of the Sandur Superterrane, Dharwar craton, India // Lithos. 2008. 106. P. 155–172.

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.

Martin H. Archaean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes // Rev. Bras. Geoc. 1987. 17. P. 360–365.

Martin H., Smithies R. H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1–24.

McDonough W. F., Sun S.-S., Ringwood A. E. et al. Potassium, rubidium and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56 (3). P. 1001–1012.

Mohan M., Kamber B. S., Piercey S. J. Boron and arsenic in highly evolved Archean felsic rocks: Implications for Archean subduction processes // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 274. P. 479–488.

Moore C., Carmichal I. S. The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constrains on water content and conditions of phenocryst growth // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 130. P. 304–319.

Morris P. A. Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwestern Japan // Geology. 1995. V. 23. P. 395–398.

Morris J. D., Leeman W. P., Tera F. The subducted component in island arc lavas – constraints from be isotopes and B-Be systematics // Nature. 1990. V. 344. P. 31–36.

Myers J. D., Frost C. D. A petrologic re-investigation of the Adak volcanic center, central Aleutian arc, Alaska // J. Vol-canol. Geotherm. Res. 1994. V. 60. P. 109–146.

Naqvi S. M., Rana Prathap J. G. Geochemistry of adakites from Neoarchaean active continental margin of Shimoga schist belt, Western Dharwar Craton, India: Implications for the genesis of TTG // Precambrian Research. 2007. V. 156. P. 32–54.

Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

Niu H., Sato H., Zhang H. et al. Juxtaposition of adakite, boninite, high-TiO2 and low-TiO2 basalts in the Devonian southern Altay, Xinjiang, NW China // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. V. 28. P. 439–456.

Orozco-Esquivel M. T., Nieto-Samaniego A. F., Alaniz-Alvarez S. A. Origin of rhyolic lavas in the Mesa Cetral, Mixico, by crustal melting related to extension // Jor. Volcan. and Geothermal Res. 2002. V. 118. P. 37–56.

Ort M. H., Coira B. L., Mazzoni M. M. Generation of a crust-mantle magma mixture magma sources and contamination at Cerro Panizos, central Andes // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. 123. P. 308–322.

Pallares C., Bellon H., Benoit M. et al. Temporal geochemical evolution of neogene volcanism in northern Baja California (27°–30° N): Insights on the origin of post-subduction magnesian andesites // Lithos. 2008. V. 105. P. 162–180.

Peacock S. M., Rushmer T., Thompson A. B. Partial melting of subducting oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 121 (1–2). P. 227–244.

Pearce J. A. Supra-subduction zone ophiolites: the search for modern analogues // Ophiolite concept and the evolution of Geological thought. Spec. Paper. 373. Geol. Soc. Am. 2003. P. 269–293.

Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 ga Jormua ophiolite, Northeastern Finland // J. Petrology. 1996. V. 37. N 6. P. 1359–1383.

Percival J. A., Stern R. A., Rayner N. Archean adakites from the Ashuanipi complex, eastern Superior Province, Canada: geochemistry, geochronology and tectonic significance // Contrib. Mineral. Petrol. (2003) 145. P. 265–280.

Polat A., Kerrich R. Magnesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakites from late-archean

2.7 Ga Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: implications for late Archean subduction zone petrogenetic processes // Contri. Mineral. Petrol. 2001. V. 141. P. 36–52.

Polat A., Kerrich R. Nd-isotope systematics of ~2.7 Ga adakites, magnesian andesites and arc basalts, Superior Province: evidence for shallow crustal recycling at Archean subduction zones // Earth and Planet. Sci. Letters. 2002. V. 202. P. 345–360.

Polat A., Kerrich R. Reading the geochemical fingerprints of archean hot subduction volcanic rocks: evidence for accretion and crustal recycling in mobile tectonic regime // Archean geodynamics and environments. Geophysical monograph. Series 164. Am. Geoph. Un. 2006. P. 189–213.

Puchtel I. S., Hofmann A. W., Amelin Y. V. et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic shield: isotope and trace element constraints // Geochimica et cosmochimica acta. 1999. Vol. 63. N 21. P. 3579–3595.

Rapp R. P., Watson E. B., Miller C. F. Partial melting of amphibolite r eclogite and the origin of Archaean trond-hjemites and tonalites // Precambrian Res. 1991. 51. P. 1–25.

Rolland Y., Pecher A., Picard C. Middle Cretaceous back-arc formation and arc evolution along the Asian margin: the Shyok suture zone in northern Ladakh (NW Himalaya) // Tectonophysics. 2000. V. 325. P. 145–173.

Rollinson H., Martin H. Geodynamic controls on adakite, TTG and sanukitoid genesis: implications for models of crust formation Introduction to the Special Issue // Lithos. 2005. V. 79. P. ix – xii.

Ryan J. G., Leeman W. P., Morris J. D., Langmuir C. H. The boron systematics of intraplate lavas: Implications for crust and mantle evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 415–422.

Sajona F., Maury R., Prouteau G. et al. Slab melt as metasomatic agent in island arc magma sources, Negros and Bataan (Philippines) // Isl. Arc. 2000. V. 9. P. 472–486.

Sajona F. G., Maury R. C., Bellon H. et al. High field strength element enrichment of Pliocene– Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines) // J. Petrol. 1996. V. 37. P. 693–726.

Sajona F. G., Maury R. C., Bellon H. et al. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines // Geology. 1993. V. 21. P. 1007–1010.

Samaniego P. Interactions entre les magmas adakitiques et calco-alcalins: geochimie des complexes volcaniques du Cayambe et du Moranda-Fuya Fuya Equateur // University of Clermont-Ferrand, France, 1995. 45 p.

Sen C., Dunn T. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 Gpa: implications for the origin of adakites // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. 117. P. 394–409.

Schaltegger U., Zeilinger G., Burg J. P. Multiple mantle sources during island arc magmatism: U-Pb and Hf isotopic evidence from the Kohistan arc complex, Pakistan // Terra Nova. 2002. V. 14. P. 461–468.

Sigmarsson O., Martin H., Knowles J. Melting of a subducting oceanic crust in Austral Andean lavas from U-series disequilibria // Nature. 1998. V. 394. P. 566–569.

Smith T.E.M., Taylor S. R., Johnson R. W. REE-fractionated trachytes and dacites from Papua New Guinea and their relationship to andesite petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 69. P. 227–233.

Sorjonen-Ward P., Luukkonen E. Archean rocks // The Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Developments in Precambrian Geology 14. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 19–99.

Stacey J. S., Kramers J. D. Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26, N 2. P. 207–22.

Steiger R. H., Jager E. Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36, N 3. P. 359–362.

Stern C. R., Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 263–281.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Saunders A. D., Norry M. J. (eds), Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.

Svetov S. A., Svetova A. I., Huhma H. Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero archean greenstone belt, Central Karelia // Geochemistry International. 2001. Vol. 39. Suppl. 1. P. 24–38.

Sylvester P. J., Harper G. D., Byerly G. R., Thurston P. C. Volcanic aspects / DeWitt M. J. & Ashwal L. D. (Ed.), Greenstone belts // Claredon press, Oxford. 1997. 715 p.

Tamascak P. B., Ryan J. G., Defant M. J. Lithium isotope evidence for light element decoupling in the Panama subarc mantle // Geology. 2000. V. 28. P. 507–510.

Tatsumi Y., Koyaguchi T. An absarokite from a phlogopite lherzolite source // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. V. 102. P. 33–40.

Tatsumi Y., Isoyama H. Transportation of beryllium with H2O at high-pressures–implication for magma genesis in subduction zones // Geophys. Res. Lett. 1988. V. 15. P. 180–183.

Taylor S. R., McLennan S. M. The geochemicalevolution of the continental crust // Rev. Geophys. 1995. V. 33. P. 241–265.

Wolf M. B., Wyllie P. J. Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: textural development, liquid intercon-nectivity and applications to the segregation of magmas // Miner. Petrol. 1991. 44. P. 151–179.

Wyman D. A., Kerrich R., Polat A. Assembly of archean cratonic mantle lithosphere and crust: plume-arc

interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex // Precambrian Research. 2002. 115. P. 37–62.

Xiong X. L., Li X. H., Xu J. F. et al. Extremly high-Na adakite-like magmas derived from alkali-rich basaltic underplate: the late cretaceous Zhantang andesites in the Huichang Basin, SE China // Geochemical Journal. 2003. V. 37. P. 233–252.

Xiao L., Clements J. D. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints // Lithos. 2007. V. 95. P. 399–414.

Yogodzinski G. M., Kay R. W., Volynets O. N. et al. Magnesian andesites in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge // Geol. Soc. Am. Bull. 1995. V. 107/5. P. 505–519.

Yogodzinski G. M., Kelemen P. B. Slab melting in the Aleutians: implication of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt // Earth and Planetary Sci. Letters. 1998. V. 158. P. 53–65.

Yogodzinski G. M., Lees J. M., Churikova T. G. et al. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // Nature. (Lond.). 2001. V. 409. P. 500–504.

You C. F., Castillo P. R., Gieskes J. M. et al. Trace element behavior in hydrothermal experiments: Implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones // Earth and Planet. Sci. Lett. 1996. 1–4. V. 140. P. 41–52.

Интернет ресурсы:

База данных «GEOROC» – http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Entry.html

Светов С. А. Атлас текстур и структур архейских вулканогенных пород – http://igkrc.ru/geo/rus/index.html

Fitton G. Ancient and modern mantle reservoirs-contraints from Delta Nb // 1999, KNBB Conf. pres., short abstr., *http: // www.sci.port.ac.au/geology/KNBB_ABS/ Fitton.html*

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3

Глава 1. АДАКИТЫ – КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОДНОЙ СЕРИИ И ВОЗМОЖНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ 5

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА 14
2.1. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс: общие черты строения 17
2.2. Древнейшие (> 2,99 млрд лет) адакиты Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса . . . 24

Глава 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕК ХАУТАВААРСКОЙ МЕГАСТРУКТУРЫ 27
3.1. Игнойльская палеовулканическая постройка 27
3.1. Хаутаваарская палеовулканическая постройка 46
3.2. Чалкинская палеовулканическая структура 57
3.3. Няльмозерская палеовулканическая структура 63

Глава 4. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДРЕВНЕЙШИХ АДАКИТОВ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА И СОСУЩЕСТВУЮЩИХ С НИМИ СЕРИЙ 73
4.1. Методы геохимических исследований 73
4.2. Литогеохимическая характеристика древней адакитовой серии и сосуществующих с ними ассоциаций 73

4.2.1. Петрогенные элементы 75
4.2.2. Редкие и редкоземельные элементы 77
4.2.3. Cr–Ni-систематика 83
4.2.4. Изотопная характеристика адакитов 84
4.3. Геохимическая характеристика сосуществующих с адакитами породных серий андезитового ряда 85

4.3.1. Высоко-Nb базальты, андезибазальты, андезиты (HNB) 86
4.3.2. Nb-обогащенная БАДР-серия («нормального ряда») (NEBA) 87
4.3.3. Высоко-MgO-андезиты 88
4.3.4. Андезиты толеитовой серии 89
4.3.5. Андезибазальты, андезиты «коматиитовой» серии 89

4.4. Флюид-мобильные элементы (FME) в адакитах и сосуществующих с ними вулканитах 90
4.5. Геохимия внутриформационных вулканогенно-осадочных пород 93
4.6. Молодые адакиты в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе 95
4.6.1. Nb-обогащенная АДР-серия («нормального ряда») 96
4.6.2. Адакитовая серия 98
4.6.3. Андезиты толеитовой серии 99

Глава 5. РЕЖИМЫ ФОРМИРОВАНИЯ АДАКИТОВЫХ РАСПЛАВОВ 100

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 106

ЛИТЕРАТУРА 108

Научное издание

С. А. СВЕТОВ

ДРЕВНЕЙШИЕ АДАКИТЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Печатается по решению Ученого совета
Института геологии Карельского НЦ РАН

Фото на обложке: дайка адакитов в поле агломератовых туфов;
агломератовые туфы (Чалкинская структура)

Редактор М. А. Радостина
Оригинал-макет Т. Н. Люрина

Сдано в печать 14.05.09.
Формат 60x84$^{1}/_{8}$. Гарнитура Times. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 12,52+1,8 (цв. вкл.). Усл. печ. л. 13,48. Тираж 300 экз.
Изд. № 6. Заказ 794

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50