

Федеральное агентство научных организаций

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ А.П. ВИНОГРАДОВА СО РАН СИБИРСКОГО
ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

УДК 550.42:546.027

№ госрегистрации АААА-А16-116012510032-6

Инв. № _____

УТВЕРЖДАЮ

Директор ФГБУН ИГХ СО РАН

д-р г.-м. наук

_____ А. Б. Перепелов

16.01.2018

ОТЧЕТ
О НАУЧНО- ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

ПРОЕКТ № П.2П/ИХ.124-3
ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ, ВУЛКАНИЗМ И
КЛИМАТ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ
№ 0350-2015-0034

Этап 2017 г.

Федеральное Государственное Бюджетное Учреждение науки
Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского отделения Российской академии наук

(Руководитель проекта, академик РАН М.И. Кузьмин)

Отчет утвержден на заседании Ученого
совета ИГХ СО РАН.

Протокол № 1 от 16.01.2018 г.

Научный руководитель,
Советник РАН, академик РАН

_____ М. И. Кузьмин

Иркутск 2017

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель проекта, Советник РАН, д.г.-м.н., академик РАН	<u>28.12.2017</u> подпись, дата	М.И. Кузьмин (введение)
Исполнители темы:		
Директор, д.г.-м.н.	<u>28.12.2017</u> подпись, дата	А.Б. Перепелов (раздел отчета 1)
Научный сотрудник, к.г.-м.н.	<u>28.12.2017</u> подпись, дата	С.С. Цыпукова (раздел отчета 2)
Научный сотрудник, к.г.-м.н.	<u>28.12.2017</u> подпись, дата	Ю.Д. Щербаков (раздел отчета 2)
Ведущий Научный сотрудник, д.г.-м.н	<u>28.12.2017</u> подпись, дата	А.А. Воронцов (раздел отчета 3)
Мнс	<u>28.12.2017</u> подпись, дата	Т.Ю. Комарицына (раздел отчета 3)
В.н.с., д.г.- м.н., с.н.с.	<u>28.12.2017</u> подпись, дата	М.А. Горнова (раздел отчета 4)
Научный сотрудник, к.г.-м.н.	<u>28.12.2017</u> подпись, дата	В.А. Беляев (раздел отчета 4)
Младший научный сотрудник	<u>28.12.2017</u> подпись, дата	А.А. Каримов (раздел отчета 4)

Реферат

Отчёт 39 с., 4 разд., 11 рис., 2 табл., 2 приложения, 23 источника.

ВУЛКАНИЗМ, ГОРООБРАЗОВАНИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ТЕКТОНИКА, ГЕОХИМИЯ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ

Установлено, что вероятным источником щелочно-базальтовых магм при формировании позднекайнозойских вулканических ареалов на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны является эцлогитизированное вещество океанической литосферы. Показано, что магмы раннего позднеолигоценового этапа ($Pg_3^2 \sim 28-23$ млн. лет) образуются в условиях 2-8% степени парциального плавления мантийного субстрата обогащенного веществом эцлогитового источника (50-70%) ($Cr_x/Gr_t=1.5-1.7$). Базальтоидные магмы завершающего этапа вулканизма ($N_1^3-N_2^1 \sim 6-4$ млн. лет) образуются в условиях плавления (1.5-4%) менее фертилизированной мантии ($Cr_x/Gr_t=2.1-3.1$, $Fe/Mn=62-71$, $Sm/Yb=3.5-4.6$, $Sr/Y=29-44$, $Ga/Sc=1.0-1.4$). Направленные вариации составов последовательных формирующихся в позднем кайнозое базальтоидных магм образуют здесь так называемый «эцлогитовый след».

На территории Северной Монголии исследован эруптивно-лавовый вулканический центр Угуумур (верховья реки Агарын-гол, Хубсугульский аймак). Среди резургентного материала, а также в лавах этого центра обнаружены включения шпинелевых и гранатовых перидотитов, а также ассоциация мегакристаллов. В породах вулкана установлено развитие кальцитовых и доломитовых карбонатных фаз. Минералы ассоциации мегакристаллов представлены санидинами, авгитом, ильменитом и альмандин-гроссуляровым гранатом.

Получены геохимические и изотопные (Sr, Nd, O) характеристики разновозрастных (135-70 млн. лет) вулканических пород Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области, которые позволили оценить характер взаимодействия мантийных расплавов с коровыми субстратами.

Установлено, что в результате реакционного взаимодействия ксенолитов вулкана Тумусун с вмещающими базанитовыми расплавами происходит диффузия CaO , K_2O , Na_2O , LILE, LREE из расплава в перидотиты. Нерастворившиеся центральные части зерен клинопироксена сохраняют первичный REE состав и могут быть использованы для реконструкции мантийных процессов.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
Раздел 1. Гетерогенные источники кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма Северной Монголии и Южного Прибайкалья	6-13
Раздел 2. Эруптивно-лавовый вулканический центр Угуумур с включениями перидотитов и мегакристаллов (Северная Монголия)	13-20
Раздел 3. Вулканизм Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области	20-24
Раздел 4. Процессы взаимодействия лерцолит-базанитовый расплав (вулкан Тумусун, Хамар-Дабан)	25-30
Заключение	31
Список использованных источников	32-34
Список публикаций по теме проекта	35-38
Приложение 1. Форма 1. Сведения о результатах...	38
Приложение 2. Форма 2. Сведения о выполнении количественных показателей...	39

Введение

Приблизительно с рубежа около 2 млрд. лет начинается современный стиль работы «машины» нашей Земли. В эндогенных процессах задействованы все ее оболочки. Астеносфера и литосфера определяют крупные поверхностные структуры: горно-складчатые сооружения, океанические пространства, субдукционные зоны и зоны коллизии. Погружающиеся литосферные плиты, поставляющие холодное вещество в мантию, и поднимающееся мантийное вещество в горячих мантийных провинциях образуют нижнемантийную конвекцию. Вещество плюмов зарождается в слое D", куда поступают остатки (слэбы) литосферных плит, а также проникающие из внешнего жидкого ядра легкие (летучие) элементы, которые в этом слое окисляются и способствуют зарождению термохимических плюмов, а восстановленное окисное железо погружается в ядро. Таким образом, происходит взаимодействие всех оболочек Земли. Рассматриваемый в проекте мезозойский и кайнозойский вулканизм Центральной Азии является отражением процессов взаимодействия вещества различных уровней мантии Земли и континентальной коры и несет в себе геохимические признаки реализации тех или иных механизмов такого взаимодействия. На примере магматических провинций Забайкалья, Прибайкалья и сопряженной территории Северной Монголии исполнителями проекта в 2017 году проведены исследования процессов зарождения и эволюции базальтоидных магм в составе вулканических ареалов в рамках следующих тем:

- установление источников магм кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма Северной Монголии и Южного Прибайкалья;
- исследование вулканических центров, породы которых содержат ксеногенный мантийный материал, и реакционных процессов между магмами и ксеногенными включениями;
- изучение процессов развития вулканизма в мезозойских рифтовых структурах Забайкальской рифтовой области;

По теме исследований в 2017 году опубликованы 8 статей в российских журналах, в том числе 3-и из списка Web of Sciences и сделано 9 докладов на научных конференциях. План исследований выполнен полностью.

Раздел 1. Гетерогенные источники кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма Северной Монголии и Южного Прибайкалья.

В течение последних 30 млн. лет на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) широко проявлен щелочно-базальтовый магматизм, характеризующийся значительными объемами изверженного материала и формированием рассеянных вулканических ареалов [1, 2, 3] (в соответствии с рисунком 1.1). Результаты новых геохронологических и геохимических исследований ряда позднекайнозойских вулканических ареалов БРЗ в Прибайкалье и Северной Монголии показывают, что одним из вероятных источников базальтоидных магм могло быть рециклированное вещество субдуцированной океанической литосферы.

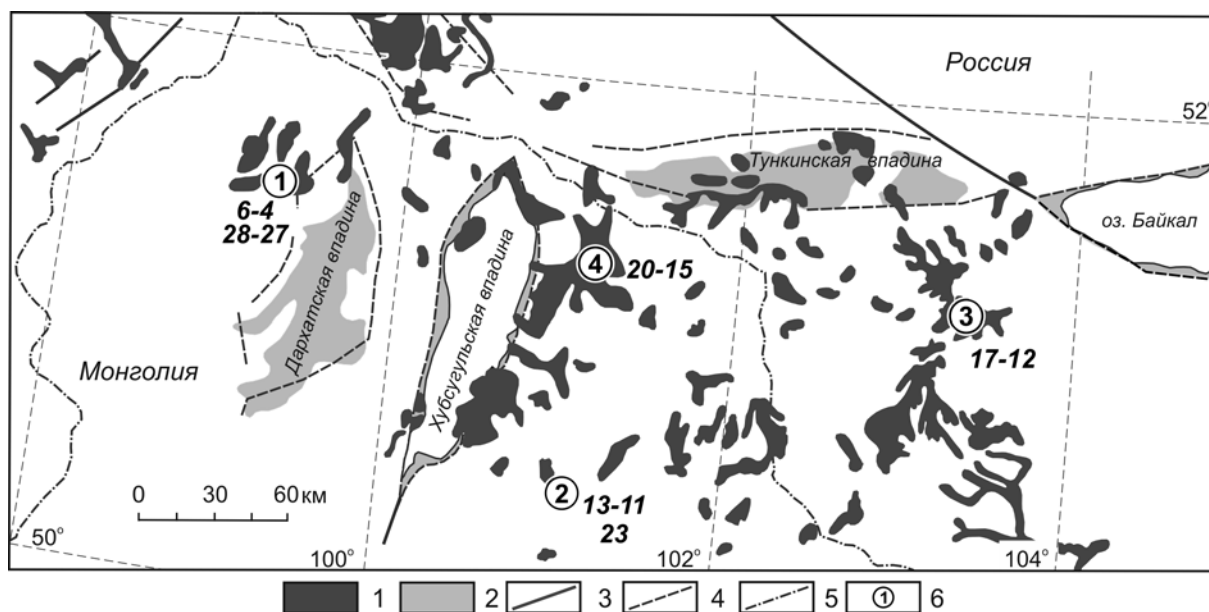


Схема представлена по данным [1] с изменениями авторов. Условные обозначения: 1 – кайнозойские вулканогенные комплексы, 2 – осадочные отложения рифтогенных впадин, 3 – разломы, 4 – границ рифтогенных впадин, 5 – государственная граница Россия-Монголия, 6 – исследованные вулканические ареалы и возраст слагающих их пород по данным авторов ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, млн. лет): 1 – Дархатская впадина, 2 – плато Агуйтын-нуруу, 3 – вулкан Тумусун, 4 – плато Хэвэн.

Рисунок 1.1 – Схема развития кайнозойского вулканизма юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны.

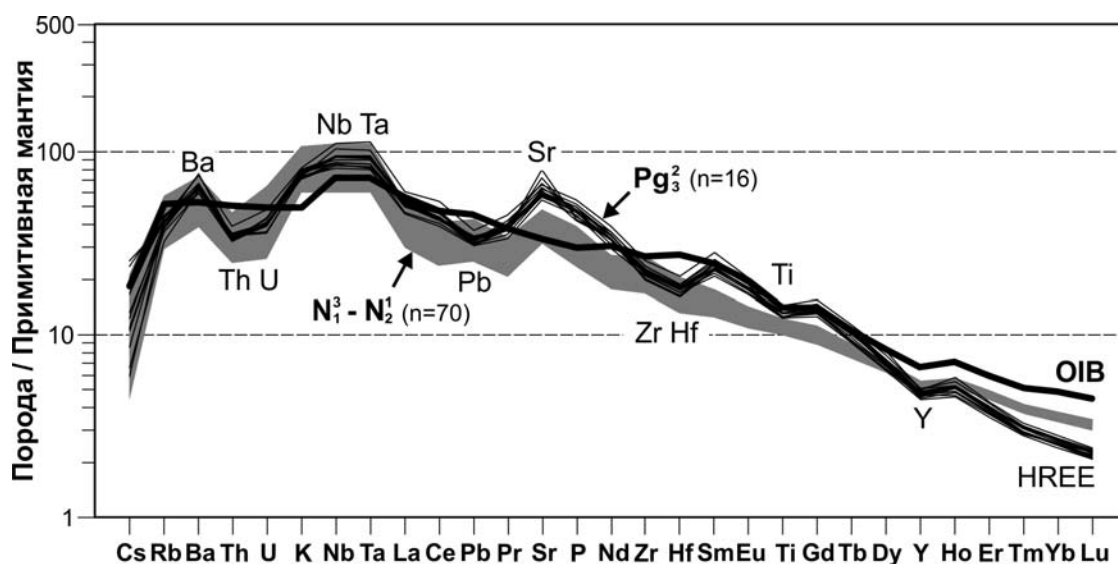
Начиная с палеопротерозоя, рециклинг литосферного вещества является одним из наиболее важных условий внутриплитного магмогенеза и определяют

взаимосвязь тектоники плит и тектоники плюмов в последние 2 млрд. лет геологической истории Земли [4]. Происходящие при погружении процессы высокобарического преобразования или эклогитизация океанической литосферы приводят к образованию вещества, способного при частичном плавлении продуцировать щелочно-базальтовые расплавы (Kogiso, Hirschmann, 2006). Создание таких условий в южном обрамлении Сибирского кратона могло быть связано с обстановками конвергенции литосферных плит в процессе закрытия в палеозое и раннем мезозое Палеоазиатского и Монголо-Охотского палеоокеанов [5, 6].

По результатам $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирования базальтоидов установлено, что наиболее ранним этапом вулканической активности на юго-западном фланге БРЗ является позднеолигоценый, продукты которого обнаружены в строении вулканических ареалов Дархатской впадины (Pg_3^2 ~28-27 млн. лет) и Агуйтын-Нуруу в Северной Монголии (~23 млн. лет) [2]. На современном эрозионном срезе они пользуются незначительным распространением и представлены трахиандезибазальтами и базанитами. В сравнении с вулканизмом раннего этапа, щелочно-базальтовый вулканизм более поздних ранне-среднемиоценового (N_1^1 - N_1^2 ~20-11 млн. лет, плато Хэвэн, Агуйтын-Нуруу, вулкан Тумусун) и позднемиоцен-раннеплиоценового этапов (N_1^3 - N_2^1 ~6-4 млн. лет, Дархатская впадина) характеризуется значительными объемами проявлений изверженного материала и представлен широким рядом составов пород, включая трахибазальты, гавайиты, базаниты и фонотефриты [2, 3].

Как следует из новых геохронологических данных, этапы позднекайнозойского вулканизма Дархатской впадины разделены между собой интервалом ~ в 20 млн. лет и являются наиболее перспективными для обнаружения вещественных различий свойственных им пород. Трахиандезибазальты инициального Pg_3^2 этапа вулканизма Дархатской впадины, несмотря на повышенную кремнекислотность, имеют Ne-нормативный минеральный состав ($\text{Ne}=1-5\%$), высокую магнезиальность ($\text{Mg}\#$ 59-63), бесполевошпатовый ОI-Срх парагенезис минералов-вкрапленников

(Fo_{80-61} , $\text{Wo}_{41-46}\text{En}_{46-39}$) и содержат в виде включений в оливинах сульфидные ($\text{Ni}=0.6-1.6$ мас.%, пирротин) и редкие карбонатные фазы ($\text{FeO}=0.5$, $\text{SO}_3=0.7$ мас.%, кальцит). В сравнении с базальтоидами N_1^3 - N_2^1 этапа они обладают такими примечательными вещественными характеристиками, как повышенные содержания TiO_2 , P_2O_5 , F, Zn, Ga, Sr, Sn, LREE, Nb, Ta и отчетливо более низкие концентрации Al_2O_3 , MnO, CaO, Sc, V, Y и HREE (в соответствии с таблицей 1.1). Спайдер-диаграммы распределения магматофильных элементов показывают, что, несмотря на общее геохимическое сходство с базальтоидами океанических островов (OIB), трахиандезибазальты в сравнении с ними заметно обеднены Th, U, Pb, Zr, Hf, Y и HREE, а также имеют более высокие концентрации Ba, K, Sr и P (в соответствии с рисунком 1.2). Общие вещественные признаки трахиандезибазальтов раннего этапа, а также характерные для них высокие значения индикаторных редкоэлементных отношений ($\text{Fe}/\text{Mn}=72-77$, $\text{Sm}/\text{Yb}=7.7-8.5$, $\text{Sr}/\text{Y}=57-63$, $\text{Ga}/\text{Sc}=2.1-2.3$) предполагают присутствие в источнике магм значительного объема реститовой гранатовой фазы [7, 8, 9].



Графики распределения магматофильных элементов для позднеолигоценых трахиандезибазальтов (Pg_3^2) и позднемиоцен-раннеплиоценовых трахибазальтов, гавайитов, базанитов и фонотефритов (N_1^3 - N_2^1) северо-западного фланга Дархатской впадины. n – количество проб базальтоидов. Содержания элементов в базальтоидах нормированы на значения примитивной мантии по данным [10]. График состава базальтоидов океанических островов (OIB) по данным [11].

Рисунок 1.2 – Диаграмма распределения магматофильных элементов в вулканических породах северо-западного фланга Дархатской впадины.

Таблица 1.1 – Представительные составы трахиандезибазальтов позднеолигоценового этапа вулканической активности и позднемиоцен-раннеплиоценовых трахибазальтов Дархатской впадины

№ обр.	БД-4432	БД-4442	БД-4716	БД-4427	№ обр.	БД-4432	БД-4442	БД-4716	БД-4427
м. л.*	26.84	26.68	27.95	4.18	Rb	26	27	23	20
N 51°	28'22.2"	27'56.3"	28'57.2"	27'35.4"	Sr	1210	1142	1219	610
E 99°	19'59.8"	20'59.4"	01'09.1"	17'32.0"	Nb	62.6	57.8	64.5	40.1
SiO₂	50.21	50.65	50.27	49.04	Zr	229	217	240	178
TiO₂	2.86	2.54	2.75	2.15	Y	20.1	19.8	20.3	21.1
Al₂O₃	15.29	14.56	14.51	15.70	Mo	4.5	4.2	1.7	2.1
Fe₂O₃	3.57	3.95	3.06	1.96	Sn	3.1	2.9	3.1	1.8
FeO	6.47	5.75	7.00	8.44	Cs	0.35	0.49	0.15	0.21
MnO	0.125	0.126	0.134	0.151	Ba	425	425	444	276
MgO	6.06	6.55	6.36	7.75	La	32.2	30.3	32.7	20.5
CaO	6.54	6.89	7.10	7.78	Ce	73.1	67.9	74.9	45.3
Na₂O	5.15	4.56	4.23	4.13	Pr	9.7	9.0	10.2	5.8
K₂O	2.28	2.23	2.09	1.75	Nd	41.1	38.6	43.2	23.7
P₂O₅	1.03	0.95	0.96	0.49	Sm	9.1	8.7	9.4	5.4
LOI	0.53	1.01	1.37	0.69	Eu	2.76	2.60	2.84	1.70
Сумма	100.11	99.77	99.83	100.02	Gd	7.5	7.1	7.7	5.1
F	460	520	450	270	Tb	1.00	0.94	1.00	0.75
Li	10.8	11.2	12.0	8.6	Dy	4.6	4.6	4.8	4.3
Be	2.29	2.33	2.26	1.77	Ho	0.73	0.73	0.75	0.80
Sc	10.4	11.8	11.5	18.6	Er	1.6	1.6	1.7	2.0
V	135	133	131	163	Tm	0.20	0.20	0.21	0.26
Cr	148	220	141	181	Yb	1.11	1.11	1.15	1.53
Co	34	37	38	43	Lu	0.15	0.15	0.16	0.21
Ni	97	94	102	105	Hf	5.10	4.78	5.29	3.95
Cu	31	25	30	36	Ta	3.44	3.11	3.44	2.29
Zn	133	134	134	114	Pb	2.4	2.2	2.3	2.1
Ga	24.1	25.1	25.5	20.6	Th	2.68	2.66	2.65	2.17
Ge	1.24	1.30	1.31	1.25	U	0.79	0.77	0.60	0.72

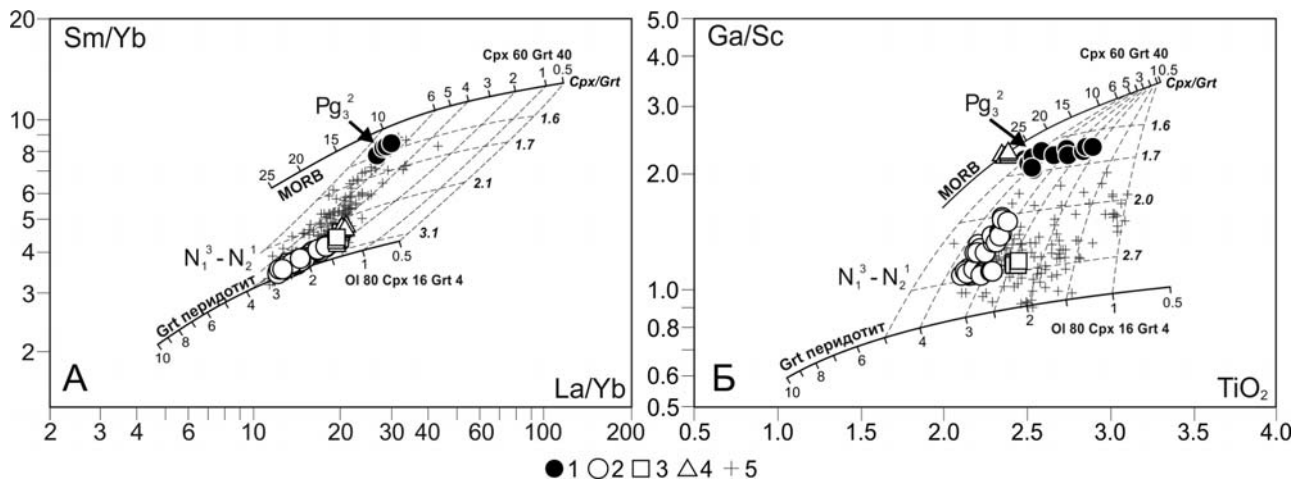
Примечание к таблице 1.1. Возраст пород млн. лет (м. л.*) определен $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом на масс-спектрометре ARGUS VI (Thermo Fisher Scientific Inc., USA) в ЦКП «Геодинамики и геохронологии» ИЗК СО РАН. N, E – координаты отбора проб (GPS). Анализы петрогенных оксидов (мас.%) и редких элементов (ppm) выполнены в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Концентрации F определены атомно-эмиссионным методом, петрогенных оксидов – RFA, разделение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ – методом титрования, других редких элементов ICP-MS методом с химической подготовкой проб открытым кислотным разложением и анализом на квадрупольном масс-спектрометре NexION 300D (PerkinElmer Inc., USA). Контроль качества по стандартным образцам BHVO-2, AGV-2.

Для объяснения особенностей химизма трахиандезибазальтов раннего этапа необходимо допускать, что составы реститового граната (Grt) в источнике имели высокие доли гроссуляровой компоненты ($\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$), что

свойственно гранатам эклогитов и пироксенитов [7]. Наряду с высокими концентрациями в трахиандезибазальтах высокозарядных элементов (HFSE), для них обычны несколько пониженные величины отношений Zr/Hf (45-46) и повышенные Nb/Ta (18.2-18.7) в сравнении с N_1^3 - N_2^1 базальтоидами Дархатской впадины (46-53 и 17.1-18.3). Такие вещественные особенности трахиандезибазальтов согласуются с данными экспериментов по плавлению эклогитов, которые показывают, что значения Zr/Hf отношений в расплавах находятся в соответствии с пропорциями Cpx/Grt в магмообразующем источнике, уменьшаясь при снижении доли Cpx составляющей и с возрастанием степени плавления [7, 8]. При этом увеличение значений Nb/Ta отношений для трахиандезибазальтов необходимо связывать с участием в процессе магмообразования рутилового компонента [8]. Как следует из проведенного микроэлементного моделирования, Pg_3^2 трахиандезибазальтовые магмы могли образоваться в условиях 2-8% степени парциального плавления мантийного субстрата, который был в значительной степени обогащен веществом эклогитового источника (50-70%) (Cpx/Grt=1.5-1.7) (в соответствии с рисунком 1.3).

В отличие от трахиандезибазальтов, базальтоидные магмы завершающего N_1^3 - N_2^1 этапа вулканической активности в районе Дархатской впадины обладают вещественными признаками образования исходных для них магм в условиях несколько меньших степеней плавления (1.5-4%) существенно менее фертилизированной перидотитовой мантии (5-25%) (Cpx/Grt=2.1-3.1). Они отличаются при этом закономерно более низкими величинами индикаторных редкоэлементных отношений (Fe/Mn=62-71, Sm/Yb=3.5-4.6, Sr/Y=29-44, Ga/Sc=1.0-1.4).

Ранне-позднемиоценовый интервал формирования базальтоидов других исследованных вулканических ареалов (вулкан Тумусун, плато Хэвэн, Агуйтын-нуруу) частично восполняет временную паузу между этапами вулканической активности Дархатской впадины [1, 2, 3].



А - модель распределения редкоземельных элементов, Б – элементов группы FRTE (First-row transition element, Ti, Sc) и элементов обладающих химическим родством с FRTE (Ga) (Le Roux et al., 2015) при плавлении эклогитизированных MORB и гранатовых перидотитов. Содержания микроэлементов в ppm, TiO_2 в мас.%. Точки составов базальтоидов: 1 – трахиандезибазальты позднеолигоценового (Pg_3^2) и 2-4 – базальтоиды позднемиоцен-раннеплиоценового ($N_1^3-N_2^1$) этапов вулканической активности северо-западного фланга Дархатской впадины (2 – трахибазальты и гавайиты, 3 – базаниты, 4 – фонотефриты), 5 – базальтоиды ранне-среднемиоценовых ($N_1^1-N_2^2$) вулканических ареалов юго-западного фланга БРЗ (плато Хэвэн, плато Агуйтын-нуруу, вулкан Тумусун). Состав MORB по данным [12]. Состав перидотита по данным авторов: TiO_2 0.14, Ga 2.4, Sc 11.9 La 0.70, Sm 0.44, Yb 0.56 (лерцолитовое включение в базанитах вулкана Тумусун). Коэффициенты распределения «минерал/расплав» использованные при микроэлементном моделировании: для Ti, Sc и Ga из работы [9], La, Sm, Yb по данным [13]. Принятые минеральные составы эклогитизированного MORB - Cpx 60 и Grt 40%, гранатового перидотита – Ol 80, Cpx 16 и Grt 4%. Показаны кривые вариаций и значения величин степени частичного плавления в диапазонах 0.5 – 10 % для перидотита и 0.5 – 25% для эклогитизированного MORB. Показаны кривые вариаций степени плавления для составов фертилизированной перидотитовой мантии с различным соотношением Cpx/Grt (1.5-4.0).

Рисунок 1.3 – Результаты микроэлементного моделирования условий формирования щелочно-базальтовых магм юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны.

Анализ составов базальтоидов этих вулканических ареалов показывает, что от раннего к позднему миоцену участие в магмообразовании эклогитового источника вещества снижается с возрастанием роли перидотитового компонента (в соответствии с рисунком 1.3). Такая закономерность может быть связана с перемещением во времени области магмообразования на более верхние горизонты мантии. Исключением являются редкие проявления миоценовых базанитов, которые демонстрируют микроэлементные вещественные характеристики близкие к породам позднеолигоценового этапа (в частности, высокие концентрации Sr, Ga, LREE и низкие HREE, Y, Sc). Эти

наблюдения указывают на то, что вещество эклогитового источника или его производные (гранатовые пироксениты) сохраняются в мантии до самых поздних этапов кайнозойской вулканической активности и отражаются в составах магм при снижении степеней плавления фертилизированных перидотитов.

Полученные данные могут быть объединены в рамках следующей модели щелочно-базальтового магмообразования на юго-западном фланге БРЗ. В палеозое и раннем мезозое в южном обрамлении Сибирского кратона происходили погружение в мантию и высокобарическое преобразование вещества океанической литосферы [5, 6]. После длительного периода стагнации литосферного материала вблизи переходной зоны мантии и его последующего плавления в результате плюм-тектонических событий, происходит подъем на более верхние уровни астеносферной и, возможно, в литосферную верхнюю мантию новообразованных расплавов и флюидов. Этот процесс приводит к фертилизации перидотитовой мантии и затем, в кайнозое, к формированию магм с отчетливыми вещественными признаками эклогитового источника вещества на начальных этапах вулканического развития территории. На более поздних этапах в условиях активного рифтогенеза и уменьшения глубин магмообразования происходит снижение роли вещества эклогитизированной океанической литосферы с формированием расплавов на уровне умеренно фертилизированной мантии. Этот процесс отражается, в целом, в составах последовательных формирующихся во времени магм и образует так называемый «эклогитовый след» (в соответствии с рисунком 1.3).

Следует отметить, что возможное участие вещества субдуцированной океанической литосферы в развитии внутриплитного вулканизма Байкальской рифтовой зоны обсуждалось в литературе и ранее [1], но его вещественные признаки в необходимой степени представлены не были. Вместе с тем, при установлении природы кайнозойского внутриплитного щелочно-базальтового вулканизма в других районах Центральной и Восточной Азии роль рециклированного вещества океанической литосферы в формировании магм

достаточно надежно показана, к примеру, для Восточного Китая [14]. Полученные геохимические доказательства роли вещества эклогитизированной океанической литосферы в магмообразовании под юго-западным флангом БРЗ позволяют предполагать, что кайнозойская вулканическая активность была связана здесь с верхнемантийным астеносферным плюмом, что согласуется с выводами других исследователей [1]. При этом подъем плюмового вещества и последующее магмообразование могло быть вызвано процессами растяжения и утонения литосферы в результате глобальных плито-тектонических движений [2, 4].

Раздел 2. Эруптивно-лавовый вулканический центр Угуумур с включениями перидотитов и мегакристаллов (Северная Монголия).

На территории Северной Монголии исследован эруптивно-лавовый вулканический центр Угуумур (верховья реки Агарын-гол, Хубсугульский аймак). Среди резургентного материала, а также в лавах этого центра распространены нодули шпинелевых, гранатовых перидотитов и ассоциация мегакристаллов. Кроме того, в породах вулкана установлено развитие кальцитовых и доломитовых карбонатных фаз, которые могут быть как результатом протекания процессов коровой контаминации расплавов, так и признаком происхождения магм вулкана с участием высоко газированного мантийного источника.

Вулкан Угуумур расположен на восточной окраине крупного позднекайнозойского лавового плато и согласно районированию по [15] принадлежит Тэсийнгольскому вулканическому ареалу Северной Монголии. Он представляет собой существенно эродированное и слабо выраженное в рельефе вулканическое сооружение размером до ~ 1.0 x 1.5 км с возвышением над долиной р. Агарын-гол не более чем на 50-70 метров. В центре вулканического сооружения находится разрушенная и заполненная озером кратерная или взрывная воронка размером до 150 метров. Пологозалегающие лавовые потоки вулкана (не более 3-х) образуют небольшую до 12-14 метров по

мощности толщу на его западной и южной окраине, тогда как в северном и восточном секторах распространены преимущественно взрывные отложения. Мощность отдельных потоков лав достигает 3-4 метров. Название вулкану дано от наименования ближайшей к нему горной вершины Угуумур-уул (в. 2329 м). Фундамент вулканического центра представлен нижнепалеозойской толщей известняков, кварцитов и метапесчанников. Результаты абсолютного датирования пород вулкана в настоящее время отсутствуют, его возраст по данным геологического картирования оценивается как средне-позднеплейстоценовый.

Взрывной материал вулкана Угуумур состоит из шлаков и туфобрекчий мелкопорфировых трахиандезибазальтов, а также существенно более редких обломков стекловатых трахиандезитов. Лавы представлены мелкопорфировыми трахиандезибазальтами. Туфобрекчии и в меньшей степени лавы вулкана содержат значительное количество дезинтегрированных ксеногенных перидотитовых включений. Такие включения имеют угловатые и сглаженные формы и размеры от первых и до 10-15 сантиметров. В виде включений в туфобрекчиях и лавах, а также среди россыпей шлакового материала отмечается большое количество мегакристаллов. Среди мегакристаллов наибольшим распространением пользуются полевые шпаты (примерно до 60-75 % от общего числа наблюдаемых мегакристаллов), менее распространены пироксены (до 15-25 %) и более редкими являются ильмениты и гранаты (< 1-2 %).

Трахиандезибазальты и трахиандезиты туфобрекчий и лав имеют сходный минеральный состав. Единственным минералом-вкрапленником в них является оливин (Ol), включения в котором представлены Cr-шпинелью (Sp). На уровне субфенокристаллов в породах происходит формирование парагенезиса $Ol+Cr_x+Pl$, а на завершающей стадии кристаллизации расплавов образуется ассоциация микролитов в составе $Ol+Cr_x+Pl+Kfs+TiMgt+Ilm+Ap$. Редкие интерстиции стекла остаточного расплава замещены смектитом. Кристаллизация оливинов в трахиандезибазальтах в направлении от

вкрапленников к микролитам происходит в диапазоне составов Fo76-36 с возрастанием MnO и CaO до 1 мас. %. (в соответствии с таблицей 2.1).

В породах вулкана Угуумур установлены кальцитовые и доломитовые карбонатные фазы. Карбонатные фазы кальцитового состава развиты в основной массе туфобрекчий трахиандезибазальтов. Они представлены многочисленными изометричными выделениями размером до 500-700 мкм с отчетливыми резкими границами. В виде включений в кальцитовой фазе нередко отмечаются мелкие кристаллы гидроксил- и фтор-апатита (5-80 мкм), иногда со значимыми содержаниями SrO (до 0.8 мас. %).

Карбонатные фазы доломитового состава характерны для лав трахиандезибазальтов и равномерно распространены в основной массе пород в виде интерстиционных выделений между микролитами полевых шпатов. Размеры выделений составляют от первых и до ~ 500 мкм. Они имеют выраженную концентрическую зональность в соответствии с вариациями содержаний CaO/MgO.

Таблица 2.1 – Составы минералов из трахиандезибазальтов и трахиандезитов вулкана Угуумур (мас. %)

Минерал Фаза	Ol ⁴ Вкр	Cpx ¹² Вкр	Pl ² Мкр	Kfs ³ Мкр	Sp ² Вкл*	TiMgt ⁵ Мкр	Ilm ⁸ Мкр	Ap ⁹ Мкр*	Cc ⁶ Инт*	Dol ¹⁴ Инт*	GM Растр
SiO ₂	38.11	50.96	56.20	64.72							56.44
TiO ₂		1.63			7.71	31.46	53.83				1.70
Al ₂ O ₃		2.51	26.14	19.82	10.07	3.64					17.57
Cr ₂ O ₃		0.08			23.44	0.14	0.06				
Fe ₂ O ₃	0.61	0.84	0.83	0.67	19.97	4.87	1.46				
FeO	22.53	8.08			33.44	57.21	40.45	0.63		0.34	4.14
MnO	0.08	0.03			0.33	0.58	0.60			0.60	
MgO	38.22	14.54			4.03	1.18	3.46		0.35	18.32	1.17
CaO	0.14	21.00	8.86	1.42				54.23	54.48	33.35	4.49
Na ₂ O		0.20	6.11	5.91							5.14
K ₂ O			0.42	7.22							5.09
P ₂ O ₅								39.73			0.97
CO ₂ *									44.93	47.02	
F								3.76			
Сумма	99.69	99.87	98.56	99.76	98.99	99.08	99.86	98.39	99.76	99.63	96.71
	Fo 74.6	Wo 43.6	An 43.4	An 6.9					Cc 99.1	Cc 56.0	
Миналы	Fa 25.3	En 42.0	Ab 54.2	Ab 51.6					Mgs 0.0	Mgs 42.8	
	Tf 0.1	Fs 14.4	Or 2.4	Or 41.5					Sdr 0.9	Sdr 1.2	

Примечание к таблице 2.1. Анализы минералов выполнены с использованием электронного сканирующего микроскопа LEO 1430VP (Carl Zeiss, Германия) с энергодисперсионным

спектрометром INCAEnergy 350 (Oxford Instruments Analytical Ltd.) в Геологическом институте СО РАН (ЦКП БНЦ СО РАН). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда < 0,5 нА, размер зонда 0.1 мкм, время набора спектра 50 с. Минералы (надстрочные значения – количество анализов для подсчета среднего): Ol – оливин, Crx – клинопироксен, Pl – плагиоклаз, Kfs – K-Na полевой шпат, Sp – шпинель, TiMgt – титаномагнетит, Ilm – ильменит, Ap – апатит (содержание SrO 0.83, Cl 0.19 мас. %), Cc – кальцит, Dol – доломит, GM – основная масса (растровая съемка основной массы пород по площадкам размером до 500x1000 мкм). Фазы минералов: Вкр – вкрапленники, Мкр – микролиты (Мкр* – среднее по микролитам основной массы пород и включениям в кальцитовой фазе), Вкл* – включения (здесь включения в оливинах), Инт* – интерстиции (здесь фазы карбонатного вещества в основной массе пород). CO₂* – рассчитано по стехиометрии составов кальцитов и доломитов. Минералы (надстрочные символы): Fo – форстерит, Fa – фаялит, Tf – тефроит, Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит, An – анортит, Ab – альбит, Or – ортоклаз, Cc – кальцит, Mgs – магнезит, Sdr – сидерит. FeO/Fe₂O₃ – рассчитано по стехиометрии минералов.

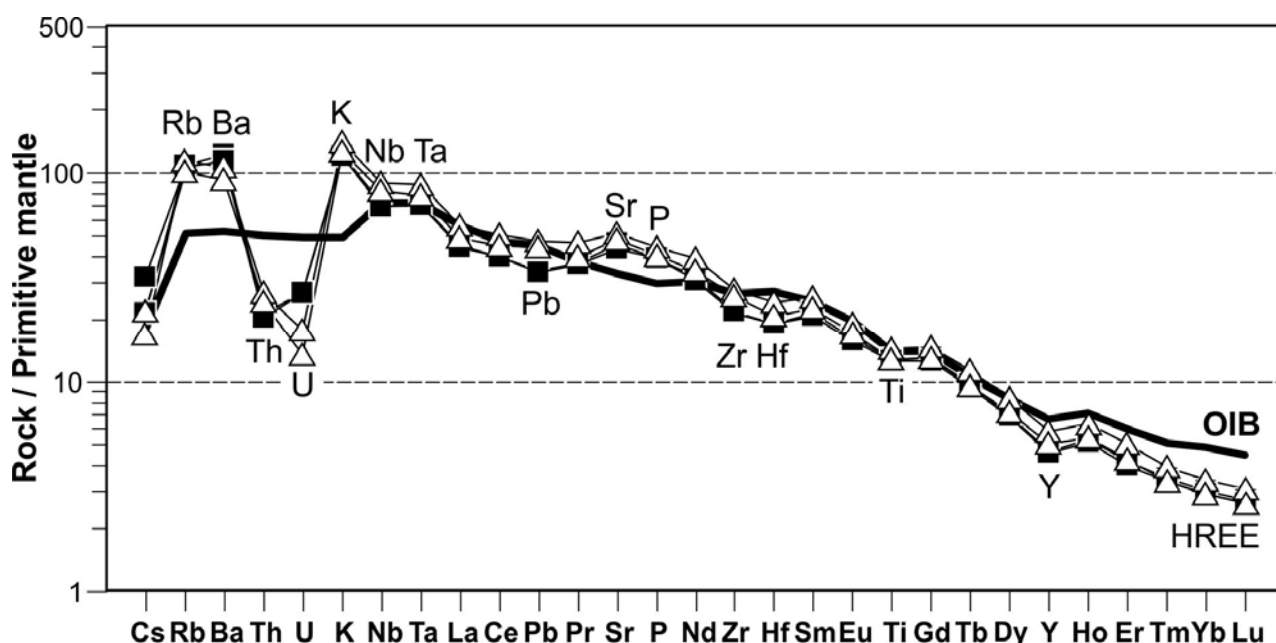
Обнаруженные в резургентном материале и лавах вулкана Угуумур минералы ассоциации мегакристаллов представлены санидинами (An₃₋₄ Ab₄₆₋₄₉ Or₄₈₋₅₀), авгитом (Wo₃₈₋₄₃ En₂₂₋₂₈ Fs₂₉₋₃₁), ильменитом (TiO₂ 50-51, MgO 1.5-1.7 мас.%) и альмандин-гроссуляровым гранатом (Alm₆₂₋₆₅ Grs₁₇₋₁₉ Pyr₁₄₋₁₆). Кроме того, в тuffобрекчиях отмечены мелкие (до 1-2 мм) ксенокристаллы шпинели, находки которых требуют дополнительного подтверждения методами рентгеноструктурных исследований. Размеры кристаллов санидина достигают 4x9 см, пироксена и граната до 4x6 см, а ильменит обнаруживается в виде более мелких обломочных кристаллов размером до 1x1 см. В отдельных кристаллах санидинов наблюдаются их срастания с пироксенами. Не смотря на признаки оплавления некоторых кристаллов, рентгеноструктурные исследования показали сохранение санидинами их структурных параметров с присутствием в отдельных из них «фазовых примесей» анортоклаза и нефелина. Важной особенностью многих кристаллов санидина является наличие сквозных пустотелых каналов округлого сечения диаметром до 2-3 мм, которые, возможно, отражают процесс растворения (прожига?) кристаллов под воздействием высокотемпературных газовых струй. В некоторых каналах обнаруживается не идентифицированный рыхлый материал. Мегакристаллы граната или их обломки в тuffобрекчиях несут признаки дробления и преобразования с выделением келифитовых прожилков. Наиболее отчетливо

процессы взаимодействия мегакристаллов с магматическим расплавом наблюдаются для пироксенов, они подвергаются плавлению с формированием в кристаллах зон «пироксенового» стекла с повышенным содержанием Na_2O (до 3 мас. %). В качестве предварительного вывода можно предполагать, что все мегакристаллы относятся к единому парагенезису.

Перидотитовые включения вулкана Угуумур имеют среднезернистые структуры и по соотношению главных минералов $\text{Ol}+\text{Orx}+\text{Cpx}$ отвечают лерцолитам. Среди них установлены шпинелевые (Sp) и гранат-шпинелевые (Grt+Sp) разности. Особенностью отдельных существенно дезинтегрированных включений лерцолитов является наличие в них тонкокристаллических $\text{Ol}+\text{Orx}+\text{Cpx}+\text{Pl}+\text{Kfs}+\text{TiMgt}+\text{Sp}$ прожилков. Составы оливинов таких лерцолитов варьируют в достаточно широком диапазоне Fo_{79-91} и вблизи реакционных зон отличаются увеличением железистости и заметными содержаниями CaO (до 0.6 мас.%). В отдельных образцах таких лерцолитов оливин преобразован с выделением прожилков магнетита и зерен Fe-содержащего кальцита (FeO до 3.8. мас.%). Напротив, оливины лерцолитов не затронутых процессами дезинтеграции отвечают узкому диапазону составов (Fo_{88-90}) с содержаниями NiO до 0.62 мас.%. Пироксены лерцолитов представлены преимущественно Cr-содержащими диопсидом (Cr_2O_3 до 1.2 мас.%) и энстатитом (Cr_2O_3 до 0.6 мас.%). При этом так же, как и для оливинов, краевые зоны пироксенов вблизи реакционных зон и тонкокристаллических прожилков в дезинтегрированных включениях лерцолитов обнаруживают увеличение железистости составов. Необходимо отметить, что в для диопсидов таких лерцолитов наблюдаются повышенные концентрации Na_2O (до 1.6 мас.% в среднем). Следует заключить, что разрушение и преобразование лерцолитов происходили с участием силикатного расплава и, возможно, карбонатного флюида.

Вещественные характеристики туфобрекчий и лав трахинадезибазальтов и трахиандезитов вулкана Угуумур указывают на их принадлежность к типично внутриплитному типу пород и к производным мантийного источника с

признаками участия рециклированного вещества океанической литосферы ($Ba/Nb=11-17$, $Ga/Sc=1.7-1.9$) [9]. Особенности распределения редких элементов в породах вулканического центра в сравнении со средним составом ОИВ выражаются в их относительном обогащении такими литофильными элементами как Rb, Ba, K и в меньшей степени Sr и P, тогда как U, Th и HREE демонстрируют отчетливо более низкие концентрации ($La/Yb=22-25$, $Gd/Yb=5.3-5.6$). Особенно ярко выглядит обеднение пород U и Th с образованием для них на графиках нормированных концентраций магматофильных элементов глубоких минимумов (в соответствии с рисунком 2.1).



Содержания элементов нормированы на значения для примитивной мантии по [10]. ОИВ – средний состав базальтов океанических островов по [11]. Треугольники – точки составов лав трахиандезибазальтов и туфобрекчий андезитов, квадраты – точки составов туфобрекчий трахиандезибазальтов.

Рисунок 2.1 – Спайдер-диаграммы распределения магматофильных элементов в породах вулкана Угуумур.

Можно было бы предполагать, что дефицит HREE в породах вулкана Угуумур следует связывать исключительно с условиями магмообразования при плавлении гранат-содержащих перидотитов или эклогитов и сохранением граната в виде реститовой фазы, но такие условия не способны объяснить низкие концентрации в породах U и Th. Для объяснения дефицита U и Th в породах вулкана не могут быть приняты и процессы дифференциации

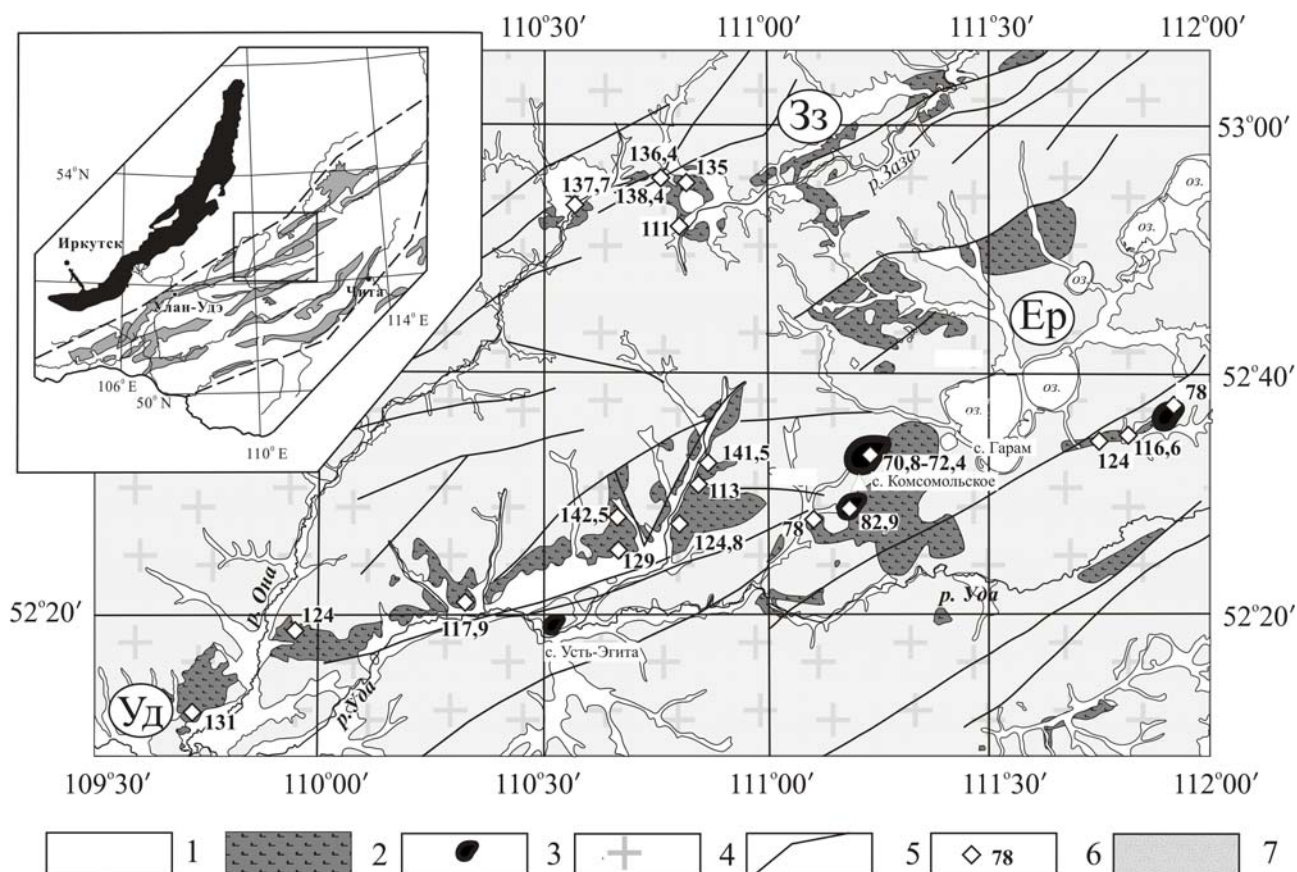
расплавов. Известно, что минералом концентратором радиоактивных элементов в щелочно-базальтовых магмах является, прежде всего, апатит, но его фракционирование, которое могло бы привести к обеднению этими компонентами остаточных расплавов, вряд ли возможно. Апатит образуется в щелочно-базальтовом расплаве на уровне микролитов на завершающей стадии кристаллизации расплавов и не участвует в процессах их глубокой дифференциации. Альтернативная модель происхождения и эволюции щелочно-базальтовых магм вулкан Угуумур, а также причины их обеднения Th и U, могут быть также рассмотрены в связи с высокой насыщенностью расплавов карбонатным флюидом. Признаками высокой роли такого флюида в развитии вулканического центра служит присутствие в породах несмешиваемых кальцитовых и интерстиционных доломитовых фаз, а также появления кальцитовой фазы в продуктах преобразования ксеногенного мантийного материала. В этом случае обеднение расплавов U и Th может быть связано с их выносом при эруптивном развитии центра. Последнее предположение не противоречит данным экспериментальных исследований, показывающих, что карбонатные фазы характеризуются высокими коэффициентами распределения U и Th по отношению к силикатному расплаву [16]. Еще одним предположением, которое может объяснить дефицит U и Th в породах вулкана Угуумур, является специфический состав источника расплавов и флюидов. Низкие концентрации U и Th в породах вулкана могут быть связаны с присутствием в источнике высокобарического компонента, а именно Саперовскита, который так же, как и карбонатные фазы, является минералом концентратором радиоактивных элементов [17, 18]. В этом случае необходимо предполагать, что высокая активность карбонатного флюида в происхождении щелочно-базальтовых магм и развитии эруптивно-лавого центра Угуумур связана с его отделением от эклогитизированного вещества океанической литосферы в условиях высоких давлений на уровне переходного слоя мантии. Это предположение нуждается в поиске дополнительных изотопно-геохимических признаков источников вещества и анализа имеющихся

экспериментальных данных по условиям высокобарического преобразования рециклированного литосферного вещества.

Раздел 3. Вулканизм Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области.

Получены геохимические и изотопные (Sr, Nd, O) характеристики разновозрастных (135-70 млн. лет) вулканических пород Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области, которые позволили оценить характер взаимодействия мантийных расплавов с коровыми субстратами.

Западно-Забайкальская рифтовая область (ЗЗРО) входит в состав позднемезозойской - кайнозойской внутриплитной вулканической провинции востока Азии. Ее формирование началось в поздней юре и сопровождалось излияниями преимущественно основных лав, которые продолжалась вплоть до позднего кайнозоя. Во времени магматизм области эволюционировал от составов, близких к базальтам IAB типа, до соответствующих составу OIB, что позволяет предполагать участие в их образовании разных магматических источников. Удино-Еравнинский сектор ЗЗРО включает три впадины - Удинскую, Еравнинскую и Зазинскую (в соответствии с рисунком 3.1). Фундамент впадин сложен породами витимканского сиенит-гранодиорит-гранитового комплекса Ангаро-Витимского батолита. Образование впадин сопровождалось излияниями основных пород повышенной щелочности. Извержения периодически повторялись на протяжении всего мелового периода. Так, в раннем мелу активность проявлялась в интервале 143 – 135 млн лет в Зазинской впадине, а с 131 и до 111 млн лет – в Удинской и Еравнинской впадинах, сформировав соответственно зазинский и удинский комплексы вулканических пород. В позднем мелу в интервале 83 – 78 возникли толщи трахибазальтов, а в конце раннего мела около 71 млн лет назад произошли излияния меланефелинитов.



1 - четвертичные отложения; 2 – 3 – вулканические комплексы: 2 – раннего мела, 3 – позднего мела; 4 – фундамент впадины, витимканский сиенит-гранодиорит-гранитовый комплекс; 5 – разломы; 6 – места отбора геохронологических проб и возраст (млн лет); 7 – мезозойские впадины и грабены (на врезке). Впадины (буквы в кружках): Уд - Удинская, Ер - Еравнинская и Зз – Зазинская. На врезке схема районирования Западно-Забайкальской рифтовой области.

Рисунок 3.1 – Схема геологического строения Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области.

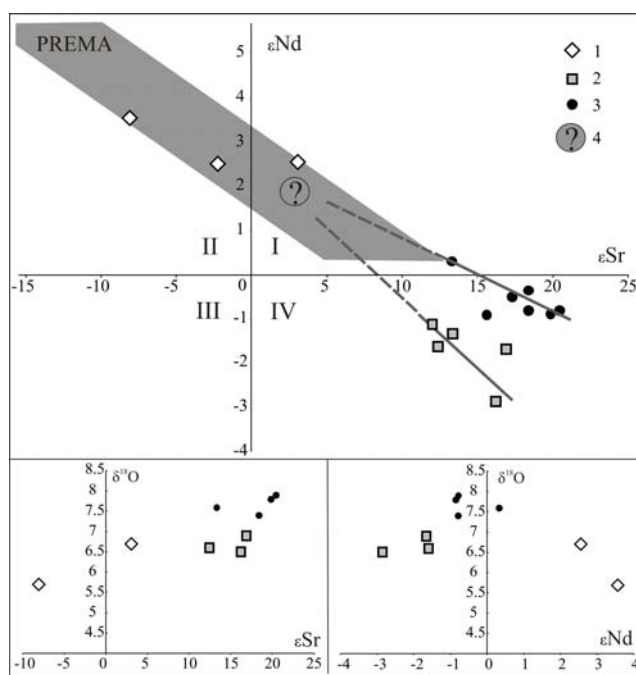
Раннемеловые вулканиты обладают широкими вариациями содержаний SiO_2 - от 47 до 54 мас. %. По сравнению с ОИВ они обогащены большинством несовместимых элементов, но имеют дефицит Nb и Ta, который типичен для пород конвергентных обстановок. В отличие от них позднемеловые вулканиты характеризуются более низкими содержаниями SiO_2 (41 - 48 мас.%) и по геохимическим характеристикам близки к составу ОИВ.

Породы разных возрастных групп существенно различаются и по изотопному (Sr, Nd, O) составу. На графике $\epsilon\text{Sr} - \epsilon\text{Nd}$ (в соответствии с рисунком 3.2) породы позднего мела характеризуются положительными значениями величины ϵNd (> 2.5) при достаточно деплетированном составе

стронция ($\epsilon_{\text{Sr}} < 3$ до -10). Это позволяет предполагать участие в их формировании умеренно обогащенной мантии, близкой по составу к PREMA.

По сравнению с ними базальтоидов раннего мела обогащены радиогенным стронцием и обеднены радиогенным неодимом. При этом они распадаются на две совокупности, одна из которых характеризуется значениями $\epsilon_{\text{Nd}} > -1$, а другая $\epsilon_{\text{Nd}} < -1$ при достаточно близких вариациях в них величины ϵ_{Sr} (от $+12$ до $+20$). При этом породы первой группы в основном отвечают зазинскому вулканическому комплексу, а второй – удинскому.

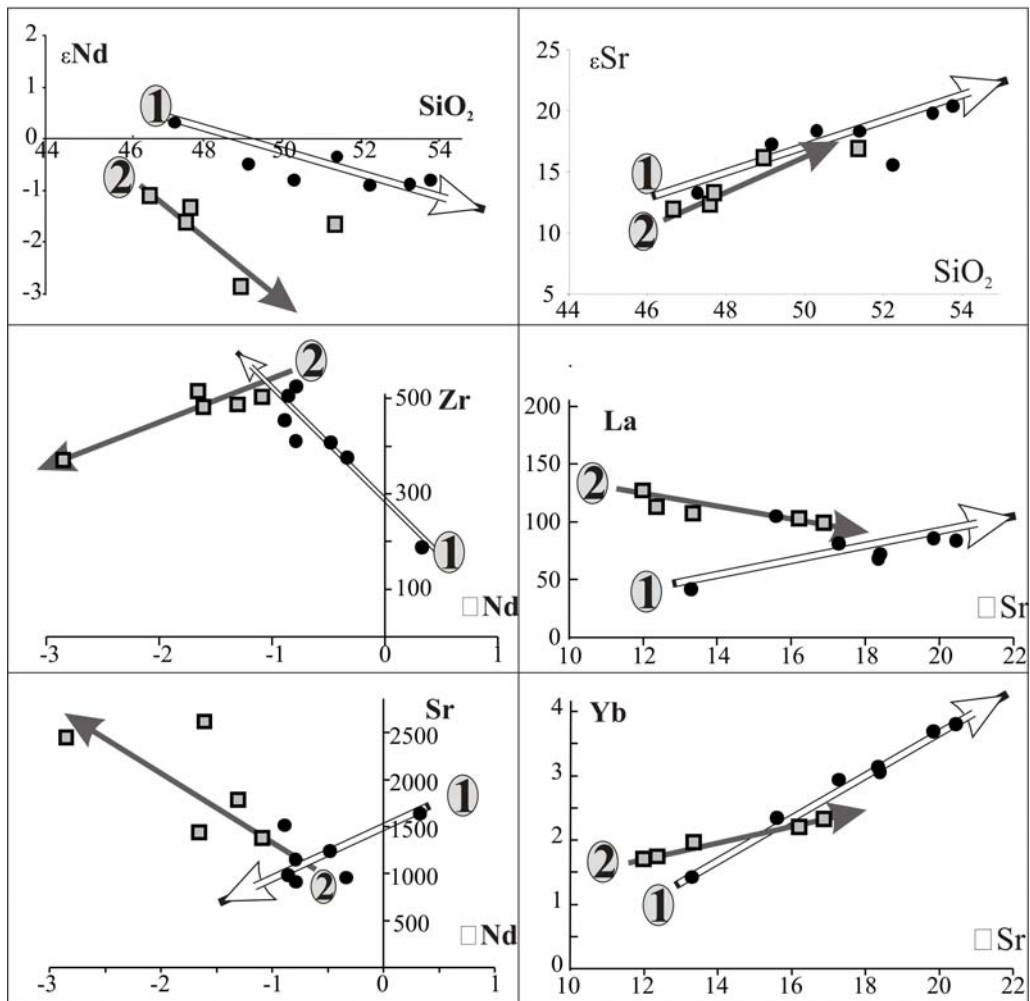
Различия источников магматических пород сектора проявляется также в изотопном составе кислорода (в соответствии с рисунком 3.2). Мантийным значениям $\delta^{18}\text{O} = 5.7\text{‰}$ соответствует изотопный состав кислорода в меланефелинитах позднего мела. Трахибазальты позднего мела обогащены тяжелым изотопом кислорода ($\delta^{18}\text{O} = 6.7\text{‰}$). К ним близки породы удинского комплекса ($\delta^{18}\text{O} = 6.5 - 6.7\text{‰}$). Еще более обогащенными являются базальты зазинского комплекса ($\delta^{18}\text{O} = 7.4 - 7.9\text{‰}$).



1- 3 – вулканические породы: 1 – позднего мела, 2 – удинского комплекса, 3 – зазинского комплекса; 4 – предполагаемый мантийный неконтаминированный источник раннемеловых базальтов. Серым контуром выделена область составов мантийных источников (mantle array), мантия PREMA. Сплошные линии – тренды корреляции составов, пунктирные – их продолжения в область неконтаминированных составов

Рисунок 3.2 – Изотопный (Sr, Nd, O) состав базальтов Удинского сектора на диаграммах парных корреляций.

Магматизм в пределах Удино-Витимского сектора ЗЗРО проявлялся на протяжении не менее 70 млн лет (между 140 и 70 млн. лет). Он протекал во внутриплитных условиях, однако характеристикам внутриплитного мантийного магматизма в полной мере отвечают лишь продукты позднемеловых стадий его развития, геохимические параметры которых близки к составу ОІВ, а изотопные (Sr, Nd, O) составы свидетельствуют об участии в их образовании умеренно деплетированной мантии. В отличие от них базальтоиды раннемеловых этапов магматизма имеют неоднозначные геохимические и изотопные характеристики и, в частности, имеют дефицит Ta и Nb. Эта их особенность, по-видимому, может быть объяснена участием в магмообразовании процессов коровой контаминации, чему не противоречат данные об изотопных составах (Sr, Nd, O) пород. На графиках (в соответствии с рисунком 3.2 и рисунком 3.3) составы раннемеловых базальтоидов образуют два линейных тренда, разные для пород зазинского и удинского комплексов. В первом приближении крайние точки на этих трендах можно сопоставить с магматическими источниками, участвовавшими в образовании пород. При этом участию деплетированного мантийного компонента соответствуют левые окончания трендов, характеризующиеся более высокими значениями ϵNd и более низкими ϵSr (в соответствии с рисунком 3.3). Породы обоих комплексов близки по времени и условиям формирования, а также по геохимическим характеристикам. Это позволяет предполагать для них общий мантийный источник, первичные характеристики которого были искажены процессами контаминации. Возможно, что его параметры могут быть оценены местом пересечения продолжений трендов распределения изотопных составов пород обоих комплексов на графике (в соответствии с рисунком 3.3). Коровые компоненты в каждом вулканическом комплексе были разные (в соответствии с рисунком 3.3). Так коровый компонент в источнике зазинских базальтов отличался достаточно высоким содержанием $SiO_2 > 54$ мас%, пониженным Sr < 900 г/т, повышенными Zr > 500 г/т и PЗЭ (La > 100 г/т, и Yb > 4 г/т), повышенными величинами $\epsilon Sr (> 20)$ и $\delta^{18}O (> 7.4 \text{ ‰})$ при умеренных $\epsilon Nd (\sim -1)$.



Условные обозначения см на Рисунке 6. В кружках 1 и 2 наименее загрязненные породы соответственно зазинского и удинского комплексов. Ориентировка стрелок в сторону возрастания доли корового загрязнителя.

Рисунок 3.3 – Вариации содержаний SiO_2 (в мас.%) и несовместимых элементов Zr, Sr, La, Yb (в г/т) в зависимости от изменения изотопного (ϵSr , ϵNd) состава пород.

Такие характеристики вполне соответствуют субщелочным гранитоидам Ангаро-Витимского батолита, преобладающих в раме позднемезозойских структур. Коровый компонент, участвовавший в образовании пород удинского комплекса, характеризуется разными (в соответствии с рисунком 3.3) сравнительно основным составом ($\text{SiO}_2 \geq 50$ мас.%), высокими содержаниями $\text{Sr} > 2000$ г/т, умеренным или пониженным относительно состава базальтов содержанием (в г/т): $\text{Zr} < 400$, $\text{La} < 100$, $\text{Yb} < 3$ г/т. Его изотопный состав ($\epsilon\text{Nd} < -3$ и $\delta^{18}\text{O} \sim 6,5 - 6,7\text{‰}$), скорее всего, соответствует нижней базитовой коре региона с мезопротерозойскими ($\text{TNd}(\text{DM}) > 1.4$ млрд. лет) характеристиками.

Раздел 4. Процессы взаимодействия лерцолит-базанитовый расплав (вулкан Тумусун, Хамар-Дабан).

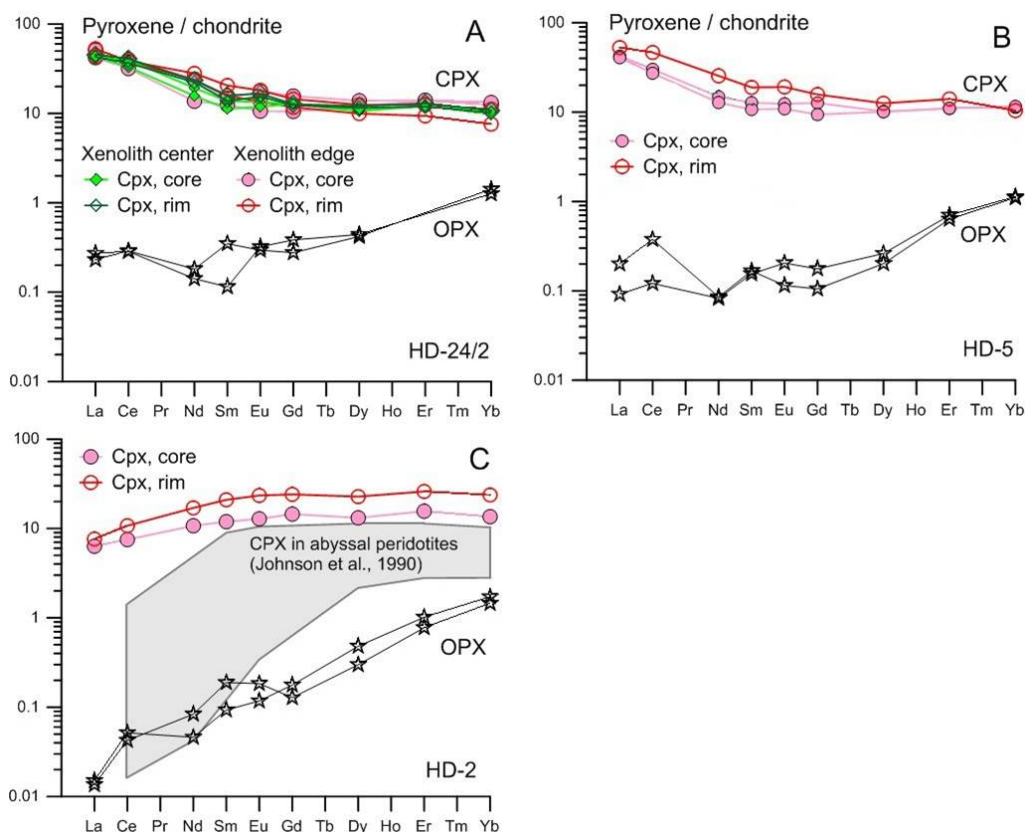
Экспериментальные работы [19, 20] показали, что при транспортировке перидотитовых ксенолитов к поверхности должно происходить их реакционное взаимодействие с вмещающими недосыщенными SiO_2 щелочными базальтовыми расплавами. Была разработана двухстадийная модель этого процесса: 1) инконгруэнтное растворение ортопироксена перидотита под воздействием вмещающего базальта с образованием оливина + клинопироксена и расплава, богатого кремнием и щелочами, 2) инконгруэнтное растворение клинопироксена и шпинели перидотита под воздействием новообразованного расплава с кристаллизацией вторичных шпинели и клинопироксена [20]. Цель проведенного исследования - выяснить, изменяется ли петрогенный и редкоэлементный состав перидотитов и их минералов в этом процессе.

Для лерцолитовых ксенолитов из базанитов вулкана Тумусун (Хамар-Дабан) изучены микроструктуры, петрогенный и редкоэлементный состав минералов (Superprobe JXA-8200, SIMS) и пород (RFA и ICP-MS). Выявленные особенности развития реакционных зон в Орх, Срх и Sp лерцолитов вулкана Тумусун хорошо согласуются с моделью [20]. Присутствие реакционных зон на контакте ортопироксена с базанитом и уменьшение степени преобразования всех минералов в направлении от контакта к центру образца указывает на взаимодействие с базанитовыми расплавами. О реакционном взаимодействии шпинели и клинопироксена не с базанитовым, а новообразованным расплавом свидетельствует отсутствие реакционных зон на контакте с базанитом, присутствие в пределах образца зерен шпинели и клинопироксена без реакционных зон и с реакционными зонами в местах соприкосновения с реакционными зонами ортопироксена.

Только каймы оливина, контактирующего с базанитом, имеют состав базанитовых вкрапленников. Вторичные Ol и Срх из реакционных зон пироксенов отличаются от состава вкрапленников из базанитов, то есть кристаллизовались не из базанитового расплава. По сравнению с

соответствующим минералам перидотитов, они имеют близкую $Mg\#$, вторичные Срх - более низкие содержания Al_2O_3 и Na_2O .

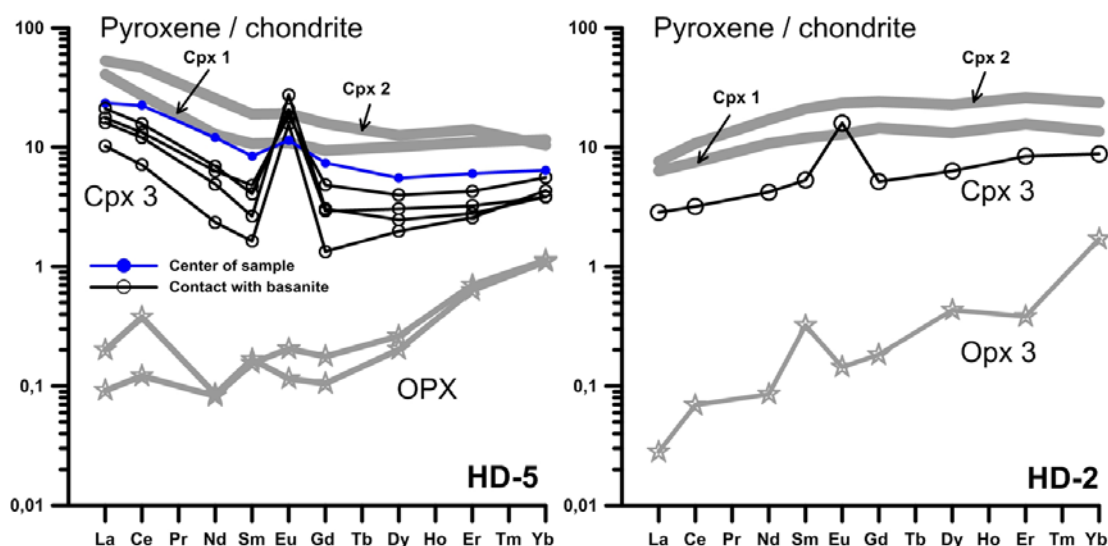
Первичные клинопироксены (Срх1) однородны до реакционной каймы и имеют близкий состав на краю и в центре образца (в соответствии с рисунком 4.1). Они имеют два типа распределения REE: деплетированный и обогащенный. В образце Срх1 и его кайма (Срх2) характеризуются близкими формами распределения REE. По сравнению с Срх1 в Срх2 уровень содержания REE такой же или несколько выше (при широкой реакционной кайме). В образцах с обогащенным спектром REE в клинопироксенах ортопироксены имеют более высокие концентрации LREE, чем ортопироксены образцов с деплетированными спектрами REE в клинопироксенах. Связь между формой спектра REE в пироксенах и размерами образца или расположением зерен относительно контакта отсутствует.



Core – центры зерен, rim – края зерен, xenolith center – центр ксенолита, xenolith edge – край ксенолита. Показаны составы клинопироксена из абиссальных перидотитов.

Рисунок 4.1 – Нормированное к хондриту распределение REE в клинопироксенах (Срх) и ортопироксенах (Орх) лерцолитовых ксенолитов вулкана Тумусун.

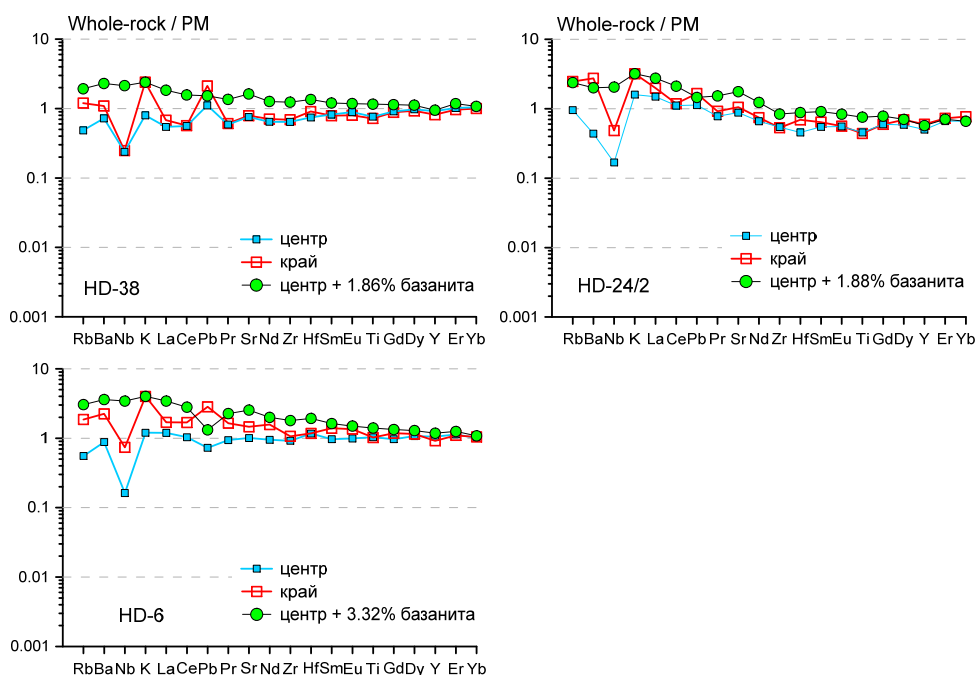
Новообразованный Срх3 из реакционной зоны ортопироксена также имеет два типа распределения REE: деплетированный и обогащенный (в соответствии с рисунком 4.2). По сравнению с Срх1 в Срх3 уровень содержаний REE ниже. В Срх3 присутствуют редко встречающиеся максимумы Eu.



Срх1 – первичные клинопироксены, Срх2 – кайма вокруг первичного клинопироксена, Срх 3 – вторичные клинопироксенах из реакционной каймы ортопироксена.

Рисунок 4.2 – Нормированное к хондриту распределение REE в клинопироксенах из реакционной каймы ортопироксена лерцолитовых ксенолитов вулкана Тумусун.

Лерцолиты имеют близкие к составу примитивной мантии содержания SiO_2 , MgO , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 и более высокие – K_2O и Na_2O , что ранее отмечалось [21]. В трех наиболее крупных ксенолитах были проанализированы центральные и краевые части. Краевые части отличаются от центральных явно более высоким содержанием K_2O и Na_2O , в то время как для других петрогенных элементов различия в содержаниях находятся в пределах аналитической ошибки анализа. Центры крупных ксенолитов имеют три типа распределения редких элементов (деплетированный, обогащенный и близкий к составу примитивной мантии), которые присутствуют и в мелких образцах (в соответствии с рисунком 4.3). В краевых частях форма спектров не меняется при заметном росте LILE. Максимумы LILE и минимумы HFSE относительно REE более выражены в краевых частях и в мелких ксенолитах.



Синий квадрат – центр ксенолита, красный квадрат – край ксенолита, зеленый кружок – рассчитанный по разнице содержания К состав смеси центра лерцолита и базанитового расплава.

Рисунок 4.3 – Нормированное к примитивной мантии распределение редких элементов в центре и на краю лерцолитовых ксенолитов и в смеси лерцолита с базанитовым расплавом.

Были рассчитаны составы смеси лерцолита с базанитом по формуле: $X \cdot Б + (1-X) \cdot Л$, где X – количество базанитового расплава, $Б$ – состав базанита, $Л$ – состав центра лерцолита. X рассчитывался из разницы содержаний K_2O в центре и на краю образца. Полученные редкоэлементные составы смесей отличаются по всем элементам (за исключением Dy - Yb) от реальных составов краевых частей всех образцов, что исключает простое смешение перидотита с базанитом (в соответствии с рисунком 4.3).

Был рассчитан редкоэлементный состав лерцолитов по содержанию элементов в Sr_{x1} , коэффициентам распределения и модальному составу породы. Для пяти образцов, в том числе центров крупных ксенолитов, рассчитанный состав, по сравнению с реальным, имеет близкие содержания M - $NREE$, Nb , Zr , Hf , Ti и более низкие - Rb , Ba , $LREE$. В одном образце рассчитанный и реальный составы близки только по содержанию Y , Er , Yb (в соответствии с рисунком 4.4)

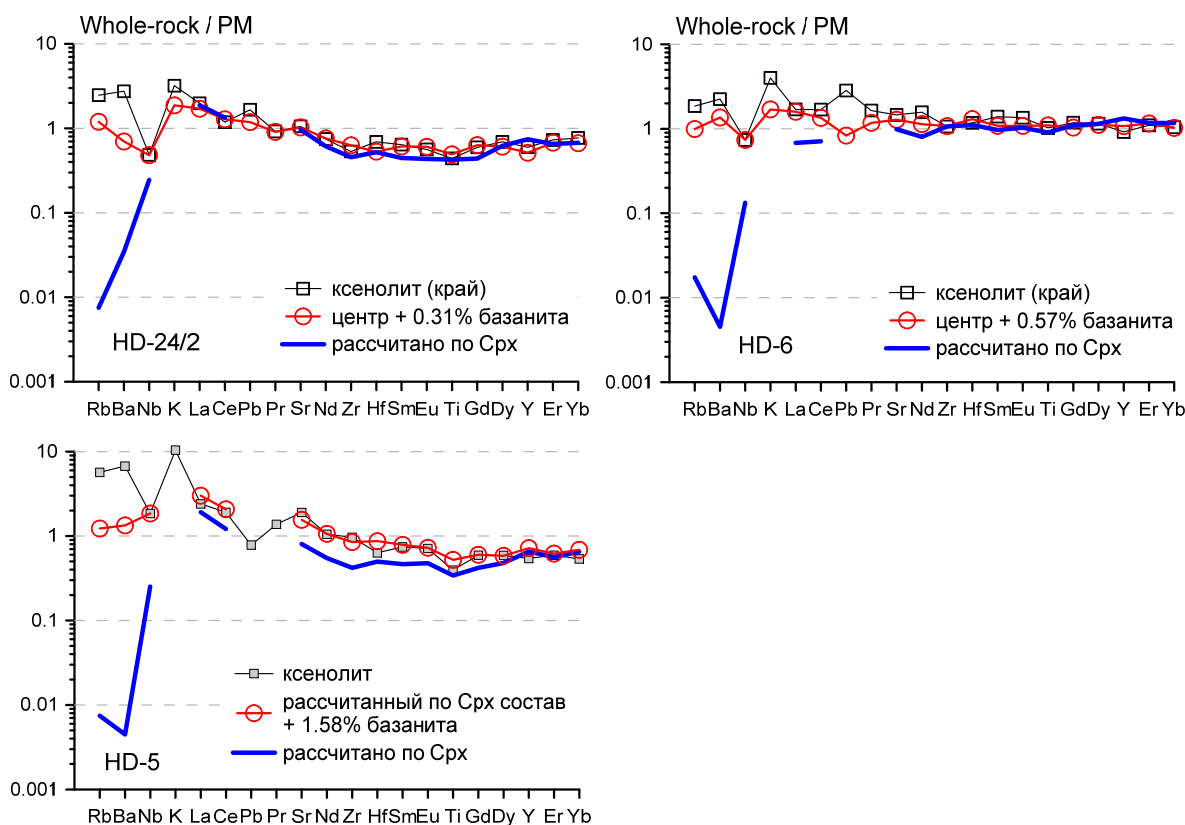


Рисунок 4.4 – Нормированное к примитивной мантии распределение редких элементов в лерцолитовых ксенолитах (измеренное и рассчитанное по содержанию в Cpx_1) и в смеси лерцолита с базанитовым расплавом (рассчитано по Nb).

Были рассчитаны также составы смеси лерцолита с базанитом по вышеприведенной формуле, в которой X определялся по разнице содержания Nb в крупных ксенолитах в центре и на краю образца, в мелких ксенолитах - измеренного и рассчитанного по Cpx_1 . Рассчитанные составы смеси лучше согласуются с составом краев и мелких ксенолитов, за исключением более высоких концентраций K , Rb , Ba и Pb в измеренных составах (в соответствии с рисунком 4.4).

Эти расчеты показали, что в ксенолитах присутствует ~ 0.3 - 1.6% базанитового расплава, который, по-видимому, попадает по трещинам. Но простое смешение перидотитов с базанитами не может объяснить высоких содержаний K , Rb , Ba , Pb , иногда LREE.

Выявленные особенности состава пород и вторичных минералов согласуются с моделью инконгруэнтного растворения Orx с образованием высококремниевоего расплава (L2), внешняя часть которого удаляется в базанит,

а внутренняя - циркулирует в перидотите. Содержание элементов в L2 определяется составом Орх и диффузией элементов на контакте L2 с базанитом. Содержание части петрогенных элементов в расплаве контролируется составом ортопироксена, о чем свидетельствуют высокомагнезиальные вторичные ОI и Срх3 из реакционных кайм Орх. Диффузия СаО, К₂О и Na₂О из базанита в L2 объясняет наблюдаемое количество Срх и появление К-На полевых шпатов в реакционных зонах Орх. Для расплавов основного и кислого состава коэффициенты диффузии максимальны у LILE (сопоставимы с Са), промежуточны у REE и минимальны у HFSE [22, 23]. Коэффициенты диффузии у REE уменьшаются с увеличением атомного номера за исключением Eu, диффузия которого происходит быстрее, чем остальных REE, что связано с присутствием в расплаве некоторого количества Eu²⁺ [5]. Это объясняет появление положительных аномалий Eu во вторичных Срх3 их реакционных зон Орх. Срх3 по содержанию REE не равновесен с базанитовым расплавом, так как он кристаллизовался из расплава, в котором содержание HREE определяется процессом растворения Орх, а LREE – диффузией из базанита. Kd REE в системе Срх - кислый расплав выше, чем в системе Срх- базальтовый расплав, и больше единицы. Поэтому после кристаллизации Срх3 (реакционные каймы Орх) накопления REE в остаточных расплавах происходить не будет и содержание REE в Срх2 (реакционные каймы по Срх1) будет определяться составом первичного Срх1.

Таким образом, в результате реакционного взаимодействия ксенолитов вулкана Тумусун с вмещающими базанитовыми расплавами происходит диффузия СаО, К₂О, Na₂О, LILE, LREE из расплава в перидотиты. Нерастворившиеся центральные части зерен клинопироксена сохраняют первичный REE состав и могут быть использованы для реконструкции мантийных процессов.

Заключение.

В 2017 году исследованиями по проекту получен ряд результатов по вопросам происхождения вулканических комплексов пород внутриконтинентальных рифтовых зон Центральной Азии. Проведенные исследования показали научную перспективность темы исследований в области изучения процессов мантийно-корового взаимодействия и в установлении связей тектоники плит и тектоники плюмов в общей модели эволюции вещества Земли. Важнейшими выводами проведенных исследования являются следующие.

Установлено, что вероятным источником щелочно-базальтовых магм при формировании позднекайнозойских вулканических ареалов на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны является эклогитизированное вещество океанической литосферы. (ИГХ СО РАН, ИЗК СО РАН, Институт палеонтологии и геологии Академии наук Монголии).

На территории Северной Монголии исследован эруптивно-лавовый вулканический центр Угуумур (верховья реки Агарын-гол, Хубсугульский аймак). Среди резургентного материала, а также в лавах этого центра обнаружены включения шпинелевых и гранатовых перидотитов, а также ассоциация мегакристаллов. (ИГХ СО РАН, Институт палеонтологии и геологии Академии наук Монголии, Монгольский университет науки и технологий).

Получены геохимические и изотопные (Sr, Nd, O) характеристики разновозрастных (135-70 млн. лет) вулканических пород Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области, которые позволили оценить характер взаимодействия мантийных расплавов с коровыми субстратами. (ИГХ СО РАН).

Установлено, что в результате реакционного взаимодействия ксенолитов вулкана Тумусун с вмещающими базанитовыми расплавами происходит диффузия CaO, K₂O, Na₂O, LILE, LREE из расплава в перидотиты. Нерастворившиеся центральные части зерен клинопироксена сохраняют первичный REE состав и могут быть использованы для реконструкции мантийных процессов (ИГХ СО РАН).

Список использованных источников

1. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 1. – С. 3 - 34.
2. Ivanov A.V., Demonterova E.I., He H., Perepelov A.B., Travin A.V., Lebedev V.A. Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion // Earth-Science Reviews. – 2015. – V.148. – P. 18–43.
3. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Павлова Л.А., Травин А.В., Пузанков М.Ю. Происхождение и эволюция неогеновых щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (Северная Монголия) // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. № 2. – С. 244-275.
4. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Тектоника плит и мантийные плюмы - основа эндогенной тектонической активности Земли последние 2 млрд. лет // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. - №1. – С. 11—30.
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Том I. – Недра, Москва. – 1990. – 328 с.
6. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150-million-year history of the Mongolia-Okhotsk Ocean // Journal of Asian Earth Sciences. – 2013. – V. 62. – P. 79-97.
7. Pertermann M., Hirschmann M.M., Hametner K., Günther D., Schmidt M.W. Experimental determination of trace element partitioning between garnet and silica-rich liquid during anhydrous partial melting of MORB-like eclogite // Geochemistry, geophysics, geosystems. – 2004. – V. 5. № 5. – Q05A01.
8. Klemme S., Blundy J.D., Wood B.J. Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2002. – V. 66. No. 17. – P. 3109–3123.

9. Le Roux V., Dasgupta R., Lee C.-T.A. Recommended mineral-melt partition coefficients for FRTEs (Cu), Ga, and Ge during mantle melting // *American Mineralogist*. – 2015. – V. 100. – P. 2533–2544.
10. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. – 1995. – V. 120. – P. 223-254.
11. Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society special publication. № 2. Blackwell Scientific Publications. – 1989. – P. 313-346.
12. Arevalo R.Jr., McDonough W.F. Chemical variations and regional diversity observed in MORB // *Chemical Geology*. – 2010. – V. 271. – P. 70–85.
13. Adam J., Green T.H., Sie S.H. Rroton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, and Ta between exprimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F-content // *Chem. Geol.* – 1993. – V. 109. – P. 29-49.
14. Guo P., Niu Y., Sun P., Ye I., Liub J., Zhang Yu., Feng Y., Zhao J. The origin of Cenozoic basalts from central Inner Mongolia, East China: the consequence of recent mantle metasomatism genetically associated with seismically observed paleo-Pacific slab in the mantle transition zone // *Lithos*. – 2006. – V. 240–243. – P. 104–118.
15. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С., Кайнозойский вулканизм. В кн.: *Континентальный вулканизм Монголии*. Москва: Наука. – 1983. – С. 170-179.
16. Zhang H., Liu Y., Hu Z, Zong K., Chen H., Chen C. Low- $\delta^{13}\text{C}$ carbonates in the Miocene basalt of the northern margin of the North China Craton: Implications for deep carbon recycling // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2017. – doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.03.008.
17. Corgne A., Wood B.J. CaSiO_3 and CaTiO_3 perovskite-melt partitioning of trace elements: Implications for gross mantle differentiation // *Geophys. Research Letters*. – 2002. – V. 29. (19). – doi:10.1029/2001GL014398.

18. Kogiso T., Hirschmann M.M. Partial melting experiments of bimineralec eclogite and the role of recycled mafic oceanic crust in the genesis of ocean island basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2006. – V. 249. – P. 188–199.
19. Shaw C.S.J., Thibault Y., Edgar A.D., Felicity E. Lloyd F.E. Mechanisms of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1998. – V.132. – P. 354-370.
20. Shaw C.S.J., Dingwell D.B. Experimental peridotite–melt reaction at one atmosphere: a textural and chemical study // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2008. – V. 155. – P.199–214.
21. Ionov D.A., O'Reilly S., Ashchepkov I.V. Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.* –1995. – V. 122. – P. 174–190.
22. Behrens H., Matthias Hahn M.Trace element diffusion and viscous flow in potassium-rich trachytic and phonolitic melts // *Chem. Geology*. – 2009. – V. 259. – P. 63–77.
23. Holycross M.E., Watson E.B.Diffusive fractionation of trace elements in basaltic melt // *Contrib. Mineral. Petrol* – 2016. – 171 – P. 80-95.

Список публикаций по теме проекта за 2017 г.

Статьи - 8 (WOS – 3. РИНЦ – 2)

1. Перепелов А.Б., Кузьмин М.И., Цыпукова С.С., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Щербаков Ю.Д., Пузанков М.Ю., Одгэрэл Д., Бат-Улзий Д. Эклогитовый след в эволюции позднекайнозойского щелочно-базальтового вулканизма юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны - геохимические признаки и геодинамические следствия // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 476. № 5. – С. 553-558.
2. Комарицына Т.Ю. Особенности вещественного состава меловых базальтов Западно-Забайкальской рифтовой области и эволюция источников внутриплитного магматизма на примере Удинского сектора // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. – 2017. – Т. 40. № 2. – С. 61–74.
3. Перепелов А.Б., Кузьмин М.И., Цыпукова С.С., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Щербаков Ю.Д., Одгэрэл Д., Бат-Улзий Д. Гетерогенные источники кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма Северной Монголии // Mongolian Geoscientist. Geology & Metallogeny of Central Asia. Ulaanbaatar. – 2017. – V. 45. – P. 43-48.
4. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Энхбат Д-Э., Одгэрэл Д., Бат-Ульзий Д. Первые минералого-геохимические данные по эруптивно-лавовому вулканическому центру Угуумур с включениями перидотитов и мегакристаллов (Северная Монголия) // Mongolian Geoscientist. Geology & Metallogeny of Central Asia. Ulaanbaatar. – 2017. – V. 45. – P. 60-65.
5. Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Буслов М.М., Травин А.В., Махлаев М.Л., Дриль С.И., Катраевская Я.И. Плюмовый магматизм северо-восточной части Алтае-Саянской области: этапы, состав источников, геодинамика (на примере Минусинского прогиба) // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 472. № 4. – С. 449-455.
6. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Биография Земли: основные этапы

геологической истории // Природа. – 2017. - № 6 (1222). – С. 12-25.

7. Комарицына Т.Ю., академик Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Роль коровой контаминации в раннемеловом магматизме Западно-Забайкальской рифтовой области // Доклады Академии наук. – 2018 (в печати).

Тезисы докладов - 9

1. Комарицына Т.Ю., Сасим С.А. Изотопно-геохимическая характеристика вулканитов средней и поздней юры удинской и кайласской свит Забайкалья // Материалы V Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского (28 февраля – 3 марта 2017 г., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Минприроды России, Роснедра, ВСЕГЕИ. – Электрон. данные. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2017. – С. 761-763.

2. Комарицына Т.Ю. Геохимические и изотопные (Sr, Nd, O) характеристики позднемезозойских вулканических ассоциаций Удинской зоны Западно-Забайкальской рифтовой области // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXVII Всероссийской молодежной конференции с участием исследователей из других стран (г. Иркутск, 22–28 мая 2017 г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН. – 2017. – 121 с.

3. Комарицына Т.Ю., Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Геохимические и изотопные (Sr, Nd, O) свидетельства мантийно-корового взаимодействия при образовании мезозойских вулканитов западного забайкалья (удинский сектор) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 15. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН. – 2017. – С. 133-134.

4. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Энхбат Д-Э., Одгэрэл Д., Бат-Ульзий Д. Первые минералого-геохимические данные по эруптивно-лавовому вулканическому центру Угуумур с включениями гранатовых перидотитов и мегакристаллов граната (Северная Монголия) // Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвящённой 60-летию Института геохимии СО РАН и 100-летию со дня рождения академика Л. В. Таусона

«Современные направления развития геохимии». Иркутск: Изд-во «Оттиск». – 2017. – С. 41-42.

5. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Щербаков Ю.Д., Одгэрэл Д., Батульзий Д. Роль океанической литосферы и карбонатизированной мантии в происхождении щелочно-базальтовых магм позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН. – 2017. – Вып. 15. – С. 205-206.

6. Горнова М.А., Перепелов А.Б., Дриль С.И., Беляев В.А. Микроструктурные и минералого-геохимические особенности процесса взаимодействия лерцолит – базанитовый расплав (вулкан Тумусун, Хамар-Дабан) // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН. – 2017. – Вып. 15. – С. 62-63.

7. Перепелов А.Б., Кузьмин М.И., Цыпукова С.С., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Щербаков Ю.Д., Одгэрэл Д., Бат-Улзий Д. Гетерогенные источники кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма Северной Монголии // *Mongolian Geoscientist. Geology & Metallogeny of Central Asia*. Ulaanbaatar. – 2017. – V. 45. – P. 43-48.

8. Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Щербаков Ю.Д., Одгэрэл Д., Батульзий Д.. Роль океанической литосферы и карбонатизированной мантии в происхождении щелочно-базальтовых магм позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии // Материалы XV Всероссийского научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». ИЗК СО РАН. Иркутск. – 2017. – Вып. 15. – С. 205-206.

9. Горнова М.А., Перепелов А.Б., Дриль С.И., Беляев В.А. Микроструктурные и минералого-геохимические особенности процесса взаимодействия лерцолит-базанитовый расплав (вулкан Тумусун, Хамар-

Дабан) // Материалы XV Всероссийского научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». ИЗК СО РАН. Иркутск. – 2017. – Вып. 15. – С. 62–63.

Приложение 1.

Форма 1

Сведения о результатах по направлениям исследований в рамках Программы фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2013-2020 годы в 2017 году

Номер и наименование направления фундаментальных исследований (по Программе)	Полученные результаты (в привязке к ожидаемым результатам по Программе)
1	2
<p>0350-2015-0034 Эволюция континентальной литосферы, вулканизм и климат в Центральной Азии в мезозое и кайнозое</p>	<p>Установлено, что вероятным источником щелочно-базальтовых магм при формировании позднекайнозойских вулканических ареалов на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны является эколгитизированное вещество океанической литосферы.</p>
	<p>На территории Северной Монголии исследован эруптивно-лавовый вулканический центр Угуумур (верховья реки Агарын-гол, Хубсугульский аймак). Среди резургентного материала, а также в лавах этого центра обнаружены включения шпинелевых и гранатовых перидотитов, а также ассоциация мегакристаллов.</p>
	<p>Получены геохимические и изотопные (Sr, Nd, O) характеристики разновозрастных (135-70 млн. лет) вулканических пород Удинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области, которые позволили оценить характер взаимодействия мантийных расплавов с коровыми субстратами.</p>
	<p>Установлено, что в результате реакционного взаимодействия ксенолитов вулкана Тумусун с вмещающими базанитовыми расплавами происходит диффузия CaO, K₂O, Na₂O, LILE, LREE из расплава в перидотиты. Нерастворившиеся центральные части зерен клинопироксена сохраняют первичный REE состав и могут быть использованы для реконструкции мантийных процессов.</p>

Приложение 2.

Форма 2

Сведения о выполнении количественных показателей индикаторов эффективности фундаментальных научных исследований, реализуемых Программой в 2017 году

Индикатор	Единица измерения	2017 год	
		План	Фактическое исполнение
1	2	3	4
Количество публикаций в ведущих российских и международных журналах по результатам исследований, полученным в процессе реализации Программы	единиц	2	5
Количество публикаций в мировых научных журналах, индексируемых в базе данных «Сеть науки» (WEB of Science)	единиц	2	3
Число исследователей в возрасте до 39 лет	единиц	3	3
Всего исследователей	единиц	10	10
Число охраняемых объектов интеллектуальной собственности:		0	0
зарегистрированных патентов в России	единиц	0	0
зарегистрированных патентов за рубежом	единиц	0	0
Количественные показатели научной продукции по результатам научных исследований и разработок (технологии профилактики, диагностики, лечения и реабилитации)	единиц	0	0
Научные монографии	единиц	0	0
Коллективные труды	единиц	0	0
Научно-аналитические доклады	единиц	5	9
Внутренние затраты на исследования и разработки (тыс. руб.)	тыс. руб.	470.32	470.32