ОГЛАВЛЕНИЕ

Объемно-геохимическая модель Карадагского месторождения медно- порфировых руд (Малый Кавказ, Азербайджан)	
АЗАДАЛИЕВ ДЖ.А.	13
Силикатные, силикатно-солевые и солевые магмы щелочного карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия (по расплавным включениям)	ı
АНДРЕЕВА И.А., КОВАЛЕНКО В.И., НАУМОВ В.Б., КОНОНКОВА Н.Н	14
Состав магм и условия кристаллизации кварцевых сиенитов карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук (Южная Монголия) по данным изучения включений в минералах)
АНДРЕЕВА И.А., НАУМОВ В.Б., КОВАЛЕНКО В.И., КОНОНКОВА Н.Н	15
Палеозойский щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита: оценка химического состава и объема зоны магмогенерации	
АРЗАМАСЦЕВ А.А., БЕА Ф., МОНТЕРО П., ГЛАЗНЕВ В.Н	16
Новое проявление агпаитового магматизма в Кольской провинции: изотопн геохимические исследования пород интрузии Нива и содержащихся в них нижнекоровых ксенолитов	[O -
АРЗАМАСЦЕВА Л.В., БЕЛЯЦКИЙ Б.В., АРЗАМАСЦЕВ А.А.	17
Геохимия крупных тантал-ниобиевых месторождений России, связанных с кислыми щелочными породами	
АРХАНГЕЛЬСКАЯ В.В.	19
Ковдорский щелочно-ультраосновной карбонатитовый массив: новые петрологические и геохимические характеристики пород	
БАЛАГАНСКАЯ Е.Г., ВЕРХУЛЬСТ А., ДЕМАФФ Д., ЛИФЕРОВИЧ Р.П	20
Мантийные источники кольских карбонатитов: новые Sr, Nd и геохимические данные для массива Вуориярви, Кольский регион	
БАЛАГАНСКАЯ Е.Г., ДАУНС Х., СУББОТИН В.В., ЛИФЕРОВИЧ Р.П., БЕАРД А	21
Периодичность развития щелочного магматизма на базе новой геохронологической шкалы эндогенных процессов земли и шкалы MMES	
БАЛАШОВ Ю.А.	22
Длительность архейского и палеозойского щелочного магматизма на Балтийском щите	
БАЯНОВА Т.Б.	23

Химический состав анкилитов Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров)	
БЕЛОВИЦКАЯ Ю.В., ПЕКОВ И.В., КОНОНКОВА Н.Н.	24
Древнейшие гранитоиды на юго-западе Украинского щита (Побужье): U-l Sm-Nd изотопный возраст	?b и
БИБИКОВА Е.В., КЛАЭССОН С., СТЕПАНЮК Л.М.	25
Геохимия гранитоидов северной части Магнитогорского прогиба	
БОГАТОВ В.И	26
Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы в магматических породах: метаморфические и метасоматические помехи	
БОГОМОЛОВ Е.С., ЛЕВСКИЙ Л.К.	27
Благородные металлы в магматических процессах: возможная кристаллизация сплавов в сульфидонедосыщенных расплавах	
БОРИСОВ А.А.	28
Геохимия апатит-магнетитовых руд в щелочно-карбонатитовом комплекси КМА	е
БОЧАРОВ В.Л.	29
Петролого-генетическая модель докембрийских карбонатитов КМА	
БОЧАРОВ В.Л.	30
Распределение радиогенного аргона в минерале при диффузионных потер 1. Теоретическое обоснование	ях:
БРАНДТ И.С., БРАНДТ С.Б., РАССКАЗОВ С.В., ИВАНОВ А.В., РЕЗНИЦКИЙ Л.З	31
Распределение радиогенного аргона в минерале при диффузионных потер 2. Эксперимент	ях:
БРАНДТ И.С., БРАНДТ С.Б., РАССКАЗОВ С.В., ИВАНОВ А.В., РЕЗНИЦКИЙ Л.З	32
Состав слюд как индикатор физико-химических условий формирования гранитоидов Западного Забайкалья и Монголии	
БУДНИКОВ С.В.	32
Позднедевонский щелочной магматизм Беларуси: фации, петро- и геохимические особенности, формационная принадлежность	
ВЕРЕТЕННИКОВ Н.В., КОРЗУН В.П., ЛАПЦЕВИЧ А.Г., МАХНАЧ А.С., МИХАЙЛОВ Н.Д	33
Sr-Nd систематика карбонатитов Сибири и Монголии	
ВЛАДЫКИН Н.В., МОРИКИО Т., МИЯЗАКИ Т	34

Находка пород лампроитовой группы в Парагвае	
ВЛАДЫКИН Н.В., ПРЕЗЗЕР ДЖ.Л.В., ИВАНУШ В.	36
О проявлении сосуществующих карбонатного, сульфидного и силикатного расплавов в окварцованных скарнах сподумен-петалитового месторожден Надия (Украинский щит)	
ВОЗНЯК Д.К., БУГАЕНКО В.Н., ГАЛАБУРДА Ю.А., ПАВЛИШИН В.И., СЕМКА В.А	37
Щелочная провинция Ампасиндава, северо-западный Мадагаскар	
ГАНЗЕЕВ А.А.	38
Редкометальные фазибитикиты провинции Ампасиндава, Мадагаскар	
ГАНЗЕЕВ А.А., ГРЕЧИЩЕВ О.К.	39
Пути петролого-геохимического развития геодинамических обстановок верхнего фанерозоя (мезо-кайнозоя) в пределах Армении (М. Кавказ)	
ГЕВОРКЯН Р.Г., ГЕВОРКЯН М.Р., ГРИГОРЯН А.Ю.	40
Контактовые ореолы гранитов рапакиви – индикаторы физико-химичесик условий их кристаллизации	ИХ
ГЕРАСИМОВ В.Ю., КОРИКОВСКИЙ С.П.	41
Геохимические особенности ультракалиевых пород Горного Алтая	
ГЕРТНЕР И.Ф., ВРУБЛЕВСКИЙ В.В., КРУПЧАТНИКОВ В.И., ПОЛЯКОВ Г.В., АНОШИН Г.Н.	42
Первичные магмы вулкана Мауна Кеа, Гавайи: экспериментальное изучен при высоком давлении	ие
ГИРНИС А.В., БУЛАТОВ В.К	43
Особенности состава верхней мантии (ВМ) под Сибирской платформой (Северо-Азиатский кратон)	
ГЛАЗУНОВ О.М., СОЛОВЬЕВА Л.В.	44
Стадийность карбонатитообразования на примере массива Себльявр (по изотопным данным)	
ГОГОЛЬ О.В., БАЯНОВА Т.Б., ДЕЛЕНИЦИН А.А.	45
Мантийный метасоматоз в ультраосновных ксенолитах из щелочных базальтов	
ГРАЧЕВ А.Ф.	46
Первые данные о рапределении редкоземельных элементов в мантийных ксенолитах из базальтов хр. Хамар-Дабан (Байкальский рифт)	
ГРАЧЕВ А.Ф	47

4 Геохимия магматических пород, 2000, Москва

Первые доказательства наращивания литосферы под Хамар-Дабанским мантийным плюмом (по данным изучения ксенолитов в базальтах)	
ГРАЧЕВ А.Ф.	48
Коэффициенты распределения между эвдиалитом и щелочным расплавом.	
грознова м.в., вильямс т.ч., когарко л.н.	
Петрогеохимические типы базальтов эталонных геодинамических обстанов	
ГУЩИН А.В., ГУСЕВ Г.С.	
	. 50
Геохимия редких элементов в щелочных породах о-ва Триндади (Юго-Западная Атлантика)	
ГУЩИНА Н.Ф., КОГАРКО Л.Н., КАРПУШИНА В.А.	. 51
Изотопный состав кислорода щелочых пород о-ов Триндади и Мартин Ваз	
ГУЩИНА Н.Ф., УСТИНОВ В.И., КОГАРКО Л.Н.	. 52
Рудно-геохимическая специализация фанерозойских магматических комплексов зоны сочленения ДДВ с приазовской частью УЩ	
ДОНСКОЙ Н.А.	. 53
Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья	
ДОРОШКЕВИЧ А.Г., КОБЫЛКИНА О.В.	. 54
Геохимия редких элементов в Гораб-Келасурском интрузивном комплексе	
ДУДАУРИ О.З., ТОГОНИДЗЕ М.Г., КРЫЛОВ И.Н.	. 55
Рудоносность магматизма в структурах Большого Алтая	
ДЬЯЧКОВ Б.А., МАЙОРОВА Н.П., НИКИТИНА Т.М., БОЧКОВА О.И	. 55
Предварительные данные о минералогии циркония в Пилансбергском массиве	
ЗАЙЦЕВ В.А., ПЕКОВ И.В., КОГАРКО Л.Н.	. 56
Кристаллизация калиевого полевого шпата из высокофтористого агпаитово расплава	ЭГО
ЗАРАЙСКИЙ Г.П.	. 58
Геохимия щелочных базальтоидов северо-востока России	
ЗАХАРОВ М.Н., ИВАНОВ В.Г.	. 59
Петрогенезис элисенваарского субщелочного комплекса (Карелия)	
ИВАЩЕНКО В.И.	. 60

Условия образования минеральных включений в анальцимсодержащих

лампрофирах З. Приладожья (Карелия)	
ИВАЩЕНКО В.И.	62
Изотопный состав гелия в зонах контакта щелочных массивов и относительная длительность их формирования	
ИКОРСКИЙ С.В., КАМЕНСКИЙ И.Л., НИВИН В.А.	63
Сложное строение кимберлитовой трубки Зарница	
ИЛУПИН И.П.	64
Соотношения малых и редких элементов в кимберлитах Сибири	
илупин и.п.	65
Необычные продукты мантийного метасоматоза в ксенолитах шпинелевых перидотитов из кайнозойских базальтов Дальнего Востока России	
ИОНОВ Д.А., ПРИХОДЬКО В.С	66
Петролого-геохимические особенности эволюции щелочной серии острова Фернандо де Наронья	
КАЗАКОВА А., КОГАРКО Л.Н.	67
³ Не, плюм, щелочной магматизм и карбонатиты (палеозойские интрузии Кольского полуострова)	
КАМЕНСКИЙ И.Л., ИКОРСКИЙ С.В., ШАРКОВ И.В.	68
Изотопные источники базальтового магматизма острова Мадейра	
КАРПЕНКО С.Ф., БИБИКОВА Е.В., МАТО Ж., КОГАРКО Л.Н.	70
ICP-MS геохимия и Sr-Nd изотопия мантийных мафит-ультрамафитовых пород западного склона Урала	
КАРПУХИНА Е.В., ПЕРВОВ В.А, КОНДРАШОВ И.А.	70
Изотопные источники и генезис циркониевых руд Ловозерского массива (изотопный состав серы)	
КАРПУШИНА В.А., ГРИНЕНКО В.А., КОГАРКО Л.Н.	71
Щелочной магматизм в истории Земли	
КОГАРКО Л.Н.	72
Редкие и редкоземельные элементы в клинопироксенах В. Гренландии	
КОГАРКО Л.Н., ТУРКОВ В.А	.72

Первые данные об изотопном составе (Sr, Nd) клинопироксенов из пород позднемеловой-палеогеновой формации трахибазальт-пироксенит-габбро-

сиенитов Центральной Камчатки	
КОЛОСКОВ А.В., ФЛЕРОВ Г.Б., ГОЛУБЕВ В.Н.	73
Геохимия рудных пироксенитов Задойского щелочно-ультраосновного интрузива	
KOHEB A.A., KOHEBA M.A.	74
Sr-Nd изотопная система гранитоидов и проблема источника редкометальн гранитов	ЫΧ
КОСТИЦЫН Ю.А.	75
Условия формирования редкометальных гранитоидов Этыкинского массив (Восточное Забайкалье)	a
КОТЕЛЬНИКОВА З.А., КОВАЛЬСКИЙ А.М., КОТЕЛЬНИКОВ А.Р	76
Геохимия калиевых щелочно-ультраосновных вулканитов массива-гиганта Томтор (север Сибирской платформы)	
КРАВЧЕНКО С.М.	78
Экспериментальное моделирование поведения хлора и фтора во флюидномагматической системе	
КРАВЧУК И.Ф.	79
Средний химический и минеральный состав Ковдорского карбонатит- камафоритового (=фоскоритового) комплекса	
КРАСНОВА Н.И.	80
Температуры и давления при образовании сульфидной минерализации в карбонатитах щелочно-ультраосновного комплекса Палабора (ЮАР)	
КРАЧЕВСКИЙ П.И.	83
Редкоземельно-циркониеносные сиениты Украинского щита	
КРИВДИК С.Г., ЗАГНИТКО В.Н., СТРЕКОЗОВ С.Н.	83
Реакции в системе диопсид-кальсилит вода и их роль в петрогенезисе ларни нормативных пород	ит-
КРИГМАН Л.Д., ИШБУЛАТОВ Р.А.	85
Анатектические стекла в мантийных ксенолитах вулкана Сверре, Шпицберген: пример природногно эксперимента в области образования щелочноультросновных пород с карбонатитами	
ЛАЗАРЕНКОВ В.Г., МАСЛОВ В.А., ТАЛОВИНА И. В.	86
Геохимия РЗЭ и зональность размешения шелочных порол Беломорского	

Геохимия РЗЭ и зональность размещения щелочных пород Беломорского дайкового пояса

ЛАРИН Н.В., МОРАЛЕВ В.М, ТЕРЕХОВ Е.Н.	. 87
Изучение влияния минеральных реакций, межзерновых пленок и прослоек упругие свойства пород в присутствии щелочных флюидов при высоких давлениях, используя ультразвуковые методы и высокотемпературное центрифугирование	на
ЛЕБЕДЕВ Е.Б., КРАВЧУК И.Ф., ДОРФМАН А.М	. 88
Геохимия докембрийских щелочно-ультраосновных и щелочно-основных пород Балтийского щита	
ЛЕВСКИЙ Л.К., ЛОХОВ К.И., НИКИТИНА Л.П. АНТОНОВ А.В., ЛЕПЕХИНА Е.Н., БОГОМОЛОВ Е.С.	. 89
Особенности геохимии кальцит-цеолитовых гидротермалитов в ийолитуртитах Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров)	
ЛОВСКАЯ Е.В., ПЕКОВ И.В., КОНОНКОВА Н.Н.	. 90
К вопросу формирования щелочных редкометальных месторождений Горного Алтая	
МАЙОРОВА Н.П.	. 91
К вопросу о роли геохимической баротермометрии в петрологии	
МАКАРОВ В.П.	. 92
О природе сферолоидов кислых лав Южного Казахстана	
МАКАРОВ В.П., БИЦОЕВ К.Б., НОСИК Л.П.	. 93
Изотопная сепарация серы в магматическом процессе	
МАЛЫШЕВ А.И.	. 95
Слюды в щелочных и субщелочных базальтоидах Талышской зоны и Ходжавендского прогиба Малого Кавказа как показатель мантийного метасоматоза	
МАМЕДОВ М. Н., МАХМУДОВ С. А.	. 96
Геохимия и этапы образования редкометалльной минерализации в докембр Приазовья (Украинский щит)	оии
МАТВИЙЧУК М.В.	. 97
Общий компонент стронций-неодим-свинцового изотопного состава океанских вулканитов	
МИРОНОВ Ю.В., РЯХОВСКИЙ В.М., ПУСТОВОЙ А.А	. 98
Радиоактивные и редкоземельные элементы в щелочно-ультраосновных породах трубок взрыва Беларуси	

михайлов н.д., веретенников н.в., корзун в.п., лапцевич а.г	9
Плюмовый вулканизм Амурской мегаструктуры: геохимия пород и природа мантийных источников	
МОИСЕЕНКО В.Г., САХНО В.Γ	0
К вопросу о механизме формирования рудоносных вулканических серий Рудного Алтая	
мочалкина л. н	3
Стекла в ксенолитах и мегакристы полевого шпата из щелочных базальтов Токинского становика	
муравьева н.с., сенин в.г	4
Газонасыщенность породообразующих минералов нефелиновых сиенитов и фоидолитов Хибинского и Ловозерского массивов	
НИВИН В.А	4
Особенности петрогенезиса карбонатитов Кольской щелочной провинции по изотопно-геохимическим (He, Ar) данным)
НИВИН В.А., ТОЛСТИХИН И.Н., КАМЕНСКИЙ И.Л., ИКОРСКИЙ С.В., БАЛАГАНСКАЯ Е.Г	5
Изотопный состав (Sr, Nd) пород карбонатитовых ассоциаций Западного Забайкалья	
НИКИФОРОВ А.В., ЯРМОЛЮК В.В	6
Редкоэлементный состав карбонатитов и вулканических пород Западного Забайкалья	
НИКИФОРОВ А.В., ЯРМОЛЮК В.В. 10	7
Геохимическая термометрия раннепротерозойских коматиитов восточной части Балтийского щита	
НИКОЛАЕВ Г.С	8
Геохимия редких элементов в клинопироксенах из вулканитов палеозойских островных дуг Урала	
НОСОВА А.А., САЗОНОВА Л.В., НАРКИСОВА В.В., ГОРОЖАНИНА Е.Н	9
Nd-sr изотопная характеристика рикотитов (ортоклазовое габбро) Дзирульского выступа (Закавказский массив)	
ОКРОСЦВАРИДЗЕ А.В., КЛАРК Д.Б	0
О минералогии и поведении бария в дифференциатах щелочных пород Хибинского массива (Кольский полуостров)	

ПЕКОВ И.В., ЧУКАНОВ Н.В., ТУРЧКОВА А.Г.	111
Минералогия кайнозойских щелочных базальтоидов Дальнего Востока России	
ПЕТУХОВА Л.Л., ПРИХОДЬКО В.С.	112
Позднекайнозойский вулканизм в Тирренском море и его обрамлении: вариации состава первичных мантийных магм	
ПОПОВ В.С., ЧЕРНАЯ Л.А.	114
Фтор в закалочных стеклах массива Троодос, о. Кипр	
ПОРТНЯГИН М.В., СИМАКИН С.Г.	114
Условия кристаллизации мегапорфировых вкрапленников санидина в си порфирах Западного Айодзора (Армения)	енит-
ПРОКОФЬЕВ В.Ю., ВОЛКОВ В.Н.	115
Изотопные провинции срединно-океанских хребтов	
ПУСТОВОЙ А.А., МИРОНОВ Ю.В., РЯХОВСКИЙ В.М	116
Геохимия расслоенного коматиитового Бураковского интрузива (Ю. Карелия)	
ПЧЕЛИНЦЕВА Н.Ф., НИКОЛАЕВ Г.С., ГРИНЕВИЧ Н.Г.	117
Исходные расплавы мелилитсодержащей дифференцированной серии по в массиве Гули (Полярная Сибирь): первые данные	род
РАСС И.Т., ПЛЕЧОВ П.Ю.	118
Миаскитовые лампроиты и камафугиты чилтенской кальдеры и их рудоносность (Срединный Тянь-Шань)	
РАХМАНОВ К.А., КОЗЛОВ В.В.	119
Безрудные и оловоносные гранитоиды северного Сихотэ-Алиня: различи флюидном режиме и геодинамических условиях образования	ов ки
РОМАНОВСКИЙ Н.П., БЕРДНИКОВ Н.В.	120
Глобальная субширотная изотопная зональность океанской мантии	
РЯХОВСКИЙ В.М., МИРОНОВ Ю.В., ПУСТОВОЙ А.А	121
К проблеме формирования габбро-гипербазитовых комплексов западног склона Южного Урала	0
САВЕЛЬЕВ Д.Е., СНАЧЕВ В.И., РЫКУС М.В.	122

Соотношение щелочного метасоматизма и гранитоидного магматизма в зоне Главного Саянского разлома (Прибайкалье)

10 Геохимия магматических пород, 2000, Москва

САВЕЛЬЕВА В.Б., ЗЫРЯНОВ А.С.	123
Геохимические особенности раннекаменноугольных вулканических серий отрицательных и положительных структур Южного Урала	
САМАРКИН Г.И., САМАРКИНА Е.Я.	124
Эволюция составов пироксенов в процессе дифференциации ультращелочного Ловозерского массива	
САМОРОДСКАЯ М.А., КОГАРКО Л.Н., ВИЛЬЯМС Т.Ч., ВУЛЛИ А.Р.	125
Неразрушающее изучение внутренней структуры геологических образцов опомощью рентгеновской микротомографии	c
САМОРОДСКИЙ П.Н., КОЗОРЕЗОВ Е.В., ХОЗЯИНОВ М.С.	126
Pt-условия генерации коматиитовых и пикритовых магм докембрия, фенноскандинавского щита	
СВЕТОВ С.А., СМОЛЬКИН В.Ф.	127
Составы рзэ в долеритах, габбро и гипербазитах офиолитов Урала	
СЕМЕНОВ И.В.	128
Физико-химические параметры кислых расплавов, связанных с колчеданными месторождениями Алтае-Саянской складчатой области	
СИМОНОВ В.А., ЛАПУХОВ А.С., КОВЯЗИН С.В.	129
Физико-химические параметры современных и древних магматическёих систем в зоне трансформного разлома вима (Центральная Атлантика)	
СИМОНОВ В.А., ПЕЙВЕ А.А., БОНАТТИ Э., КОВЯЗИН С.В	130
Породообразующие карбонаты в карбонатитах Салланлатвинского массива (Кольский полуостров)	1
СИТНИКОВА М.А., ЗАЙЦЕВ А.Н., УОЛЛ Ф., ШАХМУРАДЯН А.Р., СУББОТИН В.В	131
Структурные превращения в алюмосиликатных расплавах при высоких давлениях	
СЛУЦКИЙ А.Б.	132
Вязкость - интегральный параметр магматического процесса	
СОБОЛЕВ Р.Н.	134
Первичные магмы вулкана Мауна Кеа, Гавайи: расплавные включения в минералах	
СОЛОВОВА И.П., ГИРНИС А.В.	135
Геохимические особенности пироксенитов и эклогитов из ксенолитов в кимберлитах Якутии	

СОЛОВЬЕВА Л.В., ГОРНОВА М.А., БАРАНКЕВИЧ В.Г.	136
Первая находка кимрита в массивах щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов	
СОРОХТИНА Н.В., ВОЛОШИН А.В., ПАХОМОВСКИЙ Я.А., БОГДАНОВА А.Н	137
Условия формирования океанической коры в активной рифтовой зоне Брансфильд, Антарктида	
СУЩЕВСКАЯ Н.М., ЦЕХОНЯ Т.И., БЕЛЯЦКИЙ Б.В.	138
Особенности вариаций природных изотопных соотношений химических элементов и их практическое использование	
ТИМОФЕЕВА Т.С., ВАСИЛЬЕВ Г.А., ИГНАТИКОВ Е.Н., МИРТАЛИПОВ Д.Я., МУСАЕВА М.М., РАХИМДЖАНОВ А.А., УРАЛОВ Б.Х	139
К вопросу о происхождении резервуара НІМО в океанской мантии	
ТИТАЕВА Н.А.	139
Изотопные характеристики мантийных источников базальтовых магм Канарского архипелага	
ТИТАЕВА Н.А., САЛТЫКОВСКИЙ А.Я., ГЕНШАФТ Ю.С.	141
Щелочной магматизм разломов "океан - островная дуга"	
ТИХОМИРОВА С.Р.	142
Особенности составов магматических расплавов, формировавших андези вулканов Безымянный, Карымский, Шивелуч и дациты вулкана Дикий Гребень (Камчатка)	ΊЪ
ТОЛСТЫХ М.Л., НАУМОВ В.Б., КОНОНКОВА Н.Н.	143
Геохимия и генезис магматитов Томмотского рудного поля	
ТРУНИЛИНА В.А., ЗАЙЦЕВ А.И., ОРЛОВ Ю.С.	144
Эволюция пикритовых расплавов Гренландии (данные по расплавным включениям)	
ТУРКОВ В.А., КОГАРКО Л.Н., НИЛЬСОН Т	144
Распределение щелочных и щелочноземельных катионов в цеолитах Хиб Ловозерского щелочного комплекса (Кольский полуостров)	ино-
ТУРЧКОВА А.Г., ЛОВСКАЯ Е.В., ПЕКОВ И.В., КОНОНКОВА Н.Н., КОРОТАЕВА Н.Н.	146
Изотопный состав кислорода минералов ультраагпаитовых пород	
УЛЬЯНОВ А.А. УСТИНОВ В.И., ТУРЧКОВА А.Г., ПЕКОВ И.В.	148

12 Геохимия магматических пород, 2000, Москва

Гидратация и дегидратация гипербазитов при переходе океан-континент	
УХАНОВ А.В., ДЕВИРЦ А.Л. 14	49
Ксенолиты аплитов из щелочных базальтов мыса Наварин, Корякское нагорье	
ФЕДОРОВ П.И., ЗОЛОТАРЕВ Б.П., КОЛОСКОВ А.В., ДРИЛЬ С.И., ГОЛОВИН Д.И., ЕРОЩЕВ-ШАК В.А. 1:	50
Глубинные ксенолиты из щелочных базальтов Корейского региона	
ФЕДОРОВ П.И., ЛЯПУНОВ С.М., КОЛОСКОВ А.В., ФИЛАТОВА Н.И	51
Условия генерации морских базальтов района тройного сочленения Буве, Ю Атлантика).
ХВОРОВ Д.М., МИГДИСОВА Н.А., СУЩЕВСКАЯ Н.М., КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ Е.В 15	51
Новейший вклад в минералогию и петрологию щелочных пород	
ХОМЯКОВ А.П	53
Структурно-симметрийный типоморфизм минералов уникальных месторождений щелочного ряда	
ХОМЯКОВ А.П	54
Вариации химического состава умбозерита	
ЧУКАНОВА В.Н., ПЕКОВ И.В., ЧУКАНОВ Н.В	55
Генезис магма океанических областей в свете данных о глобальном магматическом фракционировании при аккреции Земли	
шкодзинский в.с1:	56
Состав включений в минералах как критерий оценки физико-химических параметров магматических процессов	
ШУКАЙЛО Л.Г., ПОПОВЧЕНКО С.Е	57

ОБЪЕМНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАРАДАГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ РУД (МАЛЫЙ КАВКАЗ, АЗЕРБАЙДЖАН)

Азадалиев Дж.А.

Институт геологии АН Азербайджана

Карадагское месторождение расположено на северо-восточном склоне Малого Кавказа в пределах Кедабекского рудного района Азербайджанской Республики. Оно было открыто недавно, в 70-х годах, геологамипроизводственниками Азербайджана. Месторождение образовалось позднегеосинклинальную стадию развития региона и поэтому отличается от орогенных медно-порфировых месторождений рядом главными из которых являются: связь с позднеюрской (по определению к.г.-135-137 Багирбековой, МЛН лет) интрузией M.H. О.Д. кремнекислотного состава, существенное преобладание меди (Мо:Сu = 1:320) и наличие зоны окисления и т. д.

Впервые автором этих строк на примере медно-порфировых объектов Локско-Карабахской структурно-формационной зоны Малого Кавказа разработана геолого-генетическая модель медно-порфировых формаций геосинклинального режима развития как основа поисков и прогноза медно-порфировых руд в аналогичных условиях (Азадалиев, 1987-1989, 1995, 1997).

базе количественно-аналитического Ha огромного материала применением автоматизированного геохимического картирования на ЭВМ впервые в Азербайджане на примере Карадагского месторождения меднопорфировых руд составлены объемно-геохимическая модель и серии крупномасштабных погоризонтных геохимических карт (с геохимическими профилями-разрезами), наглядно отражающие количественное распространение главных металлов (Мо и Си) и их индикаторных элементов в трехмерном пространстве, которые позволили выделить промышленные и сопряженные аномалии Си и Мо в отдельности, на основе чего осуществлен локальный прогноз на фланги и глубину. Морфологические особенности выделенных промышленных аномалий по сути в определенной степени характеризуют геометрические параметры промышленного оруденения, что было внедрено в производстве - использовано при подсчете запаса месторождения, значительно повышая геологическую и экономическую эффективность поисково-оценочных и разведочных работ.

Анализ объемно-геохимической модели и серий геохимических карт и профилей-разрезов также позволил установить, элементов, ЧТО ряд пространственно совмещенных c главными металлами, везде сопровождает, проявляя индикаторные особенности на медно-порфировое оруденение. В частности, индикаторными оказались сам Мо, Ag, Ba, Sr, Sc, Со, Ni, Pb и Zn (два последних менее характерны). Хотя Мо является

рудогенным, но он с определенной условностью проявляет индикаторную особенность на Cu, т. е. его присутствие в массовых спектральных анализах метасоматитов и продуктов зоны окисления может указать на наличие меднопорфирового оруденения. Более того, на примере Карадагского объекта устанавливается, что сам Mo, Sr, Sc, Co, частично Ni являются индикаторными на медное оруденение, Ba, Y - на молибденовое, а Ag проявляет двоякую индикаторную особенность как на Cu, так и на Mo.

В заключении надо отметить, что высокие содержания вышеуказанных индикаторных элементов в массовых спектральных анализах околорудных метасоматитов могут указать на наличие руд и их можно использовать как геохимические поисковые признаки скрытых медно-порфировых руд.

Важно отметить, что поиски и прогнозы медно-порфировых руд за пределами полей метасоматических изменений исключаются. Поэтому надо полагать, что метасоматические изменения пород являются надежными критериями прямых поисков и прогноза скрытых эндогенных руд в целом, медно-порфировых - в частности.

СИЛИКАТНЫЕ, СИЛИКАТНО-СОЛЕВЫЕ И СОЛЕВЫЕ МАГМЫ ЩЕЛОЧНОГО КАРБОНАТИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА МУШУГАЙ-ХУДУК, ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ (ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)

Андреева И.А.*, Коваленко В.И.*, Наумов В.Б., Кононкова Н.Н.**** *ИГЕМ РАН, **ГЕОХИ РАН

На территории Южной Монголии выявлены позднемезозойские вулкано-плутонические щелочные комплексы, сопровождающиеся редкоземельными карбонатитами и магнетит-апатитовыми рудами. Комплекс Мушугай-Худук является наиболее типичным их представителем. Основная работы выявлении физико-химических цель состояла формирования, состава магм и генезиса комплекса Мушугай-Худук по расплавным включениям в минералах пород.

Расплавные включения, представленные раскристаллизованными силикатными и силикатно-фосфатными расплавами, выявлены и изучены в различных породообразующих минералах (апатите, диопсиде, флогопите, калиевом полевом шпате, сфене, цирконе) меланефелинитов, фонолитов, шонкинитов, тералитов, кварцевых сиенитов. С помощью оптических и исследований определены микрозондовых химические составы гомогенизированных стекол расплавных включений, а также дочерних кристаллических фаз в них. Установлено, что щелочные породы комплекса Мушугай-Худук сформировались из родоначальной щелочной близкой по составу меланефелинитам. Кристаллизация магмы начиналась в "сухих" высокотемпературных условиях при 1240-1200°C и содержании H₂O - 0 11-0 22 Mac %

Характерной особенностью выявленного расплава являются повышенные содержания в нем железа, титана, фосфора, CO_2 , редких (Ba, Sr) и редкоземельных (Ce, La) элементов. Ведущая роль в генезисе силикатных щелочных вулканических и плутонических пород комплекса принадлежит процессу кристаллизационной дифференциации магмы, которая привела к образованию широкого диапазона силикатных расплавов с содержанием SiO_2 от 47 до 77 мас. %. Образование породообразующих минералов силикатных пород происходило при температурах от 1240 до 960°C и давлениях от 4.1 кб до 3.5 кб.

Образование рудоносных магнетит-апатитовых пород происходило из фосфатно-сульфатного расплава на ранних стадиях щелочного магматизма при температуре > 1250 °C.

Главная роль в генезисе этих пород принадлежит процессу расслоения магм (ликвации).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проектам 99-05-65646, 99-05-65647.

СОСТАВ МАГМ И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КВАРЦЕВЫХ СИЕНИТОВ КАРБОНАТИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА МУШУГАЙ-ХУДУК (ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

Андреева И.А.*, Наумов В.Б.**, Коваленко В.И.*, Кононкова Н.Н.** *ИГЕМ РАН, **ГЕОХИ РАН

В минералах кварцевого сиенита (в апатите, сфене, калиевом полевом шпате, кварце) установлены первичные кристаллические и расплавные включения и изучен их химический состав. Среди кристаллических включений выявлены практически все характерные породообразующие минералы названной породы, такие как, флогопит, диопсид, авгит, анортоклаз, калиевый полевой шпат, магнетит, сфен, апатит, циркон, баритоцелестин, что свидетельствует о кристаллизации их из магматического расплава. Первичные расплавные включения представлены раскристаллизованными силикатными (в сфене, калиевом полевом шпате, кварце) и силикатно-солевыми (в апатите) расплавами.

Температуры гомогенизации силикатно-солевых включений составляют 1200° С, силикатных включений: в сфене - $1120-1100^{\circ}$ С, в калиевом полевом шпате - $1075-1070^{\circ}$ С, в кварце - $960-950^{\circ}$ С. Гомогенные стекла включений из апатита отличаются высокими концентрациями (в мас. %) P_2O_5 (4-13), CaO (18-22), MgO (7-10), FeO (6-16), редкоземельных элементов ($Ce_2O_3+La_2O_3$) (до 0.70), F (0.40-0.70), S (до 0.47). Содержание SiO_2 составляет 26-38 мас. %. Высокие концентрации P_2O_5 в установленном расплаве позволили охарактеризовать его состав как фосфатно-силикатный. Изученные расплавы в сфене оказались близки к составу трахидацитов и трахириодацитов, а также

характеризуются повышенными концентрациями (в мас. %) TiO_2 (1.4-4.2), FeO (2.3-3.3), F (0.30–0.58) и пониженными содержаниями MgO (0.03–0.36). Химический состав гомогенных стекол в калиевом полевом шпате соответствует щелочным трахитам и отличается высокими концетрациями (в мас. %): Al_2O_3 (18-19), Na_2O+K_2O (11-13), BaO (0.5-1), и низкими - TiO_2 (0.15-0.17), MgO (0.14-0.67), Cl, S и редкоземельных элементов. Особенностью химического состава расплава в кварце являются повышенные содержания в нем (в мас. %) SiO_2 (68-76), Al_2O_3 (9.3-16.7), Na_2O+K_2O (до 13.7), ZrO (до 0.5) и Cl (0.15). Установлено, что с понижением магнезиальности изученных расплавов происходит их обеднение CaO, BaO, SrO, Na_2O , Ce_2O_3 и обогащение SiO_2 , FeO, ZrO_2 и Cl при постоянно высоких содержаниях K_2O . Cl главными процессами, ответственными за образование кварцевых сиенитов, являются процессы кристаллизационной дифференциации и расслоения магм (ликвации).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проектам 99-05-65646, 99-05-65647.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: ОЦЕНКА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ОБЪЕМА ЗОНЫ МАГМОГЕНЕРАЦИИ

Арзамасцев А.А.*, Беа Ф.**, Монтеро П.**, Глазнев В.Н.*

*Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, **Университет Гранады, Испания

Сделана попытка количественно оценить химический состав и объемы мантии, активизация которой привела к формированию в палеозое в северовосточной части Балтийского щита Кольской щелочной провинции. В отличие от разработанных моделей (Thompson, Gibson, 1994; White, McKenzie, 1995; Williamson et al., 1995; Kerr et al., 1996; Niu, 1997), для определения объемов щелочного магматизма в пределах провинции и, соответственно, объема мантийных расплавов, продуцированных в течение палеозойского цикла активизации, был использован метод трехмерного плотностного моделирования, базирующийся на гравиметрических данных. Первый этап исследований, наряду с геолого-геохимическим опробованием проявлений щелочного магматизма региона, включал изучение глубинного строения и построение трехмерных плотностных моделей всех щелочных интрузий провинции до уровня 22.5 км (Арзамасцев и др., 1998). На втором этапе в породах были выполнены прецизионные определения концентраций микроэлементов методом ICP-MS, что явилось основой для расчета средневзвешенных концентраций микроэлементов в породах провинции и моделирования плавления мантийных субстратов и оценки геодинамических последствий этих мантийных процессов.

Проведенные расчеты показывают, что суммарный объем палеозойских выплавок в СВ части Фенноскандии (включающий объемы интрузий, их эродированных частей, подводящих каналов) составляет 15100+1500 км³. Содержащиеся в этом объеме гигантские концентрации микроэлементов, и, прежде всего, редкоземельных элементов (РЗЭ), Nb, Zr, Hf, Th, Rb, Sr, a также Р, значительно превышают средние содержания как в мантии, так и в породах докембрийского основания региона. Расчет составов мантийных выплавок, которые могла продуцировать средняя по составу мантия, необходимость значительного привноса некогерентных обнаруживает исходный мантийный субстрат. В частности, содержания РЗЭ в общем объеме палеозойских выплавок Кольского региона более чем на порядок превышают предельные концентрации в выплавках производных средней мантии. Это является дополнительным свидетельством в пользу значительной роли процессов метасоматоза архейской мантии, сопровождавшегося привносом некогерентных элементов палеозойской магмогенерации. Расчеты показывают, что, в зависимости от степени парциального плавления мантийного субстрата, в процессы магмогенерации была вовлечена значительная часть литосферы СВ Фенноскандии площадью диаметром около 500 км и достигавшей глубины 125 км, т. е. распространявшейся на всю глубину мантийной фации гранатовых лерцолитов. Эта оценка по площади соответствует области распространения проявлений палеозойского магматизма в регионе, а по глубине коррелируется с определениями РТ условий формирования мантийных ксенолитов, обнаруженных в дайках и трубках взрыва региона.

НОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ АГПАИТОВОГО МАГМАТИЗМА В КОЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ: ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД ИНТРУЗИИ НИВА И СОДЕРЖАЩИХСЯ В НИХ НИЖНЕКОРОВЫХ КСЕНОЛИТОВ

Арзамасцева Л.В.*, Беляцкий Б.В.**, Арзамасцев А.А.*

*Геологичекий институт КНЦ РАН, Апатиты, **Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Обнаруженная интрузия располагающаяся в 25 км к западу от карбонатитового массива Африканда на берегу залива Кунчаст озера Имандра, сложена К-Na агпаитовыми сиенитами и представляет собой линзовидное тело, обнаженное на участке 200 х 300 м, залегающее в гнейсах беломорской серии позднеархейского возраста. В западном контакте интрузии располагаются блоки (ксенолиты) метасоматизированных гранатовых гранулитов. Полученный Rb-Sr изохронный возраст агпаитовых сиенитов составляет 379±21 млн лет, что подтверждается изохронными данными (384±58 млн лет) и отвечает возрасту нефелиновых сиенитов Хибинского и Ловозерского массивов (Kramm et al., 1993).

Отличительная особенность пород массива Нива - предельно высокий коэффициент агпаитности (Na_2O+K_2O) $/Al_2O_3$ и обогащение некогерентными элементами. Помимо главных породообразующих минералов в сиенитах интрузии установлены лампрофиллит, энигматит, щербаковит.

Полученные изотопные Rb-Sr и Sm-Nd характеристики свидетельствуют о минимальном участии процессов коровой контаминации в формировании агпаитовых магм. Как и для Хибинского и Ловозерского комплексов (Kramm & Kogarko, 1994), предполагается, что формирование агпаитовых расплавов обязано взаимодействию двух мантийных источников - древнего мантийного компонента DM, деплетированного в ходе процессов архейского и протерозойского корообразования, и умеренно обогащенного мантийного источника типа EMI, образование которого, по-видимому, связано с процессами плюм-литосферного взаимодействия.

Исследование ксенолитов метасоматизированных гранулитов представляло интерес прежде всего тем, что по химическому составу эти породы обнаруживают отчетливую калиевую специализацию и обнаруживают некоторые черты, свойственные породам лампроитовой серии. Вместе с тем, данные породы содержат ассоциацию минералов, характерную для поздних гидротермальных образований агпаитовых интрузий: натролит, виноградовит, нептунит.

Расшифровка минерального состава показала присутствие в породе трех минеральных парагенезисов, отвечающих, как показало изотопное датирование, трем стадиям формирования породы:

- 1) парагенезис протолита диопсид, плагиоклаз, альмандин и акцессорный циркон, возраст которого определен в 2711±7 млн лет;
- 2) парагенезис паргасит, Cl-апатит, сформировавшийся, как показывают Sm-Nd изотопные определения в период 1650-1700 млн лет в ходе регионально метаморфического события при давлениях 6-7 кбар;
- 3) парагенезис натролит, арфведсонит (каймы), пектолит, нептунит, виноградовит, Sr-апатит, возникший как результат воздействия палеозойской щелочной магмы на докембрийский гранатовый плагиопироксенит, метаморфизованный в амфиболитовой фации.

Установленное сходство минералогических И геохимических особенностей пород интрузии Нива с агпаитовыми сиенитами близлежащих Ловозерского Хибинского плутонов, позволяет предполагать принадлежность всех агпаитовых пород провинции к производным единого типа высокощелочных расплавов, сформировавшегося, как показывают геохронологические данные, в относительно короткий среднедевонский тектоно-магматической северо-восточной активизации Фенноскандии.

ГЕОХИМИЯ КРУПНЫХ ТАНТАЛ-НИОБИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РОССИИ, СВЯЗАННЫХ С КИСЛЫМИ ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ *Архангельская В.В.*

ВИМС

Из немногочисленных крупных российских тантал-ниобиевых месторождений к связанным с кислыми щелочными породами относятся расположенные в В. Сибири колумбитовое Зашихинское в массиве измененных щелочных гранитов пирохлоровое метасоматически гранитоподобных метаморфогенных Катугинское щелочных метасоматитах. Химико-петрографически руды этих месторождений близки. Они бедны Са, Мg, богаты щелочами (коэф. агпаит. 0.9-1.0 у руд первого, и более 1.0 у руд второго из них), а по кислотности соответствуют лейкократовым гранитам (Зашихинское месторождение) и мезократовым гранитам и граносиенитам (руды Катугинского месторождения, содержащие останцы метапелитов, по которым сформированы). В рудах Зашихинского преобладает альбит (80-90 месторождения %), присутствуют микроклин, Li-слюды, рибекит, рудные и второстепенные минералы (колумбит, малакон, ксенотим и др.). Руды Катугинского месторождения существенно кварц-альбит-микроклиновые с эгирином, Fe-арфведсонитом, пирохлором, цирконом, гагаринитом, криолитом, ильменитом.

геохимические особенности, ИХ определяющиеся присутствием в них в вышекларковых для гранитов количествах Та, Nb, Zr, Hf, REE, Y, U, Th, Li, Rb, F, Be, Zn, Mo, Pb, P, практически полным отсутствием Ba, Cs, Sr и близкими значениями Na/K Nb/Ta, Zr/Hf, K/Rb, U/Th, Ce/Y отношений. Различия заключаются в содержаниях этих элементов и величинах их индикаторых отношений. В зашихинских рудах больше Та, Nb, Li, Rb, но меньше Ti, Fe общего, Mn, Zr, REE, Y, F, ниже Nb/Ta, K/Rb, U/Th отношения. Содержания REE раздельно определялись только в рудах Катугинского месторождения. Его руды характеризуются отрицательной Еи аномалией, Sm, Dy максимумами, относительным накоплением La, Ce, Nd, Y и понижением содержаний Eu, Dy, Yb к концу рудообразующего процесса. В обоих месторождениях все элементы-примеси накапливаются к концу этого процесса: в Зашихинском месторождении в верхней - внешней, наиболее метасоматически измененной зоне гранитного массива (в альбититах), в Катугинском, наоборот, во внутренней - тыловой инфильтрационно-метасоматического процесса. В Зашихинском месторождении с глубиной, в Катугинском от тыловой зоны к фронтальной содержания практически всех типоморфных элементов-примесей снижаются. В экзоконтактовые зоны метасоматического процесса выносятся петрогенные Са, Mg, Ti, из элементов-примесей, главным образом, - Be, REE, Y, а также F. По содержаниям Та, Li, Rb, Be, F руды Зашихинского месторождения приближаются к танталоносным Li-F гранитам, а руды Катугинского месторождения по величине содержаний Zr, Nb, REE, Р сходны с

лопаритовыми рудами Ловозерского массива нефелиновых сиенитов. В какой-то мере это, возможно, объясняется разной степенью щелочности руд: в ряду Li-F граниты - щелочные граниты - щелочные метаморфогенные метасоматиты - нефелиновые сиениты щелочность увеличивается от субщелочных Li-F гранитов через миаскитовые зашихинские и агпаитовые катугинские руды до ультраагпаитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива. Присутствие в рудах месторождений Zr, REE (Ce), Nb и некоторых других элементов, считающихся мантийными, свидетельствует о мантийном источнике рудообразующих флюидов.

КОВДОРСКИЙ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ КАРБОНАТИТОВЫЙ МАССИВ: НОВЫЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

Балаганская Е.Г.*, Верхульст А., Демафф Д.**, Лиферович Р.П.*/******ГИ КНЦ РАН, **Свободный университет, Брюссель, Бельгия,
***Университет Оулу, Финляндия

Ковдорский массив сложен от центра к периферии, в порядке внедрения, интрузиями ультрамафитолитов, мелилитовых пород и рассекаемыми жилами нефелиновых сиенитов и карбонатитов. В ЮЗ части клинопироксенитов ийолитов И прорван массива контакт фоскоритов-карбонатитов. Rb-Sr возраст ультрамафитолитов от 376.1±0.6 до 373.1±4.6 млн лет [1], U-Pb возраст фоскоритов-карбонатитов от 378.54±0.26 до 382±3 млн лет [2, 3]. Ультрамафитолиты представляют собой ряд оливинфлогопитом, клинопироксеновых кумулатов c титаномагнетитом кальцитом в интеркумулусе. Ультрамелилитолиты (более 85 об. % мелилита: Na-Me (18.5-25) Ge (0.7-3.7) Ak (71.5-80.5)) интерпретируются как мелилитовые кумулаты, крайние члены ряда ультрамелилитолит - турьяит -Фоидолиты неоднородны мельтейгит. набору, мелилитовый ПО количественным соотношениям и размерам зерен минералов. В ийолитах описаны неравновесные структуры (резорбция ядер, сложная зональность клинопироксенов), что может быть результатом или полибарической дифференциации, или смешения магм, эволюционировавших в разной степени [4]. Породы обогащены несовместимыми элементами, спектры РЗЭ характеризуются (La/Nb) N=19-430. Большинство исследованных пород имеют I (Sr) для 380 млн лет от 0.70332 до 0.70377 (15 из 19), εNd (380 млн лет) от +5.2 до +0.6 (12 из 13) и на Nd-Sr диаграмме попадают в квадрант обедненной мантии. При положительных значениях єNd(380) в двух оливинитах и двух мельтейгитах I(Sr)380 варьируют от 0.70438 до 0.70487. В $\epsilon Nd(380) = -3.4$ мельтейгита I(Sr)380=0.70370.образцов И одном ИЗ Карбонатиты по изотопным параметрам и характеру распределения РЗЭ близки ультрамелилитолитам, возможно, они произошли из общей богатой Sr **LREE** жидкости, сопоставимой составу ПО cмелилититами

лампрофирами Кандалакшского грабена [5]. Полученные данные позволяют полагать, что образование Ковдорского массива происходило в ходе сложного процесса, включавшего эволюцию и, возможно, смешение нескольких порций магмы. Разброс I(Sr)t и єNd(t) в породах Ковдора объясним, если допустить контаминацию расплавов в коре и/или разную глубину выплавления разных порций магмы в мантии. Работа выполнена при поддержке гранта INTAS-94-2621.

Литература:

- 1. Zaitsev A., Bell K. // Contrib. Mineral. Petrol., 1995, 121, 324-335
- 2. Amelin Yu., Zaitsev A. // GAC/MAC Ann. Meeting. Abstr., 1997, 2
- 3. Баянова Т. Б. и др. //ДАН, 1997, 356, 509-511
- 4. Rock N. M. S. et al. //Mineral. Petrol., 1994, 51, 113-135
- 5. Beard A. et al. // Contrib. Mineral. Petrol., 1998, 130, 288-303

МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ КОЛЬСКИХ КАРБОНАТИТОВ: HOBЫE Sr, Nd И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ МАССИВА ВУОРИЯРВИ, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН

Балаганская Е.Г.*, Даунс Х.**, Субботин В.В.*, Лиферович Р.П.*/***, Беард А.**

*ГИ КНЦ РАН, **Биркбекский колледж, Англия, ***Университет Оулу, Финляндия

Ha основании кварцсодержащего Крамм, изучения (У. сообщение Б.Е.Г.) карбонатита щелочно-ультраосновного ИЗ карбонатитового (ЩУК) массива Вуориярви (ВЯ), У. Крамм заключил, что карбонатиты ВЯ произошли из обогащенного мантийного источника, имевшего 370 млн лет назад 87 Sr/ 86 Sr=0.70466 и ϵ Nd=-1.96, и предположил, что родоначальная для кольских карбонатитов магма - продукт смешения обедненного и обогащенного мантийных компонентов, а карбонатиты ВЯ представляют обогащенный конечный член Кольской карбонатитовой линии [1]. По нашим данным, I (Sr) для 380 млн лет составляет для клинопироксенитов ВЯ 0.70311 (± 0.00001 , 2s), для ийолитов 0.70307, для биотит-амфибол-кальцитовых (Би-Ам-Ка) жил 0.70341 и 0.70300-0.70313 для шести карбонатитов, включая кварц-кальцит-доломитовый (Кв-Ка-Дол) из центра массива. Аналогичные величины I (Sr) для карбонатитов (среднее 0.70320±22) были получены в ГИ КНЦ РАН ранее [2]. Величины єNd(380) составляют +4.2 для клинопироксенитов и ийолитов, +1.8 для Би-Ам-Ка жил и от +4.6 до +5.9 для всех карбонатитов (погрешность 143 Nd/ 144 Nd= ± 0.000006 , 2s). На Nd-Sr диаграмме вместе с другими кольскими карбонатитами карбонатиты ВЯ образуют скорее поле, чем линию в квадранте обедненной мантии. Все породы ВЯ дали спектры РЗЭ, субпараллельные друг другу с (La/Yb)N=38-320.

В архейских гнейсах на расстоянии до 7 км от массива ВЯ встречены кварц-магнетит-кальцитовые жилы, коровая контаминация которых весьма вероятна. 87 Sr/ 86 Sr в кальците этих жил, равное 0.7055 и I(Sr)=0.70466 для кварцсодержащего карбонатита, геологическая позиция которого не указана [1], значительно выше, чем I(Sr), установленные нами для пород ВЯ, включая Кв-Ка-Дол карбонатит. Мы считаем, что эти высокие значения I(Sr) отражают коровую контаминацию, а не метки обогащенного мантийного источника, и заключаем, что (1) ВЯ имел обедненный мантийный источник и общий с большинством кольских ЩУК массивов механизм генерации родоначальной магмы, (2) ВЯ образовался из единой порции исходного расплава, эволюционировавшего в условиях закрытой системы, (3) различия изотопного состава кольских карбонатитов обусловлены скорее коровой вариациями изотопного мантийного контаминацией, чем состава источника/источников.

Работа поддержана грантами РФФИ 98-05-64365 и 99-05-65524, а также грантом EUROPROBE, предоставленным Б.Е.Г в 1999 г.

Литература:

- 1. Kramm U. // Eur. J. Mineral., 1993, 5, 985-989
- 2. Balaganskaya et al. // EUROPROBE/SVEKALAPKO workshop abstracts, Repino, Russia, 1998, 7

ПЕРИОДИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА НА БАЗЕ НОВОЙ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ ЗЕМЛИ И ШКАЛЫ MMES

Балашов Ю.А.

ГИ КНЦ РАН

Анализ развития щелочного магматизма в геологическом времени позволяет выделить два крупных самостоятельных этапа.

Первый предположительно относится к самой ранней стадии становления и развития протокоры и первичного этапа дифференциации мантии и прогнозируется на базе изотопных и геохимических параметров раннего этапа формирования деплетированной мантии и, в сравнительном плане, на результатах сопоставления с эволюцией магматизма на Луне и Земле в глубоком архее.

Начало второго этапа приурочено в целом ко второму самостоятельному периоду дифференциации мантии, связанному с формированием новых деплетированных и обогащенных верхнемантийных резервуаров, идентифицируется с середины позднего архея (с 27-го геона шкалы эндогенных событий на Земле) и прослеживается до настоящего времени. В пределах этого этапа выделяются стадии генерации щелочного магматизма, различающиеся по глубине заложения источников (плюмов) в мантии и

приуроченности к различным тектоническим обстановкам на поверхности Земли. Поэтому не исключено, что поздний этап отражает двухстадийную или даже трехстадийную эволюцию в развитии щелочного магматизма, регистрируемую по изменениям изотопно-геохимических и петрологических параметров.

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ АРХЕЙСКОГО И ПАЛЕОЗОЙСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА НА БАЛТИЙСКОМ ЩИТЕ

Баянова Т.Б.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Балтийский щит является одной из крупнейших в мире провинций развития щелочных гранитов, с площадью не менее 3000 км². Нами были изучены U-Pb методом цирконы и сфен из трех массивов Кейвской зоны щелочных гранитов, возраст которых раньше был определен протерозойским (Батиева, 1976; Пушкарев, 1990). На датирование мы отбирали пробы ранней не щелочногранитных граносиениты, пород подверженные U-Pb возраст циркона из плагиоклаза рассланцеванию. Понойского щелочного массива равен 2751±41 млн лет. Циркон из граносиенитов Западно-Кейвского массива имеет U-Pb возраст в 2674±6 млн лет. Щелочные граниты Белых тундр нами были продатированы три раза. Первая проба была взята непосредственно на контакте щелочных гранитов Белых тундр и габброноритов Федорово-Панского массива, где U-Pb возраст цирконов равен 2614±67 млн лет. Вторая проба была взята на удалении 1.5 км от контакта с габброноритами Федорово-Панского массива, U-Pb возраст циркона и сфена равен 2630±31 млн лет. Третья проба наименее измененных щелочных гранитов Белых тундр была взята на удалении 2 км от габброноритов Федорово-Панского массива, U-Pb возраст цирконов равен 2654±5 МЛН лет. Таким образом, длительность архейского щелочногранитного магматизма на Балтийском щите около 150 млн лет (от 2.75 до 2.61 млрд лет). Совокупность всех геологических, петрохимических и изотопных данных для Балтийского щита (Чекулаев и др., 1997; Чекулаев, 1999) позволяет предположить плюмовую природу щелочного магматизма архейского времени.

В палеозойское время на Балтийском щите известно более сорока массивов щелочно-ультращелочного состава с карбонатитами, интервал формирования которых был известен только в 20 млн лет, от 380 млн лет до 360 млн лет (Kramm et al., 1993). Наши новые Rb-Sr и U-Pb данные для Кургинского, Себльяврского массивов и кимберлитов Терского берега позволяют расширить этот интервал до 50 млн лет, от 410 млн лет до 360 млн лет (Gogol et al., 1998). Изотопные ³He/⁴He данные для пород и минералов массивов щелочной группы, где самое рекордно высокое отношение гелия,

равное 33·10⁻⁶, измерено в породах и минералах Себльявра отражает плюмовый характер щелочного магматизма палеозойского времени (Икорский и др., 1998).

Таким образом, можно отметить, что общая щелочная специфика Балтийского щита имеет интервал развития от 2.75 млрд лет до 0.36 млрд лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта № 98-05-64321 Российского фонда фундаментальных исследований.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АНКИЛИТОВ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Беловицкая Ю.В.*, Пеков И.В.*, Кононкова Н.Н.**

*МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, **ГЕОХИ РАН

Анкилит $Sr_{2-x}REE_x(CO_3)_2(OH,F)_x\cdot nH_2O$ является одним из наиболее часто встречающихся редкоземельных карбонатов в Хибинском массиве; он характерен для поздних низкощелочных гидротермальных образований, связанных с агпаитовыми породами и карбонатитами. Впервые в Хибинах анкилит-(Ce) был описан Г.П. Черником в 1923 г. под названием "кальциоанкилит" (Черник, 1923), хотя в анализе Sr>Ca. Позднее данные об анкилите-(Ce) из Хибин приводились в работах (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937; Семенов, Казакова, 1961; Минералогия Хибинского массива, 1978; Яковенчук и др., 1997). В 1997 г. в Хибинском массиве описан лантановый аналог анкилита-(Ce) - анкилит-(La) (Яковенчук и др., 1997). Однако, хибинский анкилит изучен недостаточно. Так, особенности его химического состава практически не обсуждались.

рентгеноспектрального авторами \mathbf{C} анализа изучен помощью состав (катионы И фтор) 24 образцов гидротермалитов гг. Кукисвумчорр, Саами, Эвеслогчорр, Юкспор, Коашва, Валепахк, Юмьечорр, Поачвумчорр, Айкуайвентчорр, пика Марченко, из окрестностей залива Тульилухт, долины Гакмана, р. Тулийок. Соотношения катионов изменяются в следующих пределах (форм. ед.): Ca 0.02-0.27, Sr 0.34-1.01, Ba 0.00-0.04, La 0.26-0.60, Ce 0.37-0.71, Pr 0.01-0.08, Nd 0.03-0.22, Sm 0.00-0.03, Th 0.00-0.03. Постоянным примесным компонентом анкилита является фтор, его содержание - 0.03-0.27 форм. ед.

Среди двухвалентных катионов во всех образцах преобладает Sr, т. е. найдены только собственно анкилиты, но не кальциоанкилиты. В четырех образцах наблюдается преобладание La над Ce. Отношение суммы двухвалентных катионов (Sr, Ca, Ba) к сумме редкоземельных элементов (M^{2+}/REE) непостоянно: оно изменяется от 0.44 до 1.12. Анкилит встречается в виде отдельных кристаллов в полостях, либо образует псевдоморфозы характерного гексагонально-призматического облика, по-видимому, по бербанкиту. Установлена интересная закономерность: M^{2+}/REE -отношение

выше (0.76-1.12) в тех случаях, когда минерал слагает псевдоморфозы, и несколько меньше (0.44-1.01) в случаях самостоятельного роста отдельных кристаллов анкилита. Возможно, стронций наследуется анкилитом из протоминерала, который был им изначально обогащен.

ДРЕВНЕЙШИЕ ГРАНИТОИДЫ НА ЮГО-ЗАПАДЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА (ПОБУЖЬЕ): U-Pb И Sm-Nd ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ

Бибикова Е.В.*, Клаэссон С.**, Степанюк Л.М.***

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва, **Шведский музей Естественной истории, Стокгольм, ***Институт геологии, минералогии и рудных месторождений НАН Украины, Киев

До последнего времени древнейшими датированными породами на Украинском щите были тоналиты и мафиты новопавловского комплекса, вскрытые скважинами в зоне Орехово-Павлоградского глубинного разлома на востоке УЩ. Их возраст по данным U-Pb изотопных исследований составил 3.65 млрд лет (Bibikova, Williams, 1989). Аналогичные комплексы пород были вскрыты карьерами на Западе УЩ в Днестровско-Бугском регионе. Они представлены высокометаморфизованными (гранулитовая фация) гранитоидами и породами основного состава. Среди них преобладают двупироксеновые, амфибол-пироксеновые, гранат-пироксеновые, гранатсиллиманитовые и гранат кордиеритовые кристаллические сланцы и генетически связанные с ними эндербито-гнейсы, эндербиты и чарнокиты. Датирование этих пород классическим U-Pb изотопным методом было затруднено из-за многофазного строения акцессорных цирконов во всех типах пород. Максимальное значение возраста, полученное для цирконов из эндербитов соствило 3.4±0.1 млрд лет (Степаныюк и др. 1995). Проведенное нами исследование изотопного состава неодима в этих породах установило отрицательные значения ϵNd (3.4Ga)= $-4 \div -2$ и модельные возрасты (DM) 3.6-3.9 млрд лет.

Для установления возраста раннего магматизма в Днестрово-Бугском регионе нами были датированы U-Pb изотопным методом на массспектрометре вторичных ионов NORDSIM в лаборатории геологии Шведского музея естественной истории акцессорные цирконы из эндербитов, вскрытых карьерами Одесса и Казачий Яр. Ранняя генерация цирконов сохранилась лишь в ядрах сложных по внутреннему строению цирконов. Для ядер характерна тонкая зональность, свидетельствующая о первичном магматическом генезисе этой генерации циркона. Полный U-Pb изотопный анализ проведен в точке циркона диаметром 30 мкм, что позволяло не выходить за рамки ядра. Полученные значения возраста 3650±30 коррелировать составили МЛН лет, что позволяет

высокометаморфизованные образования юго-запада Украинского щита с древнейшими магматическими образованиями на других щитах мира.

Исследование проведено в рамках программы NORDSIM.

ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МАГНИТОГОРСКОГО ПРОГИБА

Богатов В.И.

ИМГРЭ

Для пород Ахуновского, Карагайского и Уйскоборского плутонов определен Rb-Sr изотопный возраст 306.4±1.4 млн лет при (87 Sr/86 Sr)₀=0.70410±4. Однородный начальный изотопный состав стронция допускает образование гомодромной последовательности гранитоидов из одного магматического источника. По геохимическим свойствам породы разделяются на два типа. Первый включает граниты Карагайского и гранодиориты Ахуновского плутонов, характеризующиеся содержаниями К₂О 1.92–3.08 мас. % и отсутствием европиевой аномалии. Ко второму типу относятся биотитовые граниты Уйского Бора с содержаниями К₂О от 3.15 до 3.72 мас. %. Распределение РЗЭ обнаруживает ясно выраженную отрицательную европиевую аномалию.

Геохимические различия между биотитовыми гранитами Карагайского и Уйскоборского ПЛУТОНОВ могут быть обусловлены разной степенью фракционной частичного кристаллизацией плавления или внутрикамерной дифференциации. В соответствии с первой гипотезой отделение расплава от источника происходило в несколько этапов, причем первые порции расплава, обогащенные К2О и другими литофильными элементами, образовались при низкой степени частичного плавления. Более поздние выплавки произошли при существенно больших степенях плавления субстрата. В результате должна была образоваться антидромная серия гранитоидов и биотитовые граниты Уйского Бора внедрялись бы раньше Ахуновских гранодиоритов.

Вторая гипотеза предполагает образование исходного расплава в один этап, после которого расплав разделился на отдельные порции и поступал к поверхности по разным подводящим каналам. При этом часть расплавов достигла уровня современного эрозионного среза, не эволюционируя в промежуточных камерах и не испытав значительной кристаллизационной дифференциации (низкокалиевые гранитоиды). Другая часть исходного расплава в результате фракционирования минералов была обогащена литофильными элементами и обеднена европием. Такая модель не противоречит общей гомодромной последовательности внедрения изученных пород и представляется более достоверной.

Sm-Nd И Rb-Sr ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ: МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОМЕХИ

Богомолов Е.С., Левский Л.К.

ИГГД РАН

В отсутствии наложенных процессов Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы (в том числе и другие) обеспечивают геохимически достоверную информацию о времени метаморфизма и первичном изотопном отношении Nd и Sr (изотопные "метки" єNd и єSr). Однако посткристаллизационный метаморфизм даже в условии замкнутой системы нередко приводит к нарушению изотопного "равновесия", что выражается чаще всего в потере радиогенного изотопа — уменьшение возраста, или к его увеличению за счет наследования радиогенных изотопов.

Метаморфическая ситуация, приводящая к открытию изотопных систем на уровне минералов и породы в целом, создает дополнительные трудности, обусловленные воздействием метасоматического флюида (раствора, расплава).

В качестве примера последнего приводятся данные для перидотитгаббро-норитовых даек Контокки (Костомукшский терейн, юго-западная Карелия), кимберлитов Порьей губы и Терского берега (юг Кольского п-ва). Во всех случаях возраст, определенный по минералам (биотит, пироксен) и породе в целом (Sm-Nd), значительно превосходит соответствующие значения по биотиту (Rb-Sr). В первом случае (Контокки) ~ 3000 млн.лет и 1750 млн.лет, во втором (кимберлиты) – 1700 и 350 млн.лет соответственно. Воздействие метасоматического флюида (карбонаты фосфаты). стронций, имеющие изотопные содержащего коровые неодим И 143 Nd/ 144 Nd~0.510 при сравнительно низком значении характеристики: отношения ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd<0.1 и высоком ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr~0.710, приводит к развороту Sm-Nd минеральной изохроны против часовой стрелки, неправдоподобно высокому значению возраста.

Остается неясным, насколько широко распространено это явление, однако для среднепротерозойских лампроитовых даек Карелии оно не отмечается.

В любом случае для получения геохимически достоверных и геологически значимых результатов необходимо применение двух или более независимых изотопных систем.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ: ВОЗМОЖНАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СПЛАВОВ В СУЛЬФИДОНЕДОСЫЩЕННЫХ РАСПЛАВАХ

Борисов А.А.

ГЕОХИ РАН, Москва

Хотя происхождение сплавов элементов платиновой группы (ЭПГ), встречающихся в природе, остается спорным, возможность их кристаллизации из расплава не раз обсуждалась [1, 2]. При этом, многие авторы с сожалением отмечали отсутствие экспериментальных данных по растворимости ЭПГ в силикатных расплавах.

За последние несколько лет ситуация существенно изменилась. Накоплен большой экспериментальный материал по растворимости ЭПГ в модельных безжелезистых расплавах [3-8]. Показано, что растворимость при 1400°С и QFM в эвтектическом расплаве системы An-Di исключительно низка, от первых ppm (Pd, Au) до ppb (Pt, Ir, Ru), и что именно fO₂, а не температура или состав расплава, определяет в первую очередь уровень растворимости ЭПГ. Более того, в природных железосодержащих расплавах благодаря высокому сродству Fe к ЭПГ должны быть стабильны Fe-ЭПГ сплавы, при этом растворимость ЭПГ в расплавах, равновесных с данными сплавами, должна быть существенно ниже по сравнению с модельными безжелезистыми жидкостями.

Сравнение растворимостей ЭПГ с их возможным содержанием в первичных расплавах показывает, что в отсутствии сульфидов комплексные сплавы Ir-Ru (±Os, Rh, Pt) должны быть стабильны при любых разумных t°-fO₂-условиях. Продемонстрировано, что Pt-Fe сплавы могут быть "обычной" фазой в ходе фракционной кристаллизации базальтового расплава, остывающего при t°-fO₂-условиях, соответствующих буферу QFM, хотя малая объемная доля (менее 2 мм³ на 1 м³ базальта), по-видимому, делает обнаружение Pt-Fe сплавов в ходе петрографических исследований сложной задачей.

Литература:

- 1. Keays (1982) In: N.T.Arndt and E.G.Nisbet (Editors) Komatiites. Allen, London, 435.
 - 2. Stockman and Hlava (1984) Econ. Geol., 79, 491
 - 3. Borisov et al. (1994) GCA, 58, 705
 - 4. Borisov and Palme (1995) GCA, 59, 481
 - 5. Borisov and Palme (1996) Min. Petrol., 56, 297
 - 6. Borisov and Palme (1997) GCA, 61, 4349
 - 7. Borisov and Palme (1998) N. Jahr. Min. Abh., 172, 347
 - 8. Borisov and Nachtweyh (1998) LPSC XXIX, Abstract No 1320

ГЕОХИМИЯ АПАТИТ-МАГНЕТИТОВЫХ РУД В ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОМ КОМПЛЕКСЕ КМА

Бочаров В.Л.

Воронежский университет

Полосчатые среднезернистые апатит-магнетитовые руды нельсонитового типа с объемным соотношением апатита и магнетита от 1:1 до 2:1 локализованы в виде самостоятельного линзовидного тела в центральной части щелочно-карбонатитового интрузивного массива Дубравинский террейн (Бочаров, Фролов, 1993). Рудная залежь контактирует с силикокарбонатитами и кальцит-доломитовыми карбонатитами.

В ряде случаев наблюдается постепенный переход апатит-магнетитовых руд в апатитсодержащие карбонатиты с сохранением полосчатой текстуры. Видимая мощность рудного тела по разрезам скважин составляет 15-40 м. Важно подчеркнуть, что апатит-магнетитовые руды, как правило, связаны не только с севитами, но и бефорситами, что отличает их от апатит-карбонатного типа оруденения.

Главными рудообразующими минералами апатит-магнетитовых руд нельсонитового типа являются апатит и магнетит. Кальцит и доломит выполняют роль связующей массы, заполняя межполосовые пространства и интерстиции рудообразующих минералов. Апатит в рудах мелкозернистый (0.5-1 мм), равномерно рассеян (20-30 %) совместно с магнетитом (10-40 %) или концентрируется вблизи полосчатых магнетитовых агрегатов, содержание которых увеличивается к центральной части нельсонитового тела. Наряду с полосчатыми выделениями магнетита развиты пятнистые его обособления с апатит-биотитовой оторочкой, что определяет пятнистополосчатую текстуру богатых апатит-магнетитовых руд, отмечаемую, кстати сказать, и в рудном комплексе Ковдора. Среднее содержание железа в апатит-магнетитовых рудах 27.5 %, пятиокиси фосфора - 17.2 %.

Немногочисленные аналитические данные по карбонатитам КМА (15 определений) показывают сравнительно устойчивые содержания ниобия (85- $180\cdot10^{-4}$ %) и тантала (1.5- $6\cdot10^{-4}$ %) как в силикатных, так и карбонатных породах с некоторой тенденцией обогащения этими элементами апатитмагнетитовых руд нельсонитового типа ($200\cdot10^{-4}$ % ниобия $12\cdot10^{-4}$ % тантала). Отношение Nb/Та меняется в пределах 55-30, опускаясь для апатитмагнетитовых руд до 18.5. Приводимые здесь данные по содержанию и соотношению ниобия и тантала в карбонатитах КМА в целом соответствуют таковым для аналогичных образований щелочно-карбонатитовых комплексов мира.

Химический анализ апатитов из апатит-магнетитовых руд свидетельствует о принадлежности их к низкофтористой разновидности с небольшим содержанием редких земель (не больше 1 %).

Характерной особенностью состава магнетитов из апатит-магнетитовых руд является их стерильность в отношении таких примесных компонентов, как титан, хром, марганец.

ПЕТРОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТИТОВ КМА

Бочаров В.Л.

Воронежский университет

Обобшая результаты исследований термометрии минералов включениям и изотопным соотношениям кислорода и углерода, можно утверждать, что формирование апатитоносного карбонатитового комплекса происходило в три этапа - 2 магматических и метасоматический. При этом преемственность главных геохимических признаков сформировавшихся породных групп определяется в значительной степени химическим составом родоначальной магмы - продукта плавления "аномальных" блоков верхней мантии (Когарко, 1984). В процессе глубинной дифференциации первичной высококальциевой щелочной магмы происходило обособление карбонатной фракции от силикатной. Обе автономно эволюционировавшие в дальнейшем фракции характеризовались значительной насыщенностью летучими компонентами, однако качественный состав ИХ был различен, впоследствии явилось одной ИЗ причин разнообразия главных проявлений, становление метасоматических сопровождавших карбонатитового комплекса. Длительный процесс перемещения отдельных фракций первоначально единого расплава из мантийных очагов в коровые камеры, осуществлявшийся В условиях последовательного температур и давлений, приводил, в свою очередь, К дифференциации как более силикатной, так и утяжеленной карбонатитовой Поступление различных дифференциатов силикатного фракций. существенного карбонатного составов в камеры современного залегания карбонатитовых тел происходило поэтапно, но с использованием единого магмоподводящего канала, роль которого выполнял глубинный разлом субмеридионального направления с оперяющей системой ортогональных разрывных нарушений.

В течение раннего магматического этапа кристаллизовались минералы пироксенитов: эгирин-авгит (1120-1080°С), апатит (1110-1090°С), сфен (1020-990°С). По-видимому, в этот же этап формировалась основная масса и более кислых силикатных дифференциатов - щелочных сиенитов и нордмаркитов. На позднем магматическом этапе кристаллизировались минералы карбонатитов - апатит, эгирин-авгит, кальцит, эгирин (730-650°С). Обширная группа силикатно-карбонатных пород могла образоваться за счет ультрамафитов докарбонатитового этапа как результат взаимодействия их с флюидной фазой более позднего карбонатитового расплава.

Третий, посткарбонатитовый этап связан с проявлением мощных метасоматических процессов. Пропаривание уже закосолидированных пироксенитов углекислотными флюидами приводило к переотложению апатита в пределах карбонатитового интрузива при более низких температурах - ниже 650°C, но не ниже 410°C, так как температура гомогенизации газово-жидких включений соответствует минимальным параметрам кристаллизации минерала.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОГЕННОГО АРГОНА В МИНЕРАЛЕ ПРИ ДИФФУЗИОННЫХ ПОТЕРЯХ: 1. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ Брандт И.С., Брандт С.Б., Рассказов С.В., Иванов А.В., Резницкий Л.З. ИЗК СО РАН

Решение дифференциального уравнения диффузии представляет собой произведение функций только пространства на функции только времени:

$$C(^{40}Ar) = \frac{4}{\pi} \sum_{\nu=0}^{\infty} \frac{1}{(2\nu+1)} \sin \frac{(2\nu+1)\pi x}{h} e^{-(2\nu+1)^2 \pi^2 Fo}$$
, где: Fo=Dt/h² –

критерий подобия Фурье; $C(^{40}Ar)$ – концентрация радиогенного аргона; ν – индекс суммирования; h – размер кристалла; x – пространственная координата от 0 до h; D – коэффициент диффузии; t – время.

При отсутствии диффузионных потерь аргона (Fo=0) в координатах $C(^{40}\mathrm{Ar})$ -х будет иметь место прямоугольное распределение, а при наличии потерь (Fo>0) - полусинусоидальное. В минерале, испытавшем эпизодическую потерю аргона в геологическом прошлом, часть аргона, названная нами основной, будет распределена прямоугольно, а часть, названная нами остаточной, - полусинусоидально. Отношение остаточного аргона к сумме основного и остаточного называется коэффициентом α .

Распределение аргона внутри минерала оказывает влияние на форму лабораторных кинетических кривых выделения. Основной аргон выделяется из минерала по функции $4\sqrt{Fo/\pi}$, а остаточный – по функции $1-e^{-\pi^2 Fo}$. Это отличие является основой процедуры трехступенчатого лабораторного выделения аргона, которая позволяет вычислить коэффициент α по данным макроскопического эксперимента с агрегатом минеральных зерен.

Работа выполнена при поддержке РФФИ 99-05-65643 и 00-05-64556.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОГЕННОГО АРГОНА В МИНЕРАЛЕ ПРИ ДИФФУЗИОННЫХ ПОТЕРЯХ: 2. ЭКСПЕРИМЕНТ

Брандт И.С., Брандт С.Б., Рассказов С.В., Иванов А.В., Резницкий Л.З. ИЗК СО РАН

Для тестирования методики разделения основного и остаточного радиогенного аргона в пробе в форме минеральных агрегатов нами произведен макроскопический эксперимент с кристаллом флогопита из жил Слюдянского месторождения (Прибайкалье). Время кристаллизации жил оценивается Rb-Sr изохроной по парагенным минералам в 460±7 млн лет и ограничено U-Pb конкордантными возрастами 470±1 и 447±2 млн лет по цирконам, соответственно, из до- и пост-флогопитовых интрузий (Резницкий и др., 1999; 2000; Salnikova et al., 1998). K-Ar возраст образца флогопита (814-Ф, жила 502, горизонт 29) 366±10 млн лет не отражает реального геологического события. Исходя из данных трехступенчатого кинетического эксперимента, нами получен коэффициент α=0.27. Возраст, определяемый по основному аргону в пробе равен 274 млн лет. Этот возраст соответствует Аг-Ar возрасту 271±2 млн лет парагенного с флогопитом гиалофана со следами частичной перекристаллизации (Иваненко и др., 1990). Закрытие К-Аг в гиалофане и флогопите маркирует окончание изотопной системы гидротермальных низкотемпературных событий Слюдянском на месторождении.

Таким образом, показана возможность экспериментального разделения основного и остаточного радиогенного аргона в минералах, что имеет важное значение при реконструкции геологических событий в регионах со сложной тектоно-термальной историей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ 99-05-65643 и 00-05-64556.

СОСТАВ СЛЮД КАК ИНДИКАТОР ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ

Будников С.В.

ИГЕМ

В истории формирования континентальной коры Западного Забайкалья и Монголии широко проявился гранитоидный магматизм, создавший многочисленные и разновозрастные массивы, отнесенные к разным стадиям формирования континентальной коры (Геологические формации..., 1995). В соответствии с методикой Агью и Бримхолла (1983) по составу слюд гранитоиды подразделены (Будников и др., 1993) на группы: (ТП) тоналит-плагиогранитную с высокомагнезиальными низкофтористыми слюдами, (ГДГ) гранодиорит-гранитную с высокомагнезиальными среднефтористыми, (ГСГ) граносиенит-гранитную с высокомагнезиальными высокофтористыми,

(ГЛ) гранит-лейкогранитную c магнезиально-железистыми высокофтористыми и (ЛФ) литий-фтористую группы с железистыми высокофтористыми слюдами. Для оценки температуры, $Log f_{O2}$, $Log f_{HF}/f_{H2O}$ и Logf_{HF}/f_{HCl} были использованы экспериментальные данные Wones D.R. (1965) и Munoz J.L. (1983). Установлено, что образование пород ГЛ и ЛФ групп, с магнезиально - железистыми и железистыми высокофтористыми слюдами происходило в континентальную стадию переработки коры при более низких температурах и высокой восстановленности расплава (T=500-700°C; Logf_{O2}=-15...-20), чемпород ТП, ГДГ и ГСГ групп, с существенно магнезиальными низко-, средне- и высокофтористыми слюдами, которые возникли в переходную и раннеконтинентальную стадии формирования коры (Т=600-900°С; $Logf_{O2}$ =-12...-15.5). Высокие отношениях летучестей $Logf_{HF}/f_{H2O}$ и $Log f_{HF}/f_{HCl}$ отмечены в гранитоидах ГСГ, ГЛ, ЛФ групп с высокофтористыми магнезиальными, магнезиально-железистыми и железистыми слюдами, становление которых произошло в континентальную стадию переработки коры. В целом, проведенные исследования позволили установить, что состав слюд является индикатором степени зрелости коры при формировании гранитоидов Западного Забайкалья и Монголии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 00-05-64504).

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ БЕЛАРУСИ: ФАЦИИ, ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ

Веретенников Н.В., Корзун В.П., Лапцевич А.Г., Махнач А.С., Михайлов Н.Д.

Институт геологических наук НАН Беларуси

Верхнедевонские вулкано-магматические образования (ВМО) развиты в юго-восточной части Беларуси (Гомельская область) и локализованы в основном в осадочных толщах платформенного чехла. В современном структурно-тектоническом плане они приурочены к северо-восточной части Припятского прогиба и смежным структурам, которые в позднем девоне входили в состав области континентального рифтогенеза. Выделяется 4 эпохи (фазы) вулкано-магматизма, геологически синхронные с этапами заложения и формирования Припятского сегмента Донецко-Днепровскопалеорифта. Наиболее фаза проявилась Припятского ранняя периферической зоне предрифтового поднятия формированием трубок взрыва, образованных щелочно-ультраосновными вулканокластическими и субвулканическими породами. В развития рифтогенеза процессе происходило смещение в сторону рифтового грабена зоны активного вулкано-магматизма, возрастала его интенсивность, увеличивались объемы, фациальное и петрографическое разнообразие его продуктов.

формировались надводные и подводные вулканические постройки, купола, эффузивные потоки, стратифицированные толщи пирокластических и пирокласто-осадочных пород, а также субвулканические и гипабиссальные тела: некки, силлы, дайки.

Наиболее характерной петрохимической особенностью всех этих ВМО является то, что при весьма широком петрохимическом спектре (от средних до ультраосновных) и большом петрографическом многообразии пород (выявлено и описано около 20 их видов и разновидностей) все они принадлежат к щелочному ряду. При этом преобладают, особенно среди щелочных ультрабазитов, породы калиевой серии: лейцитовые мелилититы и пикриты, мелалейцититы и их переходные разности. Часть из этих пород, Жлобинского образующих трубки взрыва поля, петрохимическим характеристикам приближается к кимберлитам и (или) Значительно повышенное содержание лампроитам. характерно и для многих нефелиновых базитов и ультрабазитов, не содержащих в заметном количестве лейцита и других первичных калиевых минералов, что, видимо, обусловлено калиевым метасоматозом. В большей или меньшей степени характерны для всех пород данной формации дефицит окиси кальция, особенно значительный в наиболее щелочных разностях ультраосновных фоидитах, и несколько повышенное содержание суммарного железа.

Геохимия рассматриваемых ВМО изучена пока слабо, что не позволяет сравнивать геохимическим характеристикам корректно их ПО аналогичными и сходными ВМО других регионов. В частности, установлено, что: 1) по содержанию ряда микроэлементов и РЗЭ, а также по характеру распределения легких и тяжелых РЗЭ щелочные породы Беларуси более или менее сходны с породами Маймеча-Котуйского комплекса; 2) калиевые ультрабазиты трубок взрыва Беларуси щелочные ПО содержанию большинства микроэлементов, за исключением Zr и Sc, не достигают уровня их концентрации в кимберлитах и алмазоносных лампроитах.

Отмеченные и другие особенности верхнедевонских ВМО Беларуси позволяют рассматривать их как континентальную (древнеплатформенную) рифтогенную щелочную вулкано-магматическую формацию.

Sr-Nd СИСТЕМАТИКА КАРБОНАТИТОВ СИБИРИ И МОНГОЛИИ Владыкин Н.В.*, Морикио Т.**, Миязаки Т.

*СибГеохи, Иркутск, ** Шинши-университет, Япония

Проведено изучение геохимии изотопов Sr и Nd большинства карбонатитов Сибири и Монголии. По тектоническому положению, и химизму изученные проявления можно разделить на 3 типа. Первый - щелочные комплексы Na-специализации, расположенные по периферии Сибирской платформы; второй - К-щелочные комплексы рифтовых зон

Алданского щита; третий - К-Nа щелочные комплексы областей завершенной складчатости Монголии и дальнего северного обрамления Китайской платформы. Как видно из рис. 1 по соотношению изотопов Sr и эпсилон Nd точки составов первого типа, как и карбонатиты Кольского полуострова, попадают в поле деплетированной мантии - DM (Белая Зима, Жидой, Кия, Гули, Ингили, Горное Озеро, Арбарастах и Кокшаровский), что связано с их близостью к зонам субдукции, где происходит смешение мантийного материала и МОRB. Для карбонатитов второго типа, К-щелочных комплексов Алдана (Мурун, Билибинский, Хани), характерна наиболее глубинная обогащенная мантия ЕМ-1.

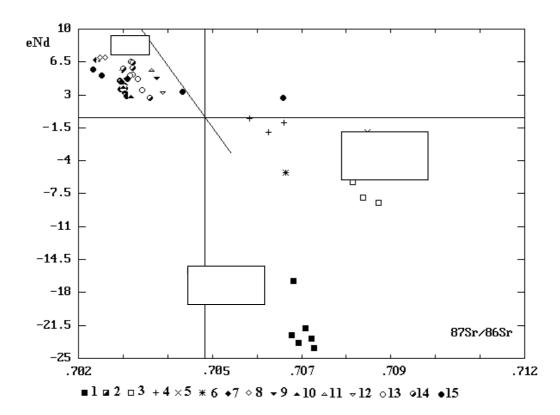


Рис. 1. Соотношение eNd и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в карбонатитах. Массивы: 1 - Мурун, 2 - Хани, 3 - Дарай-Пиоз, 4 - Мушугай, 5 - Лугингол, 6 - Селегдар, 7 - Ингили, 8 - Арбарастах, 9 - Горное озеро, 10 - Жидой, 11 - Кокшаровский, 12 - Кийский, 13 - Гули, 14 - Кольские массивы, 15 - Саянские массивы; наклонная линия - линия мантийной последовательности.

Карбонатиты третьего типа (Мушугай, Баян-Хушу, Бэлсин-Гол, Лугингол, Халюта, а также Селегдар) попадают в поле обогащенной мантии ЕМ-2. Все изотопные данные свидетельствуют о мантийном источнике первичных магм изученных щелочных пород и карбонатитов, притом, образование 2 последних типов, вероятно, связано с глубинными мантийными плюмами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 00-05-65288).

НАХОДКА ПОРОД ЛАМПРОИТОВОЙ ГРУППЫ В ПАРАГВАЕ

Владыкин Н.В.*, Преззер Дж.Л.В.**, Ивануш В.***

*СибГеохи, **Университет, Парагвай, ***Университет С.-Пауло, Бразилия

На территории Парагвая широким распространением пользуются лампрофировые породы субщелочного и щелочного ряда (Gomes et al., 1997). Они встречаются в пределах рифтовой зоны Асунсион, которая приурочена к южной границе кратонного блока Паранапанема (часть Бразильской платформы). При детальных исследованиях этой зоны среди лампрофиров были обнаружены породы лампроитовой серии. Они образуют дайки, силлы, туфовые отложения, штоки и малые интрузии. В настоящее время наиболее изучено поле Ybytyruzu (Gnaira Deportment, Eagteru Paraguay). Здесь встречены содержащие оливин лейцитовые и санидиновые лампроиты. По минеральному составу выделены следующие разновидности лампроитов:

- 1) оливин-флогопит-диопсид-лейцитовые лампроиты;
- 2) оливин-санидин-флогопит-диопсид-лейцитовые лампроиты;
- 3) К-рихтерит-диопсид-санидин-флогопит-лейцитовые лампроиты;
- 4) оливин-диопсид-флогопит-санидиновые лампроиты.

Состав минералов лампроитов следующий: оливин - форстерит (85 %), пироксен - диопсид, слюда - титансодержащий флогопит (5-8 % TiO_2), санидин (до 4 % FeO, до 2 % BaO), амфибол - K-Ti-рихтерит, Cr-шпинель и Ti-магнетит.

По химическому и минеральному составам изученные породы относятся к группе лампроитов. Геохимические данные также не противоречат данному выводу. Для них характерны высокие концентрации BaO, SrO, Cr, Ni, Ti, Nb, TR. Спектры редкоземельных элементов аналогичны подобным в типичных лампроитах. Данная находка является первой находкой лампроитов в Южной Америке и повышает перспективы их открытия в других районах этого континента.

Работа проведена при финансовой поддержке РФФИ (грант 00-05-65288).

О ПРОЯВЛЕНИИ СОСУЩЕСТВУЮЩИХ КАРБОНАТНОГО, СУЛЬФИДНОГО И СИЛИКАТНОГО РАСПЛАВОВ В ОКВАРЦОВАННЫХ СКАРНАХ СПОДУМЕН-ПЕТАЛИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ "НАДИЯ" (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Возняк Д.К., Бугаенко В.Н., Галабурда Ю.А., Павлишин В.И., Семка В.А. ИГМР НАН Украины

Месторождение "Надия" расположено западной В части Кировоградского блока. Как вблизи пегматитовых тел, так и на удалении от них на 8-5 м среди амфиболитов развиты маломощные контактовоинфильтрационные эндоскарны, часто подвергающиеся вторичному окварцеванию. Эти апоскарновые кварциты сложены кварцем (85-90 %) и содержат реликтовые включения салита (5-8 %), пирротина (3-5 %), реже плагиоклаза и актинолитовой роговой обманки. Последняя замещается холмквиститом.

Каплевидные пирротиновые, карбонатные и силикатные (стекло) включения в кварце расположены в залеченных трещинах, которые секут зерна пирротина и салита и содержат включения жидкого раствора СО2. Пирротиновые и силикатные включения становятся жидкими при 970°C, карбонатные – при 1070±20°C. Температура тройной точки включений CO₂ находится в интервале -56.9...-59.7°C, что близко к таковой чистого CO₂ (-56.6°C) и свидетельствует о незначительном количестве примесных (?2 и др.) компонентов в растворе; гомогенизации – от -23.5 до +14.0±0.2°C; плотность составляет 0.85-1.04 г/см³. Давление в таких включениях при 1100-1200°C составляет 5.4-8.7 кбар. Карбонатные включения пространственно всегда приурочены к зернам салита. По составу они отвечают кальциту, сидериту. Генерация карбонатного расплава осуществлялась по схеме: Ca(Mg,Fe)Si₂O₆ + $2CO_2 \rightarrow CaCO_3(Mg,Fe)CO_3 + 2SiO_2$. При этом в прилипших к "каплям" карбоната жидких включениях СО2 резко возрастает концентрация примесных компонентов (N2 и др.) Температуры фазовых переходов, рассчитанный химический состав, плотность, давление захвата при 1100-1200°C флюида включений, которые контактируют (1-5) или находятся в трещинах (6, 7) с карбонатными "каплями" в кварце, приведены в таблице.

Таким образом, карбонатный расплав, несмесимый с силикатным и сульфидным, является следствием воздействия высокотермобарических потоков CO_2 на амфиболиты с повышенным количеством сульфидов железа, меди и др. Несмесимость карбонатного, сульфидного и силикатного расплавов экспериментально получена (Когарко, Слуцкий, 1995) в системе: богатый кальцием карбонат — сульфид Fe, Cu, Ni — силикатное стекло фонолитового состава при 1220-1250°C и давлении 15-7 кбар.

№п/п	ТплСО2,	N ₂ (CO)		CO_2	N ₂ (CO)	Р _{общ} ,	Р _{обр} ,
	°C					Γ/cm^3	Кбар
	Объем,	T _г , °С	$\rho, \gamma/cm^3$	% от массы			
	%						
1	-68.1/30	-161.1	0.60	52	48	0.87	4.6-5.2
2	-72.2/30	-165.4	0.65	50	50	0.90	5.1-5.5
3	-82.0/20	181.2	0.73	34	66	0.88	6.4-7.0
4	-82.4/20	-195.8	0.81	32	68	0.95	(8.0-8.6)
5	-62.1/25	-180.0	0.72	59	41	0.91	5.9-6.4
6	-82.0/20	-181.8	0.73	34	66	0.88	6.4–7.0
7	-77.7/20	-182.9	0.74	34	66	0.89	6.9–7.3

ЩЕЛОЧНАЯ ПРОВИНЦИЯ АМПАСИНДАВА, СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ МАДАГАСКАР

Ганзеев А.А. ИМГРЭ

Сто лет назад Альфред Лакруа назвал щелочную провинцию Ампасиндава на с-з Мадагаскара эталонной. Более 20 массивов щелочных сиенитов, щелочных гранитов, фойдовых сиенитов и габбро, щелочных трахитов и фонолитов отмечено на полуострове Ампасиндава и прилегающих островах. Здесь впервые получили названия многочисленные породы щелочного семейства — анкарамиты, берондриты, бекинкиниты, нусикумбиты и др. Наиболее крупные и сложно построенные массивы относятся к вулкано-плутоническим комплексам центрального типа, более мелкие представляют сателлиты и автономные интрузии.

Как и в подобных провинциях Африки, отмечается смена нормального, известково-щелочного базальтового вулканизма проявлениями щелочного вулкано-плутонического магматизма. Первый маркирует раскол материка в меловое — юрское время, поскольку эти вулканиты трассируют весь периметр побережья Мадагаскара, второй относится к процессам активизации в третичном периоде. Заключают магматическую активность фоидитовые вулканиты четвертичного возраста.

В составе магматитов провинции преобладают щелочные сиениты и трахиты, две независимые ветви дифференциации завершаются щелочными гранитами и фоидитовыми сиенитами. Весь комплекс магматических пород обладает сходной магматической специализацией на Nb, Zr, TR, Sn, Y, Rb, Th, что проявляется в наличии пирохлора, колумбита, циркона, касситерита, чевкинита. В наиболее сложных и дифференцированных комплексах отмечается редкометальная минерализация, однако отсутствие масштабных

процессов послемагматического метасоматоза препятствует появлению промышленно значимых рудопроявлений. Исключение составляют щелочногранитные образования Ампасибитики, содержащие эвдиалит и пирохлор.

Провинция Ампасиндава может считаться эталонной по всему спектру проблем: геологической позиции, характеру источника и эволюции, металлогенической характеристике.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ФАЗИБИТИКИТЫ ПРОВИНЦИИ АМПАСИНДАВА, МАДАГАСКАР

Ганзеев А.А.*, Гречищев О.К.**

*ИМГРЭ, **ОИГГМ СО РАН

Щелочные граниты с аномально высоким содержанием Na-пироксенов и Na-амфиболов встречены в глубоко дифференцированных щелочных комплексах всего мира, некоторые из них получили особое название, как рокаллит, линдинозит и др. Дайки редкометальных такситовых или расслоенных эгирин-рибекитовых гранитов в провинции Ампасиндава, названы фазибитикитами (Lacroix, Мадагаскар, 1922). Это кососекущие жилообразные тела, каждое ИЗ которых состоит перемежающихся прослоев, без четких границ, параллельных плоскости контакта и сложенных либо пегматоидной породой состава рибекитового гранита, либо тонкозернистой кварц-эгириновой породой с дефицитом полевого шпата. Мощность слоев колеблется от см до дециметров, вся минерализованная зона прослежена на 2 км. Вмещающие песчаники испытывают экзоконтактовое изменение, близкое к фенитизации. Эгиринкварцевая порода обладает крайней неравновесностью состава, структуры и максимально обогащена редкометальными эвдиалитом, цирконом, пирохлором, чевкинитом, сильно радиоактивна. Среднее содержание ZrO_2 превышает 2 %, $Nb_2O_5 - 0.53$ %, $TR_2O_3 - 2.5$ %, Y_2O_3 - 0.23%. Спектр РЗЭ фазибитикитов отличает предельная обогащенность легкими лантаноидами с глубоким Еи дефицитом.

Весьма высокое содержание модального кремнезема не согласуется с предположением об исходно фенитовой природе фазибитикитов, хотя родство с недосыщенным фойдовым источником весьма вероятно. Очевидно, фазибитикиты формировались остаточного кремнепересыщенного ИЗ расплава с участием флюидной фазы, обогащенного сверхстехиометрическим Na и некогерентными Fe, Zr, Ti, Nb, Ta, TR, Y. По аналогии с расслоенными аплит-пегматитовыми телами онжом предположить, пегматоидных рибекитовых гранитов кристаллизовались путем отделения обогащенных летучими порций расплава, компонентами. В допускается кристаллизация из неравновесного переохлажденного расплава с возможным механизмом докристаллизационного расслоения.

ПУТИ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ВЕРХНЕГО ФАНЕРОЗОЯ (МЕЗО-КАЙНОЗОЯ) В ПРЕДЕЛАХ АРМЕНИИ (М.КАВКАЗ)

Геворкян Р.Г., Геворкян М.Р., Григорян А.Ю.

Ергосуниверситет

Верхнефанерозойская (мезо-кайнозойская) геодинамика земной коры Армении (М. Кавказ) представляется как сложное и многоступенчатое развитие по латерали и вертикали ассоциированных магматических и метаморфических серий пород, сформированных в ходе сближения и сочленения окраины Иранского мезоконтинента (Ц. Армянский блок) с Сомхето-Карабахо-Капанской островной дугой Мезо-Тетиса. Сочленение произошло по Зангезурской шовной зоне.

геодинамический Такой процесс привел многократному К формированию растяжению тектоническому скучиванию, И палеоокеанической (офиолитовой), переходной неоконтинентальной И обстановок.

Палеоокеанические офиолиты (J-K1) подверглись тектоническому обдуцированию на метаморфический фундамент эопалеозоя, выдавливанию, растаскиванию чешуй, пластин и накоплению мощной толщи флишолистостром, которые опрокинуты на "ребро" и зажаты субвертикально между толщами ср. юры и в. мела по типу слоистого пирога. Они сопровождаются: хромовым, хризотил-асбестовым и наложенным золотортутным оруденением. Для этих серий пород характерны: низкая фация метаморфизма (глаукофан-альмандин-сланцевая), резкая геохимическая контрастность и литофильность в сравнении с их океаническими аналогами.

Переходная (средиземноморская) ассоциация (J1-2-K-Pg2) представлена типичными острововодужными вулканогенно-осадочными толщами с преобладанием "незрелого" корового (андезит-диорит-трондьемит) магматизма, с петрохимическом стилем превосходства натрия над калием. С такой "островодужной" обстановкой связано знаменитое колчеданное оруденение меди и полиметаллов. В развитии этих обстановок (в. мел миоцен) далее возникли активные окраины с тенденцией калиевого метасоматоза, магматического замещения и, как следствие, - внедрение гранитоидов (грано-монцонитоидов) с связанным медно-молибденовым и золото-сульфидным оруденением.

Неоконтинентальный тип коры $(N_{1-2} - Q_3)$ ярко выражен вулканогенной ассоциацией с отчетливой тенденцией колебания уровня щелочности расплавов (от андезитов, дацитов, липаритов до "антидромных" серий трахидацитов и трахилипаритов). Прослеживается тесное взаимодействие активных, "горячих" участков коры и верхней мантии, размещенных по (Зангезурской - Базумо-Зангезурской) шовной зоне и выраженных современными мощными активными сейсмическими процессами, апатит-

магнетитовым, золоторудным и редкометальным (литий, рубидий, цезий, бор и др.) оруденением. Здесь же размещены наиболее известные гидротермальные месторождения и участки термального подземного тепла.

Таким образом, анализ геодинамики и петролого-геохимического развития земной коры в пределах Армении с мобилистических позиций приводит к мнению о том, что данный регион сформировался по типу континентальной (неоконтинентальной) коры окончательно лишь после миоцена в связи с крупными горизонтальными и вертикальными перемещениями в составе Альпийской (Средиземноморской) складчатой системы.

КОНТАКТОВЫЕ ОРЕОЛЫ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ – ИНДИКАТОРЫ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСИКИХ УСЛОВИЙ ИХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Герасимов В.Ю., Кориковский С.П.

ИГЕМ РАН

Точная физико-химических оценка параметров кристаллизации интрузивов часто затруднена из-за отсутствия надежных минеральных геотермобарометров для большинства магматических пород. Термальнофлюидное воздействие интрузий на вмещающие породы формирует изобарические контактовые ореолы, минеральные ассоциации которых обладают повышенной информативностью в отношении оценок Р-Т параметров процесса. Особенно эффективны комплексные петрологические исследования метапелитов. Для них разработана система надежных термодинамически согласованных термометров (Grt-Bt, Grt-Crd) барометров (Grt-Crd-Sil-Qtz, Grt-Opx-Crd-Qtz) (Перчук Л.Л., 1970; 1989). В качестве примера рассматривается термодинамическая эволюция зоны экзоконтакта массива гранитов рапакиви Лаитила (Финляндия). На рубеже 1.54 млрд лет граниты внедрились в Свекофенский комплекс региональнометаморфических пород с возрастом 1.8 млрд лет. Комплекс представлен высокотемпературными породами низких давлений, среди метапелитов развита ассоциация Grt-Bt-Crd-(Spl)-Qtz-Sil-Pl-Kfs, для которой получены термобарические оценки T=670-700°C, P=4-5 кбар. Учитывая разрыв во времени между возрастом регионального метаморфизма и периодом активизации магматизма, температура вмещающих пород на момент внедрения рапакиви вероятно не превышала 300°C. Термальное воздействие интрузии привело к повышению температуры в зоне контакта до 750-800°C и смене минеральных парагенезисов. В метапелитах на расстоянии до 70 м от интрузии отмечается появление ортопироксена (Орх), образующегося за счет реакций разложения первичного граната (Grt) и биотита (Bt). Были проведены детальные микрозондовые исследования породообразующих минералов. В гранате на контакте с биотитом и кордиеритом выявлена ретроградная двухкомпонентная диффузионная зональность со встречными

магния. Ha основании диффузионной потоками железа И неравновесного массообмена между минералами (модель закрытия системы), определены исходные равновесные составы минералов, и реконструированы Р-Т параметры контактового метаморфизма. По диффузионным профилям в гранате рассчитаны скорости температурной эволюции метаморфической системы. Показано, что на регрессивном этапе, после прохождения пика метаморфизма температура закрытия системы по Bt-Grt паре фиксировалась на уровне T=750°C, при давлении P=2-3 кбар, и начальной скорости остывания s=300°C/млн лет. Тренды P-Т эволюции регрессивного этапа субизобарический вид. Петрологические данные скорости остывания были использованы для оценки температур закрытия К-Аг изотопной системы и определения абсолютного возраста. Изотопные исследования проводились по новой методике, с использованием обычных петрографических шлифов и нейтронно-индукционного Ar³⁹/Ar⁴⁰ метода с лазерным отбором проб. Результаты измерений показали сильную потерю аргона от центра к краю зерен биотита. Датировки центральных частей зерен составили 1517±20 млн лет, а краевых - 1450±20 млн лет. Синхронизация температурной эволюции с моментом закрытия изотопной системы проводилась с использованием модели Додсона (Dodson, 1973). Установлено, что разница во времени между термальным событием и моментом закрытия К-Аг изотопной системы не превышала 5 млн лет, при этом температура опустилась до 390-420°C, а скорость охлаждения уменьшилась до 85°C/млн лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта: 99-05-64976, 99-05-64058).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ ПОРОД ГОРНОГО АЛТАЯ

Гертнер И.Ф.*, Врублевский В.В.*, Крупчатников В.И.*, Поляков Г.В.**, Аношин Г.Н.**

*ТГУ, Томск, **ОИГГиМ РАН, Новосибирск

результате мезозойской тектоно-магматической активизации герцинских складчатых сооружений в юго-восточной части Горного Алтая сформировался субвулканический комплекс калиевых щелочных базальтоидов юрского возраста. Проявленный магматизм нередко носил эксплозивный характер и сопровождался образованием трубок взрыва. В составе комплекса преобладают минетты, области распространения которых фиксируются в виде нескольких обширных ареалов (Оболенская, 1971, 1983). В пределах одного из таких ареалов, расположенного на границе с Монгольским Алтаем, нами выявлены ультракалиевые основные породы, сходные по составу с породами лампроитовой серии.

Минералогический состав изученных пород характеризуется % присутствием фенокристов титанистого (2 TiO_2), мас. низкоглиноземистого (11-12 мас. % Al₂O₃) флогопита, погруженных в тонкозернистую основную массу, состоящую из калиевого полевого шпата (1.7 мас. % FeO_T; 14.8 мас. % К₂O), псевдолейцита (?), биотита (5 мас. % TiO₂; 11 мас. % MgO; 18 мас. % FeO_T), хромшпинелида (57 мас. % Cr₂O₃; 12 мас. % также карбонатных псевдоморфоз, ильменита, a развитых, предположительно, по оливину и клинопироксену. Методами РФА, ИНАА и РСА в породах установлены следующие содержания петрогенных (мас. %) и редких элементов (г/т): SiO₂ 44.6-53.7, TiO₂ 1.1-1.8, Al₂O₃ 9.3-11, Fe₂O₃ 2-3, FeO 2.4-5.1, MnO 0.1-0.2, MgO 7.6-11 (mg 69-76), CaO 4.4-7.1, Na₂O 0.3-1.5, K₂O 4.8-9.2 (K₂O/Na₂O 3.7-30.4), P₂O₅ 1-2, Sc 18-40, V 190-315, Cr 502-1000, Co 20-54, Ni 280-640, Ba 1100-4711, Sr 426-1610, Rb 219-467, Y 26-42, Zr 374-824, Nb 2-8, Cs 10-32, Hf 12-29, Ta 0.8-1.5, Th 61-94, La 73-150, Ce 170-360, Nd 100-200, Sm 15-24, Eu 5-9, Gd 11-24, Tb 1-2, Yb 1.6-2.3, (La/Yb 38-68). Согласно общепринятым геохимическим критериям (Mitchell & Bergman, 1991) изученные породы сопоставимы с флогопитовыми разновидностями лампроитового клана, обладая значительным геохимическим сходством с основными лампроитами Юго-восточной Испании (Venturelli et al., 1984) и кокитами Северного Вьетнама (Поляков и др., 1997). В отличие от классических лампроитовых провинций характерными особенностями их химического состава также является пониженное содержание титана, калия и ряда несовместимых элементов при несколько повышенной глиноземистости пород. Согласно представлениям, существование подобных аномалий может свидетельствовать как об относительно низкобарических условиях генерации родоначальной мантийной магмы (Панина, 1997), так и о возможной контаминации магмы коровым материалом при ее продвижении в зону субдукции или корневые части складчато-надвиговой системы (Venturelli et 1988; Nelson et al., 1986; Mitchell & Bergman, Геодинамическая позиция изученных нами пород в целом сопоставима с обстановкой проявления лампроитового магматизма средиземноморского типа.

ПЕРВИЧНЫЕ МАГМЫ ВУЛКАНА МАУНА КЕА, ГАВАЙИ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРИ ВЫСОКОМ ДАВЛЕНИИ

Гирнис А.В., Булатов В.К.***

*ИГЕМ РАН, **ГЕОХИ РАН

Специфичекие особенности химизма магм океанических островов (низкие отношения Ti/Na, Sm/Yb и т. п.) могут отражать более высокие глубины генерации магм по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов (например, Putirka, 1998). Для проверки и количественного описания этих зависимостей были проведены экспериментальные исследования

кристаллизации первичных магм вулкана Мауна Кеа при давлении 30-50 кбар. Составы первичных магм были оценены на основании изучения расплавных включений в минералах и вариаций составов оливина в породах (Соловова, Гирнис, этот сборник). Исследованы три состава моделирующих толеитовые (гиперстен-нормативные) и щелочные (нефелин-нормативные) установке типа интервале температур расплавы на белт близликвидусных условий кристаллизации около 60 до степени барическая Установлена существенная зависимость коэффициента распределения Na и Ti между Срх и расплавом. При давлении выше 40 кбар титан становится более некогерентным по отношению к клинопироксену и при давлении выше 50 кбар возможно существенное повышение отношения Ті/Nа в расплаве при сохранении клинопироксена в рестите. Равновесие с мантийными (Ol+Opx+Cpx) реститами при давлении выше 30 кбар возможно только для сильно недосыщенных щелочных расплавов (мас. %: 41 SiO₂, 10 Al₂O₃, 14.4 FeO, 20 MgO, 7.5 CaO, 3 Na₂O и 1 K₂O). Образование толеитовых расплавов с высокобарными геохимическими характеристиками вероятно является следствием взаимодействия щелочной магмы с перидотитом при давлении < 30 кбар, приводящее к полному растворению клинопироксена и высоких отношений Na/Ti, наследуемых глубинных сохранению OT жидкостей.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ (ВМ) ПОД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМОЙ (СЕВЕРО-АЗИАТСКИЙ КРАТОН)

Глазунов О.М.*, Соловьева Л.В. **

*ГЕОХИ СО РАН, **ИЗК СО РАН, Иркутск

В качестве модельного субстрата верхней мантии для Южной Сибири был принят состав гранатового перидотита из архейских гнейсов Канско-Бирюсинского террейна, который является южным выступом CAK. Сибирской платформы Северо-Азиатского кратона Средняя лерцолитовая BM Куойского кимберлитового поля алмазоносной провинции по валовому составу (SiO_2 - 45.5; Al_2O_3 - 3.0; TiO_2 -0.2; FeO - 7.9; MgO - 39.9; CaO - 2.6; Cr₂O₃ - 0.4) в целом сопоставима с верхней мантией юга Сибири. Возможно, это сходство обусловлено положением сравниваемых областей в краевых частях САК. Расчетная лерцолитовая мантия из Далдыно-Алакитского кимберлитового поля заметно деплетирована главными базальтоидными компонентами (SiO₂ - 46.5; Al₂O₃ -1.6; TiO₂ - 0.1; FeO - 6.6; MgO - 43.0; CaO - 1.2; Cr₂O₃ - 0.6). По петрогенным элементам и характеру распределения РЗЭ пироксениты железистого типа из включений в кимберлитах Оленекского (тр. Обнаженная) и Анабарского блоков (тр. Удачная) близки архейским пироксенитам из гнейсового цоколя Прибайкалья. В то же время пироксенитовые серии магнезиального типа из мантии этих блоков существенно различаются. В мантийном разрезе под Оленекским блоком устанавливается также более существенная роль пироксенитового вещества, и более интенсивно проявлен мантийный метасоматизм.

Установлено, что по мере приближения от Арктического сектора в центр ЯАП в ВМ увеличивается доля высокобарических минералов, и фиксируется резкое углубление поверхности Мохо (Суворов и др., 1995). В этом же направлении по составу кимберлитов литосферная верхняя мантия обедняется Fe, Ti, P, Sr и несколько обогащается Ni. Этот тренд подчеркивает латеральную зональность ВМ.

В результате исследований в пределах САК оконтурены аномальной ВМ, которые благодаря плюмам и эволюции во времени разновозрастные, металлогенически генерируют но сходные рудномагматические системы (PMC): верхнепалеозойскую Норильскую, протерозойскую Байкальскую, архейскую Саянскую, a также верхнепалеозойскую ЯАП и др.

Приведенные данные свидетельствуют о существенных различиях в составе континентальной верхней мантии в разных блоках САК.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ. Грант № 99-05-64761.

СТАДИЙНОСТЬ КАРБОНАТИТООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ МАССИВА СЕБЛЬЯВР (ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ)

Гоголь О.В., Баянова Т.Б., Деленицин А.А.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Кольская щелочная провинция (КЩП) включает более сорока массивов щелочно-ультраосновного состава и занимает около 100 000 км², являясь одной из самых крупных провиции в мире палеозойского щелочного магматизма. Карбонатитовый этап формирования этих массивов разбивается стадий ПО геолого-петрографическим несколько минералогическому составу карбонатитов (Кухаренко и др., 1965; Lapin, 1979), а так же с использованием изотопных данных (Zaitsev, Bell, 1965). Нами впервые получены Rb-Sr и U-Pb возрастные данные, подтверждающие стадийность карбонатитового магматизма в массиве Себльявр. Интервал щелочного магмообразования был ранее определен от 380 до 360 млн лет (Kramm et al., 1993). Наши новые Rb-Sr данные для Себльяврского, Кургинского массивов и кимберлитов Терского берега увеличивают эту длительность до 30-40 млн лет: 410-360 млн лет.

Массив расположен в северо-западной части Кольской щелочной провинции и представляет собой типичный интрузивный комплекс центрального типа щелочно-ультраосновного состава. По минералам и валовым пробам Rb-Sr методом нами были получены данные в 410±7 млн лет

для рудных пироксенитов и 408±7 млн лет для карбонатитов флогопит-диопсид-магнетитового состава, где флогопит характеризуется крайне низкой и нетипичной для слюд из карбонатитов КЩП концентрацией Rb, равной 5.2 ррт (Кгатт et al., 1993). Получен предварительный Rb-Sr возраст (по флогопиту и породе) - 376 млн лет — для поздних флогопит-кальцитовых карбонатитов этого массива. U-Pb возраст для бадделеита из этих же карбонатитов равен 378±4 млн лет. Вероятно, карбонатиты Себльявра являются либо пространственно совмещенными, либо длительность формирования пород массива была почти 30 млн лет, и наличие временного интервала в образовании ранних и поздних карбонатитов позволяет предположить импульсный характер карбонатитового магмообразования.

Полученные изотопные данные ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ отношений для ряда пород массивов КЩП (Икорский и др., 1998) указывают на существование плюма в палеозойское время в КЩП. При этом изотопные ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ отношения в породах массива Себльявр самые высокие и сотавляют (2-3)·10⁻⁵.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант № 98-05-64321.

МАНТИЙНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ КСЕНОЛИТАХ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ

Грачев А.Ф.

ИФЗ РАН

Среди различных типов мантийных ксенолитов в базальтах нередко встречаются образцы ультраосновного состава с отчетливо выраженной окраской красноватых тонов. Ксенолиты "красной" серии встречаются в тесной ассоциации с так называемой зеленой серией. Впервые такая ассоциация была описана нами в 1973 г. в базальтах хр. Удокан (Грачев и др., 1973), а затем и в других местах, среди которых выделяется о. Ланцероте, где ксенолиты красноватых оттенков встречаются очень часто. Изменение цвета четко прослеживается вдоль границ зерен оливина, часто захватывая большую часть площади отдельных зерен. Существенно, что ни по модальному, ни по валовому химическому составу породы, ни по составу породобразующих минералов "красная" и "зеленая" серии не отличаются друг от друга, так же как и по изотопии He, Sr и Nd. Поскольку подобная ассоциация ксенолитов встречается даже в лавах исторических извержений, влияние гипергенных процессов исключается. Для выяснения природы изменения цвета было проведено исследование составов серии образцов оливинов на ионном зонде IMS-4F путем сканирования с шагом в 50 мкм от центральной части одного зерна, через его границу, к центру другого зерна В результате установлено, что от центра зерна оливина к его оливина. границе происходит закономерное увеличение содержания Fe, Mg, Ca, K, Cr, Ni, Rb и Sr. Области увеличения концентрации этих элементов образуют

зоны шириной от 50 до 150-200 мкм, которые постепенно переходят к зонам минимальных содержаний. Существенно, что в ряде случаев отмечено наличие таких зон, которые секут зерна. Во многих случаях зоны интенсивного изменения цвета сопровождаются частичным плавлением, причем состав стекол варьирует от высокомагнезиальных (пикритовых) до нефелин-нормативных базальтов и резко отличается от состава вмещающих ксенолиты лав. Изучение распределения урана в тех же образцах ксенолитов методом осколковой радиографии (Грачев, Комаров, 1994) показало, что на границе зерен концентрация урана повышается более чем на два-три порядка, достигая содержания 1000-10000 г/т. Такое совпадение в изменении окраски, содержании ряда главных и малых элементов, включая уран, с областью частичного плавления нельзя считать случайным. Делается вывод о том, что все эти явления обусловлены мантийным метасоматозом, происходившим задолго до выноса ксенолитов расплавом на поверхность. Последнее прямо доказывается изохронным (U-Pb) возрастом стекла, определеным в одном из образцов.

Литература:

Грачев А.Ф. и др. // ДАН СССР. 1973, т. 211, № 2, 445-447

Грачев А.Ф., Комаров А.Н. // Физика Земли. 1994, № 1, 3-9

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О РАПРЕДЕЛЕНИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ ИЗ БАЗАЛЬТОВ ХР. ХАМАР-ДАБАН (БАЙКАЛЬСКИЙ РИФТ)

Грачев А.Ф.

ИФЗ РАН

Все изученные образцы ксенолитов по содержанию РЗЭ распадаются на три группы. Первая группа включает серию образцов с распределением РЗЭ, близким к хондритовому, вторую группу составляют образцы с характерной отрицательной Се аномалией, и в третью группу входят образцы, характеризующиеся ярко выраженным обогащением легкими РЗЭ. Первая группа ксенолитов имеет состав, отвечающий наименее деплетированному источнику и характеризуется 2 - 5-кратным увеличением концентраций РЗЭ относительно хондрита. Вторая группа с отрицательной аномалией Се включает ксенолиты слабо и умеренно деплетированного состава мантии. мантийных Как исследования ксенолитов показали ИЗ альноитов Соломоновых островов (Neal, Taylor, 1989), появление Се аномалии связано с переплавлением корового материала в зонах субдукции. И, наконец, третья группа ксенолитов с четко выраженным обогащением легкими РЗЭ соответствует мантии реститового состава. Сравнение с известными трендами распределения РЗЭ в мантийных породах других регионов (Монголия, ЮВ Австралия; Сан-Карлос, США; Драйзер Вайер; (Агафонов, Еркушев, 1984; Когарко и др., 1986; Frey, Prinz, 1978:

МсDonough, Frey, 1991; Stosh, Lugmair, 1986) показывает, что в одном местонахождении мы имеем практически весь диапазон существующих вариаций изменения содержания РЗЭ относительно хондритового резервуара, исключая альпинотипные перидотиты. Вместе с тем, данные о распределении РЗЭ в мантийных ксенолитах вулк. Тумбусун-Дулга находятся в хорошем соответствии с результатами изучения валового состава ксенолитов и еще раз свидетельствуют о сильно выраженной химической гетерогенности мантии в этом регионе. Одной из причин такой гетерогенности является разная степень частичного плавления, о чем свидетельствует четко выраженная корреляция в содержании MgO с CaO и Al₂O₃ (Рябчиков и др.,1984). Изучение изотопии Sr и Nd в тех же образцах подтверждает гетерогенность мантии под хр. Хамар-Дабан. Все разнообразие составов можно представить как смешение таких мантийных резервуаров как РНЕМ, DМ и HIMU. Лишь один из исследованных образцов находится в поле сильно обогащенной (ЕМ) мантии.

ПЕРВЫЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА НАРАЩИВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ПОД ХАМАР-ДАБАНСКИМ МАНТИЙНЫМ ПЛЮМОМ (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ КСЕНОЛИТОВ В БАЗАЛЬТАХ)

Грачев А.Ф.

ИФЗ РАН

Явление наращивания (underplating) литосферы связано с деятельностью мантийных плюмов, приводящей не только к увеличению мощности и плотности нижней части коры в процессе затвердевания и кристаллизации расплава. В результате образуется расслоенный магматический комплекс, состав которого может быть установлен на основе изучения ксенолитов в лавах. В сводовой части хр. Хамар-Дабан, в некке в верховьях р. Утулик, нами установлен необычный для одного местонахождения набор ксенолитов, состав которых представлен шпинелевыми лерцолитами, О1 габбро, О1 и анортозитовыми габбро-норитами.

Валовые составы изученных пород, породобразующих минералов и распределение редких и редкоземельных элементов вместе с первыми данными по изотопии стронция показывают, что изученный комплекс пород комагматичен развитым в хр. Хамар-Дабан базальтам. Это позволяет изученные фрагменты рассматривать ксенолиты как затвердевшей магматической камеры (расслоенного комплекса), вынесенные поверхность в последнюю фазу магматической активности.

КОЭФФИЦИЕНТЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕЖДУ ЭВДИАЛИТОМ И ЩЕЛОЧНЫМ РАСПЛАВОМ.

Грознова М.В.*, Вильямс Т.Ч.**, Когарко Л.Н.*

*ГЕОХИ РАН, **Британский музей, Лондон

Выделено 5 групп распределения элементов:

1 группа: K_d>15 стронций;

2 группа: К_д≥10 - ниобий, неодим, хлор, цирконий и кальций;

3 группа: K_d≥5 - марганец, барий, цезий;

4 группа: K_d≤4 - итрий, лантан, гафний, торий;

5 группа: $K_d < 1$ - сера, калий, титан, уран.

Таким образом, в ходе кристаллизации щелочной магмы процесс выделения эвдиалита будет приводить к обеднению расплава Sr, Nb, Nd, Cl, Zr, Ca, Mn, Ba, Ce, Y, La, Hf, Th и к обогащению расплава S, K, Ti, U.

Таблица 1. Коэффициенты распределения между эвдиалитом и щелочным расплавом

Элемент	Kd-1	Kd-2	Kd-3	Kd-4	Kd-5	Kd-6	K d-7	К ср.вел.
Mg								0.194455
Ca	8.643137	8.936470	7.460784	8.208403	8.822058	7.373529	9.937254	8.483091
S	0.900900	0.583783	1.045045	0.826254	1.5	1.310810	0.594594	0.965912
C1	10.90476	11.62857	9.773809	10.73469	9.544642	9.214285	12.15476	10.56507
Zr	8.100380	7.978816	8.362409	8.097908	7.888629	8.607476	7.531671	8.081041
K	0.072399	0.057965	0.078794	0.054323	0.054213	0.053956	0.064748	0.062343
Ti	0.636423	0.624852	0.641025	0.688081	0.656804	0.813609	0.611439	0.667462
Mn	5.182630	4.822988	7.919540	4.623973	7.408046	5.689655	5.111111	5.822563
Sr	11.88888	19.04	18.06666	20.57142	18.725	21.7	25.7	19.38456
Nb	11	12.2	13.36666	12.25714	13.825	15.25	13.93333	13.11887
Y	4.123456	3.777777	4.283950	2.783068	2.555555	3.203703	3.975308	3.528974

Ba	4	7.4	3.611111	4.190476	5.583333	2.25	9.722222	5.251020
La	2.125925	1.026666	1.6	1.619047	2.225	1.816666	1.477777	1.698726
Ce	5.063492	4.342857	4.25	4.755102	5.071428	4.5	4.142857	4.589391
Nd	15.37777	9.92	11.06666	13.48571	11.1	11.9	10.4	11.89288
Hf	1.002469	1.768888	1.474074	1.301587	0.988888	1.3	0.859259	1.242166
U	1.272727	0.854545	0.515152	0.220779	0.625	1.25	0.651515	0.76996
Th	1.088889	0.84	1.5	0.885714	1.625	1.8	0.6	1.191372

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ БАЗАЛЬТОВ ЭТАЛОННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Гущин А.В., Гусев Г.С.

ИМГРЭ

Рассмотрена геохимия и относительная распространенность низкокалиевых (LK), умеренно- (МК), высоко- (НК) и ультракалиевых (UK) базальтов двенадцати эталонных геодинамических обстановок цикла Уилсона: горячих точек: континентов (ГК) и океанов (ГО); континентальных рифтов (КР); трапповых провинций (ТП); срединных океанических хребтов (СОХ); задуговых котловин окраинных морей (ОМ); островных дуг: юных (ЮД), развитых (РД) и зрелых (ЗД); активных континентальных окраин: краевых вулкано-плутонических поясов (ВП) и тыловых рифтов (ТР); коллизионных поясов (КП).

Петрогеохимические типы выделены по уровням содержаний Si, K, K+Na, Mg, соотношениям Al c Ca, Na и K с целью обособления миаскитовых, агпаитовых и плюмазитовых серий. Во всех рассмотренных обстановках встречаются только умереннокремнеземистые (47, 5-52, И неультрамагнезиальные умереннонизкощелочные умереннокалиевые базальты. Низкокалиевые имеются во всех обстановках кроме тыловых рифтов (ТР) и коллизионных (КП). Высококалиевые практически отсутствуют ЮНЫХ островных В дугах, умереннокремнеземистые базальты не отмечены для обстановок ГК, ГО, СОХ, ОМ и ЮД. Щелочные базальты, базальтоиды и их производные достаточно полно представлены только в обстановках горячих точек и континентальных рифтов и в существенных количествах появляются в тыловых рифтах и коллизионных поясах.

Наиболее контрастно различия базальтов рассмотренных обстановок выявляются по содержаниям Ti, Zr, Nb, Ba, Zn, Pb. В ряду базальтов цикла Уилсона от горячих точек континентов к субдукционным отмечается постепенное снижение концентраций Ti, Zr, Nb. Минимальные содержания этих элементов свойственны островодужным базальтам. В базитах тыловых

рифтов активных окраин и коллизионных поясов отмечаются максимальные для субдукционных обстановок уровни концентраций Ti, Zr, Nb, Ba, Zn и Pb.

По соотношениям нормативных оливина, клинопироксена и плагиоклаза в каждой из четырех серий различной калиевости выделяются две группы базальтов: несубдукционные (близкие к "сухим" эвтектикам при давлениях от 4 до 9 кбар) и субдукционные (занимают промежуточное положение между сухими эвтектиками и точкой Pl-Cpx-Ol при p_{H2O}=3 кбар. Среди несубдукционных базальтов признаки наибольшей глубинности сохранили рифтогенные вулканиты. Глубинность базальтов возрастает от низкокалиевых к высококалиевым. Базальты СОХ в группе несубдукционных вулканитов наиболее водные, хотя и уступают в этом отношении субдукционным основным породам.

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ О-ВА ТРИНДАДИ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ АТЛАНТИКА)

Гущина Н.Ф., Когарко Л.Н., Карпушина В.А.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, РАН

Остров Триндади, расположенный в Атлантическом океане, является одним из представителей формации т.н. "горячих точек". В нем выделяются следующие комплексы и типы пород: 1) самый древний комплекс Триндади представлен наибольшим числом разновидностей, среди которых преобладают фонолиты и фоидиты, встречаются также фонолитовые тефриты, тефриты и тефритовые фонолиты; 2) следующий комплекс Дезеджадо состоит из фонолитов и тефритовых фонолитов; 3) комплекс Морро Вермельо сложен фоидитами; 4) комплекс Валадо - тефритами и фоидитами; 5) в самом молодом комплексе Паредао преобладают фоидиты.

В процессе работы по всем комплексам были проведены анализы редких и редкоземельных элементов.

На спайдер-диаграммах для всех комплексов четко выделяются Th, La, Nd-Sr и Hf-Zr максимумы. Это свидетельствует об обогащенном характере питающего мантийного субстрата. На диаграммах отчетливо проявлен минимум K, что дает возможность предположить наличие флогопита в мантийном источнике.

Zr/Nb отношения в породах закономерно изменяются. Самые низкие значения (3-3,5) отмечены в первичных высоко магнезиальных магмах фоидитового состава. Более высокие значения 3.7-3.9 наблюдаются в тефритах. Максимальное отношения Zr/Nb - 5.2-5.3 установлены в фонолитах. Рост Zr/Nb отношений в остаточных продуктах дифференциации, по всей вероятности, связан с фракционированием сфена, в котором Zr/Nb отношения очень низкие - около 2, в то же время концентрации циркония и ниобия заметно повышенные - Zr (до 1 %) и Nb (до 0.5-0.8 %).

Высокие содержания легких редких земель в первичных магмах говорят о выплавлении пород из обогащенной мантии, содержащей гранат. Прослеживается закономерное уменьшение содержания редких земель от древних комплексов к более молодым. В процессе кристаллизационной дифференциации в остаточных расплавах (тефрофонолитах, фонолитах) уменьшалось содержание элементов группы железа (Fe, Co, Cr и др), увеличивались концентрации Th, La, и Hf. Наблюдается хорошая корреляция между редкоземельными элементами, такими как Sm, Ce, Nb, Gd, и фосфором. На графиках эти элементы проходят через максимум, что говорит об апатитовом контроле в процессе эволюции щелочных магм острова Триндади.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА ЩЕЛОЧЫХ ПОРОД О-ОВ ТРИНДАДИ И МАРТИН ВАЗ

Гущина Н.Ф., Устинов В.И., Когарко Л.Н.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, РАН

Получены первые данные по изотопному составу кислорода из щелочных анальцим-содержащих пород о-вов Триндади и Мартин Ваз. Образцы для изотопного анализа были взяты из фоидитов комплекса Морро Вермельо, фонолитов комплекса Триндади, а также из фонолитов о-ва Мартин Ваз. Оба острова находятся в Атлантическом океане и, в свете глобальной концепции тектоники плит, относятся к типу "горячих точек".

Исследования показали, что древние породы о-ва Триндади (комплекс Триндади), характеризуются значением $\delta^{18}O=4.8\%$, более молодые (из комплекса Морро Вермельо) $\delta^{18}O=5.0\%$, а для пород острова Мартин Ваз $\delta^{18}O=5.2\%$. Эти данные свидетельствуют, что щелочные породы о-ва Триндади несколько обеднены изотопом ^{18}O , по сравнению со среднемантийным кислородом.

Интересные результаты изотопно-кислородного исследования получены для материала из фоидитов комплекса Морро Вермельо. Эти породы состоят из вкрапленников оливина и основной массы, представленной клинопироксеном, магнетитом и анальцимом, образующих микрозернистый агрегат, из которого практически нельзя выделить методом отбора или магнитнитной сепарации чистую мономинеральную фракцию.

Сочетанием "мягкой" и "жесткой" процедур фторирования удалось установить для магнетита величину $\delta^{18}O=4.0\%$, практически идентичную значению $\delta^{18}O=4.1\%$ для оливина. Такое соответствие величин $\delta^{18}O$ может свидетельствовать о изотопно-кислородном равновесном условии формирования этих минералов при $T\ge900$.

Эти данные подтверждают петрографические наблюдения, что оливин и магнетит выделяются в этих породах в виде фенокристов первой генерации, кроме того, наблюдаются включения магнетита в оливине.

Воспроизводимость измеренных величин δ^{18} О составляет $\pm 0.2\%$.

РУДНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ФАНЕРОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ДДВ С ПРИАЗОВСКОЙ ЧАСТЬЮ УЩ

Донской Н.А.

ИГМР НАНУ

В данном регионе выделяются следующие комплексы фанерозойского магматизма. Девонский магматический комплекс делится на три субкомплекса. Первый субкомплекс - базит-ультрабазитовый рифтовый на границе каледонской и варисцийской складчатости (возраст 380-400 млн лет). Он представлен оливинитами, дунитами, перидотитами, верлитами, косьвитами, габбро, а также жильными породами: слюдяными пикритами, лимбургитами, авгититами, одинитами, плагиоклазитами и др. Развитие тел этого субкомплекса связано с зонами пересечения субмеридиональных и субширотных разломов глубинного залегания. С этими породами связана Fe-Тi и Ti-Co минерализация.

Второй субкомплекс - базальтоидный рифтовый, бретонской фазы (340-360 млн лет). Он представлен базальтами толеитовыми, пикритовыми, андезито-базальтами, трахибазальтами, долеритами, лавобрекчиями, туфами и др. Тела этого субкомплекса контролируются субширотными глубинными разломами (трещинный тип излияний). С этими породами связана медная сульфидная минерализация и пропилиты.

Третий субкомплекс - щелочной платформенный, также бретонской (260-320)лет). Делится на лейцитовую МЛН две ветви фазы (псевдолейцитовые сиениты, псевдолейцитовые базальты, лейцитофиры и др.) и нефелиновую (нефелиновые сиениты, малиньиты, грорудиты, фонолитоидные тефриты и их лавобрекчии, шонкиниты, бостониты). С породами этого комплекса связаны калиевый метасоматоз с бериллием ниобием, танталом, И цирконием, редкими землями Тела пород щелочного субкомплекса метасоматические карбонатиты. контролируются, главным образом, субширотными глубинными разломами и узлами сопряжения субширотных и субмеридиональных разломов.

Пермо-триасовый магматический андезитовый комплекс миогеосинклинальный, пфальской фазы (180-230 млн лет). Он представлен плагиопорфирами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, дацитами, трахидацитами и др. Тела пород этого комплекса приурочены к субмеридиональным разломам и зонам сопряжения субмеридиональных и

субширотных разломов. С ними связаны флюоритовая, полиметаллическая, ртутная и медная минерализация.

Мезозойский лампрофировый комплекс древнекиммерийской фазы (160-166 млн лет). Он представлен дайками мончикитов, камптонитов, одинитов, шонкинитов, которые контролируются субмеридиональными разломами.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ КАРБОНАТИТЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Дорошкевич А.Г., Кобылкина О.В.

ГИН СО РАН

В Западном Забайкалье выделена новая карбонатитовая провинция (Рипп и др., 1998), в состав которой входят барий-стронциевые и редкоземельные карбонатиты. Они сформированы в раннемеловой этап внутриконтинентального рифтогенеза в субвулканических и аэральных Карбонатиты представлены существенно кальцитовыми плащеобразными, жилообразными и экструзивными трубообразными телами. Они обогащены РЗЭ, сульфатами Ва и Sr и связаны с щелочно-основными комплексами повышенной и высокой калиевости $(K_2O+Na_2O=10.83;$ Na₂O/K₂O=0.3-0.4). Это шонкиниты и близкие к ним по составу породы, дифференцировавшие Характерными до щелочных сиенитов. темноцветными минералами их являются эгирин-диопсид, гастингсит, биотит. Они содержат нормативный нефелин и имеют коэффициент близкий характеризуются высокой агпаитности 1. Породы (коэффициент al" составляет, глиноземистостью среднем, 1.91). Содержание сульфат-иона достигает 2.67 мас. %, магнезиальность находится в пределах 54-69 %. Калиевый полевой шпат содержит до 2.5 мас. % ВаО. Комагматичность щелочно-основных пород с карбонатитами определяется их пространственной ассоциацией, близким возрастом, конфигурацией кривых РЗЭ, высокими содержаниями Ва, Sr и РЗЭ в щелочно-основных породах, присутствием в них кальцита и целестина, слагающих шлиры и выполняющих интерстиции. При этом изотопный состав серы целестина и О и С кальцита идентичен составу сульфатной серы, О и С карбонатитов. Высокая концентрация сульфатной фазы (до 10 мас. % SO₃) в карбонатитах, образовавшейся на магматической стадии, позволяет ставить вопрос о выделении сульфатного подтипа карбонатитов. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (99-05-64435).

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОРАБ-КЕЛАСУРСКОМ ИНТРУЗИВНОМ КОМПЛЕКСЕ

Дудаури О.З.*, Тогонидзе М.Г.*, Крылов И.Н.**

*ГИН АН Грузии, Тбилиси, **ИГГД РАН, С. -Петербург

Гораб-Келасурский интрузивный комплекс расположен в западной части Южного склона Большого Кавказа, в Гагрско-Джавской геотектонической зоне. Интрузивный комплекс объединяет два многофазных крупных интрузива: Келасурский (130 км²), Горабский (50 км²) и многочисленные небольшие однофазные интрузивные тела.

По геологическим и многочисленным изотопным данным (в среднем 170 млн лет) интрузивный комплекс датируется средней юрой. Интрузивный комплекс имеет гомодромный тренд развития магматического процесса и сложен непрерывной серией пород, формировавшихся в следующей последовательности: пироксениты, габбро разного минерального состава, диориты, граниты, гранит-порфиры, аляскиты, аплиты и пегматиты.

В Институте ядерных и изотопных исследований (Лейпциг, Германия) и в ИГГД РАН (С.-Петербург, Россия) были проведены анализы редкоземельных и других редких элементов в породах указанного комплекса.

Геохимический, петрологический и геологический материал позволяет реконструировать процесс развития магматизма в следующем виде: путем дифференциации основной магмы, в последующем давшей габбро, образовались пироксениты. Гранитная магма вначале дала роговообманковобиотитовые граниты и штокообразные тела гранит-порфиров аналогичного состава. Продуктами дифференциации гранитной магмы являются аляскиты, аплиты и пегматиты. Гранитная магма является продуктом плавления корового материала.

РУДОНОСНОСТЬ МАГМАТИЗМА В СТРУКТУРАХ БОЛЬШОГО АЛТАЯ

Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Никитина Т.М., Бочкова О.И.

АО ИГН им. К.И. Сатпаева, Казахстан

В соответствии с положениями глобального мобилизма эволюция интрузий) особенностями магматизма (вулканизма связана изменяющегося геодинамического режима формирования геологических структур Большого Алтая - Рудного Алтая, Калба-Нарыма, Западной Калбы, Жарма-Саура и прилегающей территории России и Китая. Их образование обшей эволюшией Палеоазиатского связано океана И сложным взаимодействием Горноалтайской и Казахстанской континентальных окраин.

Каждый тип структурных зон специфического развития и глубинного строения сопровождался определенными рядами магматических формаций. В фемических зонах (над поднятиями метабазальтового слоя) развиты

преимущественно базальтоидные формации, сиалическим зонам (с увеличенной толщиной метагранитного слоя) присущи гранитоидные формации нормальной щелочности, а в зонах с промежуточным типом земной коры (на стыке континентальных окраин и в областях активизации) проявился щелочной магматизм. Различным петрохимическим типам магматитов соответствовало и разное оруденение. Дифференциация вещества всей тектоносферы явилась главной причиной геохимической специфики и рудоносности магматических формаций.

В докембрийский цикл первоначальные выплавки верхней мантии сопровождались оруденением Cr, Co, Ni, Cu, Pt. Базальтоидная магма при проникновении в более верхние части земной коры испытала процессы дифференциации с образованием в промежуточных очагах базальт-андезитриолитовых вулканитов и избыточных продуктов Fe, S, Cu, Zn, Pb, Au и др.; сформировались железорудные и колчеданно-полиметаллические месторождения.

Синколлизионные габбро-диорит-гранодиоритовые интрузии геохимически специализированы на Fe, Co, Ni, Mo, Au, Ag и др., а гранодиорит-плагиогранитовые малые интрузии и дайки, завершающие коллизионную стадию, генерировали золотое оруденение (Au, Ag, As, Sb и др.).

С более поздними внутрикоровыми гранитными магмами связаны месторождения редких металлов (Ta, Nb, Li, Cs, Be, Sn, W, Mo). На сочленении литосферных плит, ограниченных мантийными разломами, и в структурах активизации локализовались щелочногранитовые и граносиенитовые интрузии (TR, Zr, Ti, Nb, Ta).

Различие геохимической и металлогенической специализации магматических формаций в разных поясах и структурных зонах определило зональное размещение месторождений в регионе.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ ЦИРКОНИЯ В ПИЛАНСБЕРГСКОМ МАССИВЕ

Зайцев В.А.*, Пеков И.В.*, Когарко Л.Н.**

* МГУ, **ГЕОХИ РАН

Пилансберг - один из крупнейших щелочных массивов мира. Он представляет собой кольцевое вулкано-полутоническое сооружение площадью 570 км². Наиболее древними породами массива считаются красные сиениты, субсогласно прорванные красными фойяитами, слагающими ядро массива, и затем - белыми. Зеленые нефелиновые сиениты образовались позже красных и белых. После них внедрились фойяиты формации Лейдик, микрофойяиты и сиениты. Пирокластические извержения предшествовали внедрению красных фояитов и следовали за ним. Все породы прорваны тингуаитовыми дайками.

Нами изучены минералы циркония в ряде образцов пород Пилансбергского массива, собранных Л.Н. Когарко. Микрозондовые анализы были выполнены на приборе Cameca TSM-206SA, Музей Естественной Истории, Лондон.

Циркон обнаружен в образцах Pl-3, Pl-14 и Pl-13. Первые два представляют собой образцы красных фойяитов, последний - образец фойяитов формации Лейдик. Если расположить образцы по возрастанию содержания урана в цирконах, получится ряд PL-3 \rightarrow PL-14 \rightarrow PL-13, не противоречащий последовательности образования пород по геологическим данным. Содержание Th в этом ряду изменяется более сложно. Оно максимально в цирконе из образца PL-3 и минимально в цирконе из образца PL-14 (1.92 и 0.52 % ThO₂, соответственно). При этом, валовое содержание Th в породах изменяется незначительно: 76.6 и 64.0 г/т, соответственно. Объяснение видимого несоответствия - в наличии в образце PL-14 титанониобата редких земель, содержащего 3.88 % ThO₂. Эти результаты указывают на геохимическую независимость поведения U и Th в данном процессе.

В образце мелкозернистого фойяита был обнаружен эвдиалитоподобный минерал, состав которого, рассчитанный на 26 ат. Si+Nb, - (Na $_{6.88\text{-}9.44}$ Ca $_{1.22\text{-}1.72}$ K $_{0.80\text{-}1.16}$ La $_{0.01\text{-}0.35}$ Ce $_{0.13\text{-}0.34}$ Nd $_{0\text{-}0.04}$ Y $_{0\text{-}0.09}$ Ba $_{0\text{-}0.11}$)(Ca $_{3.83\text{-}4.36}$ Sr $_{1.64\text{-}2.17}$)(Mn $_{2.40\text{-}2.76}$ Fe $_{0.57\text{-}1.12}$ Mg $_{0.10\text{-}0.28}$ Zn $_{0\text{-}0.35}$)(Zr $_{2.83\text{-}2.27}$ Ti $_{0\text{-}0.18}$ Al $_{0\text{-}0.10}$)[Nb $_{0.78\text{-}1.14}$ Si $_{24.86\text{-}25.12}$... не позволяет отнести его ни к одному из известных минералов группы эвдиалита. Минерал отчетливо корродирует первичные темноцветные минералы, а сам корродируется катаплеитом, что соответствует тенденции смены полей устойчивости при понижении температуры.

В образце микрофойяита был обнаружен розенбушит. Ее формула, рассчитанная на 2 атома Si $(Ca_{1.49}Na_{1.12}K_{0.01}Y_{0.01}Mn_{0.26}Fe_{0.05})_{2.94}$ $(Ti_{0.46}Zr_{0.43}Nb_{0.01})[Si_2...$ показывает очень высокое для этого минерала содержание марганца, что соответствует Mn-специализации массива.

Таким образом, циркон ранних фаз образования массива сменяется цирконосиликатами в микрофойяитах, что отражает возрастание щелочности в процессе дифференциации магмы. Обнаруженные Оливье и Вильямсом-Джонсом в зеленых нефелиновых сиенитах эвдиалиты имеют гидротермальный генезис и не противоречат этим представлениям.

Литература:

Olivo G.R., Williams-Jones A.E. Hydrothermal REE-rich eudialyte from the Pilansberg complex, South Africa // Can. Min. 1999, vol. 37, 653-663

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ КАЛИЕВОГО ПОЛЕВОГО ШПАТА ИЗ ВЫСОКОФТОРИСТОГО АГПАИТОВОГО РАСПЛАВА

Зарайский Г.П.

ИЭМ

В куполах высоко дифференцированных литий-фтористых гранитов танталовых месторождений Орловка и Этыка в Восточном Забайкалье присутствуют своеобразные аплитовые ритмично-полосчатые пологие тела и крутые дайки, отвечающие по химическому и минеральному составу вмещающим однородным гранитам, но отличающиеся от них ритмичновнутренним строением. Полосчатость ориентирована полосчатым параллельно контакту И обусловлена многократным чередованием мелкозернистых аплитовидных слоев, преимущественно обогащенных либо либо калишпатом (часто амазонитом), либо кварцем. подчиненном количестве присутствуют литиевые слюды (циннвальдит, криофиллит) и топаз. Средний размер зерен всех этих минералов 0.1-0.4 мм. Здесь же в резком контрасте с ними встречаются отдельные крупные (до 10-15 см) призматические или таблитчатые мегакристы калиевого полевого прорастающие полосчатую мелкозернистую шпата, массу пересекающие несколько соседних аплитовых слоев. Подобные соотношения позволяют предполагать иной способ кристаллизации крупных кристаллов калишпата по сравнению с окружающим аплитом, например, из особого, богатого фтором и щелочами "флюидного расплава", который, как было показано Е.Н. Граменицким и Т.И. Щекиной (1993), может отщепляться от гранитного на заключительных стадиях магматической дифференциации и сосуществовать наряду с ним. Нами были экспериментально исследованы субликвидусной кристаллизации подобного расплава. исходного материала использовалась гаплогранитная природных минералов (Qtz - 38 мас. %, Ab - 34 %, Kfs - 28 %), к которой были добавлены фториды калия и натрия, так что исходная шихта имела состав в мас. %: SiO₂ - 45.23; Al₂O₃ - 6.68; Na₂O - 2.28; K₂O - 2.70; NaF - 14.0; KF - 29.11. Шихта набивалась в открытую Pt ампулу, которая помещалась в заваренную Pt ампулу большего размера, где находилась дистиллированная вода в количестве, равном массе шихты. Эксперимент проводили на экзоклавной установке при Р=1 кбар в режиме ступенчатого понижения температуры. Первые 7 дней поддерживали постоянную температуру 750°С. Затем температуру ступенчато снижали каждые сутки на 20°C в течение 6 дней: $720 \rightarrow 700 \rightarrow 680 \rightarrow 660 \rightarrow 640 \rightarrow 620$ °C. После заключительной выдержки при субликвидусной температуре 620°C еще в течение 6 дней производили быструю изобарическую закалку охлаждением реактора воздушно-паровой смесью до комнатной температуры. После опыта образовавшийся во внутренней ампуле столбик стекла длиной 33 мм и диаметром 5 мм разрезали вдоль, полировали и изучали на микрозонде. Состав стекла на всем протяжении столбика, кроме верхних 4.6 мм, был гомогенным: SiO₂ - 69 %,

 Al_2O_3 - 2.8 %, Na_2O - 1.8 %, K_2O - 13 %, (сумма - 86.6 % без F и H_2O). В верхней части стекло было несколько обеднено всеми компонентами, кроме Al_2O_3 . В качестве субликвидусных фаз в стекле присутствовали крупные (2-5 мм) таблитчатые кристаллы калишпата и мелкие (0.05-0.1 мм) изометричные (K_2NaAlF_6) и виллиамита кристаллы эльпасолита (NaF), составлявшие около половины объема стекла. Кристаллы калишпата хорошо ограненные, очень однородные, незональные, содержат не более 0.2-0.3 % экспериментально доказана образом, кристаллизации и необычайно высокая скорость роста кристаллов чисто калиевого полевого шпата из высокофтористого агпаитового расплава при Т = 620°C и Р=1 кбар.

ГЕОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Захаров М.Н., Иванов В.Г.

Институт геохимии СО РАН

На Северо-Востоке России щелочные базальтоиды встречаются редко. В меловом Охотско-Чукотском вулканогенном поясе (ОЧВП) к ним можно отнести некоторые покровы тыловой зоны субдукции. В Хивачском выступе докембрия Омолонского микроконтинента латиты и шошониты изучены нами в разрезе девонских эффузивов. Наибольший интерес представляют образующие омолонской ассоциации $(T-K_1)$, субвулканические малые интрузии и дайки, которые связаны с кольцевыми и разломами Омолонского Большинство радиальными мегасвода. кайнозойских щелочных базальтоидов И пикритоидов являются внутриплитными образованиями, возникшими в постсубдукционный этап развития изученной территории. К числу щелочных и субщелочных образований относятся четвертичные лавы анюйских вулканов и шлаковый Балаган-Тас (Восточная Якутия). Экзотическими субвулканические тела И пузыристые лавы щелочных пикритоидов неогенового(?) возраста, встреченные в пределах Верхнеколымского мегасвода. Родственные им образования изучены среди пострудных даек лампрофиров Карамкенского И Туромчинского золото-серебряных месторождений. По данным микрозондовых исследований в тешенитах омолонской ассоциации и в лампрофирах рудных полей в основной массе присутствует большое количество анальцима, который доминирует над плагиоклазом. Петрографической особенностью субвулканических щелочных пикритоидов является присутствие в матриксе мелких (20-30 мкм) идиоморфных кристаллов лейцита и нефелина.

В отличие от субдукционных гранитоидов и лав ОЧВП, изученные щелочные базальтоиды и пикритоиды обогащены TR, Ti, NB, Zr. Высокие суммы РЗЭ и сильное фракционирование легких лантаноидов относительно

пользу образования щелочных базальтоидов тяжелых, говорят В пикритоидов при незначительном парциальном плавлении мантийного субстрата. Наиболее высокие содержания Nb обнаружены в щелочных пикритоидах Верхнеколымского мегасвода (100 г/т) и в кварцевых латитах омолонской ассоциации (130 г/т). Минералого-геохимические исследования, выполненные на микрозонде, показали, что минералами - концентраторами Nb в изученных породах являются ильменит (86 %) и титаномагнетит (14 %). Содержание Nb в ильмените составляет 8250 г/т, в титаномагнетите – 630 г/т. Концентрация таких ильменитов россыпях может представлять практический интерес.

Эксперименты по плавлению щелочных пикритоидов, проведенные в Институте геохимии СО РАН А.Я. Медведевым, дают температуру 1300°C. Мегакристаллы высокоглиноземистого салита $(Ca_{47}Mg_{37}Fe_{16}),$ присутствующие в стекловатых пузырчатых лавах щелочных пикритоидов, кристаллизуются при температуре 1200°С. Мелкие ксенолиты шпинелевых лерцолитов, характерные для щелочных пикритоидов, кристаллизуются при температуре 1080°C. Величина отношения Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ в изученных щелочных пикритоидах составляет 0.70352. Таким образом, можно предполагать, что щелочные пикритоиды выплавлялись в слоях верхней мантии, залегающих ниже, чем горизонты мантийных пироксенитов и шпинелевых лерцолитов. По представлениям А. Рингвуда, богатые Ti, Nb, Zr щелочные базальтоиды образуются при парциальном плавлении вещества верхнй мантии на глубинах, где оксиды титана неустойчивы и переходят в выплавку (150-300 Все рассматриваемые выше щелочные базальтоиды являются производными щелочно-пикритовой магмы.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ЭЛИСЕНВААРСКОГО СУБЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА (КАРЕЛИЯ)

Иващенко В.И.

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Возраст, генезис, петроформационная принадлежность и металлогения Элисенваарского магматического комплекса, расположенного в Приладожье, - дискуссионны (Иващенко и др., 1985; Хазов и др., 1984, 1993; Свириденко и др., 1990; Иваников и др., 1996 и др.). С позиций крайних точек зрения, комплекс трактуется как свекофеннский ультраметагенный безрудный массив субщелочных меланосиенитов, сиенодиоритов (Филимонов и др., 1971), или как рифейский малоглубинный многофазный магматический плутон с алмазоносными диатремами калиевых щелочных ультрамафитов "нового семейства магматических пород – ладогалитов" (Хазов и др., 1993). геологических, геохронологических, Однако, множество минералогопетрографических, петрологических геохимических И свидетельствует о полигенно-полихронном происхождении Элисенваарского

комплекса. В его строении участвуют метасоматически измененные ранне-, поздне- и посторогенные свекофеннские магматические образования, достоверность выделения которых подтверждается изотопным датированием К-Аг (Иващенко и др., 1985; Щеглов и др., 1993), U-Рь и Рь-Рь (Иваников и др., 1996) методами, фиксирующим также термальное событие, синхронное становлению анортозит-рапакивигранитных плутонов. Возраст наиболее поздних в Элисенваарском комплексе посторогенных магматитов (биотитизированных и амфиболизированных пироксенитов, монцогаббро, лампрофиров, сиенитов и др.) равен 1775±65 млн лет (Иваников и др., 1996).

Породы комплекса, по ряду критериев относящиеся к разным фациям глубинности и щелочности, не содержат оливина, фельдшпатоидов и темноцветных минералов. В них отмечаются метасоматоза изофациального свекофеннскому метаморфизму рамы и более процессов. Широко поздних метасоматических проявлены полигенерационность минералов, постепенные метасоматические контакты, гнейсовидные, полосчатые и пятнистые текстуры, бластовые структуры, такситовое строение, совмещенные парагенезисы. Распространены также дискордантные интрузивные тела, не испытавшие метасоматических преобразований.

Формирование Элисенваарского комплекса происходило при широких вариациях параметров температуры (1300-300°С), давления (15-20 - 1-2 кбар), флюидного режима — Кв=0.02-0.7 и щелочности (>Na->K, K/Na=0.2->3.0). Резкие колебания количественно-минерального состава и особенности геохимии Ва, Sr (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr - от мантийных до коровых значений), REE (CeN/YbN=18-260), Р и др. противоречат модели фракционной кристаллизации для пород комплекса в целом и свидетельствуют, вероятно, об их гетерогенности.

Приведенные данные определяют петрогенезис рассматриваемого мультипликативный результат деятельности комплекса, центра эндогенной активности (плюма?), индуцировавшего длительной высокоградиентный метаморфизм, интенсивный метасоматоз, полихронный контрастный магматизм, завершившийся посторогенной (~1.8 млрд лет) габбро-монцодиорит-сиенит-гранитовой субщелочной формацией лампрофирами керсантит-минеттового ряда. В Ю. Финляндии формационновозрастным аналогом ЭТОГО магматизма являются посторогенные субщелочные плутоны Ова, Моссшага, Лемланд и др., а также автономные дайковые поля (Хаукивеси, Нилсиа, Каави и др.), в пределах которых выявлены алмазоносные кимберлиты (O'Brien, Peltonen, 1998).

Посторогенные магматиты в составе Элисенваарского комплекса характеризуются широким проявлением процессов "magma-mixing" и "magma-mingling", вызывавшим гибридизм, аномалии минерального состава, псевдобрекчирование и др. Дайки лампрофиров и более крупнозернистых

пород с лампрофировыми структурами, слагающих, по-видимому, штоки и сопровождающихся эруптивными и эксплозивными брекчиями, содержат многочисленные ксенолиты, гомеогенные включения и мегакристы. Видовой и качественный состав этих включений определяет их принадлежность к (P<15-20 глубинности. энстатит-шпинелевой кбар) фации микроалмазов (?) в мегакристах магнезиального биотита (Хазов и др., 1993) этого вероятно, реликтовым совмещенным вследствие являются, парагенезисом, связанным с мантийным диапиризмом или погружением изобар.

Полигенно-полихронное происхождение Элисенваарского комплекса вне связи со щелочным магматизмом, предопределяет его низкий металлогенический потенциал. С позиций плюм-геодинамики лампрофировый магматизм комплекса является благоприятным признаком возможного проявления здесь более позднего глубинного магматизма - типа кимберлитового, как это установлено в Финляндии.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В АНАЛЬЦИМСОДЕРЖАЩИХ ЛАМПРОФИРАХ З. ПРИЛАДОЖЬЯ (КАРЕЛИЯ)

Иващенко В.И.

Институт геологии Карельского научного центра РАН

В Западном Приладожье анальцимсодержащие лампрофиры развиты на побережье Ладожского озера - от г. Лахденпохья до г. Сортавала. Максимум их распространения (7 даек) - зал. Акионсалми вблизи г. Лахденпохья центральной находится над частью интенсивной положительной региональной гравианомалии, характеризующейся повышенным градиентом теплового потока и электропроводности и интерпретируемой как глубинный магматический (мантийный) диапир (Гинтов и др., 1987), или крупный невскрытый массив ультрамафитов (Афанасьев, 1999). Пространственно дайки лампрофиров ассоциируются со свекофеннскими посторогенными гранитоидами (возраст 1.8 млрд лет), прорывают их и породы рамы, метаморфизованные преимущественно в гранулитовой фации. Простирание даек 290-300°C, падение 50-80°C на северо-восток, мощность - 0.3-2.0 м, прослеженная протяженность - до 130 м. По соотношению главных породообразующих минералов - полевых шпатов, биотита, клинопироксена и амфибола рассматриваемые лампрофиры классифицируются как керсантиты, минетты и вогезиты, обогащенные апатитом (5-10 %). Минетты, изредка содержащие нацело серпентинизированный оливин, по химическому составу (MgO 9-10 %; K₂O 5-6 %; K/Na 3.0-3.1) близки крайним членам лампроитовой серии. Главные минералы лампрофиров характеризуются следующими особенностями состава (в мас. %) : биотит (f=0.36-0.48) - TiO_2 -3.63- 6.49, BaO - 2.0-6.70, SrO - 0.16-0.66; клинопироксен (f=0.24-0.37) - TiO₂

-0.33-1.71, Al_2O_3 - 4.19-10.48, CaO - 19.60-24.21, Na_2O+K_2O - 0.1-1.03, BaO - 0.01-0.06, SrO - 0.1-0.44; плагиоклаз (An - 5-15) - BaO - 0.22-1.52, SrO - 0.78-4.02, анортоклаз (Ab - 18-36) - BaO - 0.30-0.90, SrO - 0.10-1.23. Анальцим в лампрофирах выполняет оцелли, размер которых достигает 10 мм, а количество – 20 %.

Приконтактовые части даек насыщены крупными (до 3 см) ключениями анортоклаза и смоляно-черного биотита, клинопироксена, олигоклаза, апатита, имеющих резорбированную форму кристаллов и очень сходный состав с аналогичными минералами основной массы лампрофира, отличаясь магнезиальностью, глиноземистостью, незначительно повышенными титанистостью и более высокими содержаниями Ва и Sr. По совокупности признаков эти включения интерпретируются как фенокристы и ксенокристы (дезинтегранты мантийного субстрата). Состав ксенокристаллов магнезиального биотита соответствует составу слюд классической минетты, отличаясь более высокими содержаниями ВаО (до 6.7 %). Клинопироксен характеризуется минеральных включений значительными Al_{VI}/Al_{IV} (0.08-1.13)постоянством Ca/(Ca+Mg) (0.53-0.57),И что свидетельствует o стабильности температурных условий (~1000°C) существенном изменении давления при их образованиии. Почти весь глинозем в фенокристовых клинопироксенах находится в тетраэдрической $Al_{VI}=0.02-0.06$), координации $(Al_{IV}=0.14-0.26,$ a В ксенокристовых распределяется примерно поровну между Al^{VI} и Al^{IV} . Содержание жадеитового минала в пироксенах не превышает 3 %. В лампрофирах отсутствует гранат. Согласно экспериментальным и теоретическим данным (Thomson, 1974; Маракушев, 1997 и др.) минеральные включения в рассматриваемых лампрофирах соответствуют энстатит-шпинелевой фации кбар). Приуроченность ареалов (P<20 распространения лампрофиров над мантийным диапиром предопределяет возможность нахождения в них совмещенных минеральных парагенезисов, отвечающих разным фациям глубинности, в том числе, и более высокобарным, чем установлено.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГЕЛИЯ В ЗОНАХ КОНТАКТА ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ И ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Икорский С.В., Каменский И.Л., Нивин В.А. ГИ КНЦ РАН

Изотопные исследования Не, проведенные в палеозойских щелочных интрузиях Кольского полуострова, выявили широкие (3 порядка величины) вариации отношения ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ - от практически радиогенных ($n\cdot 10^{-8}$) до (2-3, 3)· 10^{-5} . Последние в 2-3 раза превышают этот показатель в верхней мантии. Высокие значения ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ установлены в интрузиях Себльявра, Ковдора,

Турьего Мыса, Вуориярви), низкие - в Хибинском и Ловозерском массивах. Салмагора и Озерная Варака занимают промежуточное положение. Возможной причиной низких ³Не/⁴Не-отношений в Хибинах и Ловозере может являться длительная кристаллизация этих крупных массивов, сопровождаемая с одной стороны интенсивной дегазацией расплавов и потерей мантийного Не, а с другой - наработкой радиогенного ⁴Не за счет распада U и Th, содержащихся в магме. В результате, при кристаллизации во флюидные включения может захватываться Не, изотопный состав которого будет отличаться от состава Не, пришедшего с магмой. Это отличие прямо зависит от времени нахождения расплава в магматической камере и содержания в нем U и Th. С целью проверки такого предположения, в контактах трех массивов различных размеров (в скобках - площади массивов, км²) - Хибинском (1327), Ловозерском (650) и Озерная Варака (0.8) - изучен изотопный состав Не, извлекаемого из флюидных включений дроблением. Исходным являлся тезис, что внедрение расплавов сопровождается отделением от них флюидов, которые во вмещающих породах образовывали вторичные включения с Не, близким по изотопному составу к поступившему с магмой. В то же время в породах крупных массивов при их длительной кристаллизации может консервироваться Не с уже измененным изотопным отношением. Результаты подтвердили эти ожидания. В фенитах экзоконтакта небольшого массива Озерная Варака отношение ³He/⁴He имеет тот же порядок, что и в ийолитах эндоконтакта (n·10⁻⁶). В хибинских фенитах величина ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ составляет (4-8)·10⁻⁷, что в 2-3 раза превышает таковое в граничащих с фенитами трахитоидных хибинитах массива. В фенитах зоны контакта Ловозерского массива, отличающегося наиболее высокими средними содержаниями U и Th, максимальные значения ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ равны $1 \cdot 10^{-}$ ⁶. Это более чем на порядок выше значений ³He/⁴He в нефелиновых сиенитах Полученные подтвердили результаты эндоконтакта. возможность консервации в породах экзоконтакта интрузий гелия с изотопным составом, соответствующему составу Не во внедрившихся расплавах, в то время как процессы, происходящие в магматической камере, привели к изменению ³He/⁴He в кристаллизующихся породах. Эти данные подтверждают также представления о больших различиях в длительности кристаллизации крупных и мелких щелочных интрузий (Кравченко, 1996).

СЛОЖНОЕ СТРОЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ЗАРНИЦА *Илупин И.П.*

ЦНИГРИ

Все крупные кимберлитовые трубки Сибирской провинции имеют сложное строение, образованы кимберлитами нескольких разновидностей. Исключение – трубка Зарница, одна из наиболее крупных в провинции (560 х 520 м), которая до последнего времени рассматривается как практически

однородная, сложенная в верхних горизонтах (до глубины 450 м) автолитовой брекчией. Действительно, по внешним признакам (окраска, текстурно-структурные особенности) выделить разновидности затруднительно.

В результате анализа ильменита (микрозонд, ЦНИГРИ) из разных частей трубки обнаружено разное среднее содержание хрома — от 0.66 до 0.97 % Cr_2O_3 . Образцы кимберлита (35 штук), отобранные из шурфов по квадратной сетке 80×80 м, проанализированы флюоресцентным рентгенорадиометрическим методом (ЦНИГРИ). Выяснено, что концентрации в кимберлите титана, марганца, циркония и ниобия растут в направлении с CB на ЮЗ, содержание лантана — с СЗ на ЮВ; содержания хрома наиболее высоки в центральной и южной частях трубки. В общем, южная часть трубки обогащена перечисленными компонентами, а также ильменитом (по данным дробленых проб).

Фрагме	Ильменит	TiO ₂ ,	MnO,	Zr,	Nb,	La,	Cr,
HT	,	%	%	Γ/T	Γ/T	Γ/T	Γ/T
трубки	мас. %						
Север	0.65	1.92	0.077	89.8	113.0	70.7	399
Юг	1.06	2.03	0.094	104.4	128.9	82.7	439

Образцы с повышенными концентрациями стронция в основном приурочены к участкам интенсивного развития целестина и стронцианита. Отсутствие корреляции стронция с титаном, цирконием и ниобием не противоречит гипотезе о привносе стронция из вмещающих пород.

Отсутствие четких границ между участками, различающимися по содержаниям минералов и компонентов, вероятно, объясняется тем, что при внедрении очередной порции магмы предшествующая еще не консолидировалась; это облегчило интенсивное перемешивание материала. Подобные примеры описаны в литературе, в частности, для кимберлитов Лесото.

СООТНОШЕНИЯ МАЛЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КИМБЕРЛИТАХ СИБИРИ

Илупин И.П.

ЦНИГРИ

Обработаны результаты анализа (на макро- и микрокомпоненты) 122 образцов кимберлитов Сибири. Выборка разделена на 19 групп (объектов), отвечающих кимберлитовым полям или их фрагментам. Для каждого из объектов вычислены средние арифметические значения, для этих значений подсчитаны коэффициенты корреляции. Приводим коэффициенты

корреляции, связывающие показательные элементы кимберлитов с малыми и редкими элементами.

Наиболее сильную связь с малыми и редкими элементами обнаруживает фосфор; лишь для скандия и иттрия связь с калием более сильная, чем с фосфором. Но не следует делать вывод, что все эти элементы присутствуют в кимберлите в составе апатита. Стронций входит в карбонат; барий — в карбонат и слюду; цирконий и ниобий — в ильменит и перовскит. Кроме того, как показали петрографические исследования, нередко модальное количество апатита (наблюдаемое в шлифах) значительно ниже его нормативного (по фосфору) содержания. Фосфор следует рассматривать как наиболее чувствительный показатель обогащенности кимберлитов литофильными редкими элементами.

	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	K ₂ O	P_2O_5
Sr	0.398	0.264	0.300	0.509	0.767
Ba	0.564	0.300	0.396	0.582	0.767
Sc	0.660	0.703	0.628	0.816	0.750
Y	0.699	0.605	0.575	0.841	0.749
La	0.365	0.214	0.504	0.454	0.845
Th	0.496	0.291	0.492	0.583	0.833
U	0.573	0.334	0.675	0.576	0.797
Zr	0.551	0.568	0.584	0.724	0.848
Hf	0.604	0.641	0.593	0.778	0.782
Nb	0.593	0.216	0.523	0.500	0.744
Ta	0.624	0.273	0.585	0.386	0.648

Сопоставление концентраций отдельных компонентов позволяет выявлять геохимическое своеобразие отдельных кимберлитовых полей Сибирской провинции. Наиболее яркий пример – аномальная обогащенность кимберлитов Харамайского поля фосфором, цирконием и гафнием.

НЕОБЫЧНЫЕ ПРОДУКТЫ МАНТИЙНОГО МЕТАСОМАТОЗА В КСЕНОЛИТАХ ШПИНЕЛЕВЫХ ПЕРИДОТИТОВ ИЗ КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Ионов Д.А.*, Приходько В.С.**

Метасоматизм является важным фактором обогащения литосферной мантии некогерентными элементами. Наиболее обычными продуктами

^{*}Университет г. Ниигата, Япония, **ИТиГ ДВО РАН

метасоматических процессов в мантийных ксенолитах являются амфибол и слюда, концентрирующие щелочи, Ва, Nb и другие высокозарядные элементы. Напротив, в ксенолитах шпинелевых перидотитов из кайнозойских вулканических построек Дальнего Востока России (вулкан Бархатный) вместо амфибола и слюды, обнаружены продукты метасоматического преобразования шпинели и ортопироксена, представленные щелочным полевым шпатом и оксидами титана. Эти минералы в ассоциации с вторичным оливином образуют тонкозернистые агрегаты, располагающиеся в интерстиционном пространстве между корродированными зернами шпинели и ортопироксена.

Химический состав полевых шпатов существенно варьирует, причем содержание K_2O колеблется от 0.2 до 11.2 %, а отношение (K+Na)/(K+Na+Ca) изменяется от 0.3 до 1.0. Богатые калием полевые шпаты содержат повышенные количества TiO_2 (0.2-0.6 %). Оксиды титана представлены рутилом, армалколитом (раннее установленным только в кратонных перидотитовых ксенолитах) и пикроильменитом. Ильменит содержит 10.7 % MgO, 1.8 % Cr_2O_3 и 0.22 % ZrO_2 . Суммарное содержание ZrO_2 и Nb_2O_5 в рутиле и армалколите превышает 4 %.

Необычный минералогический состав этой ассоциации и набор редких элементов в них является результатом особого типа метасоматоза в мантии и может быть связан с обогащенными щелочами флюидами или расплавами с низкой активностью воды (возможно из-за высоких CO_2/H_2O отношений).

Исследование Sr-Nd изотопной системы в метасоматически измененных ксенолитах шпинелевых перидотитов, включающие анализы акцессорного полевого шпата и породы показывают, что процесс преобразования глубинных пород не имеет никакой связи с флюидами из зон субдукции. полученным Согласно данным, источник флюидов, вызвавших метасоматическое преобразование мантийных ксенолитов, близок источнику внутриплитных щелочных базальтов (OIB).

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЩЕЛОЧНОЙ СЕРИИ ОСТРОВА ФЕРНАНДО ДЕ НАРОНЬЯ

Казакова А., Когарко Л.Н.

ГЕОХИ, Москва

Архипелаг Фернандо де Наронья находится в координатах 3°15′ ю.ш., 32°15′ з.д. на расстоянии 345 км от побережья Бразилии. В тектоническом отношении архипелаг приурочен к зоне разлома. Согласно одной из тектонических концепций данная структура трактуется как след "горячей точки". Наиболее обширной сводкой данных по геологии является монография Алмейды (1955), в соответствии с которой, в настоящее время принято следующее формационное расчленение вулканитов:

- формация Ремедиос самая древняя. Представлена наиболее фракционированными породами - фонолитовыми и трахитовыми штоками.

- формация Кишаба, средняя по возрасту. В толщах формации идет пареслаивание фоидитовых (Ol меланефелинитовых) потоков со слоями пирокластики того же состава.
- формация Сан Жозе, самая молодая. Представлена лавовыми потоками нефелиновых базанитов. Характерной особенностью пород этой формации является широкое распространение в них включений ультаосновных пород, трактуемых как мантийные нодули.

На основании полученных данных и построенной классификационной диаграммы в координатах Si-(Na+K) мы выделяем две ветви фракционирования исходных магм: в сторону кварц-нормативных трахитов и недосыщенных кремнекислотой фонолитов (формации Ремедиос). Первичные магмы представлены фоидитами, базанитами, трахибазальтами и пикритами формаций Кишаба и Сан Жозе (рис. 1).

Было проанализировано 17 образцов на петрогенные и редкие элементы. Исследования показали, что с ростом содержания SiO₂:

- 1) заметно растут содержания Al_2O_3 , Na_2O+K_2O , Sr, Th. Слабая тенденция к росту отмечается у ZnO, неопределенно поведение CuO;
- 2) значительно падают содержания MgO, FeO, Fe $_2$ O $_3$, (причем f= FeO/FeO+MgO pactet) CaO, MnO, TiO $_2$, P $_2$ O $_5$, элементов группы железа Ni, Co, Cr, V, Sc, Ba.

Содержания редкоземельных элементов (Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Lu) закономерно падает с ростом концентраций кремнекислоты. Уменьшение содержаний MgO, FeO, Fe₂O₃, CaO, TiO₂ элементов группы железа и рост концентраций Al_2O_3 , Na_2O+K_2O , Sr с увеличением кремнекислотности объясняется оливин-пироксен-титаномагнетитовым контролем дифференциации первичных фоидитовых расплавов. Это согласуется с широким развитием ксенолитов кумулятивного типа, содержащих оливин, клинопироксен, титаномагнетит, апатит и флогопит.

³Не, ПЛЮМ, ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ И КАРБОНАТИТЫ, (ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

Каменский И.Л., Икорский С.В., Шарков И.В.

ГИ КНЦ РАН

При изучении содержаний и изотопного состава Не в породах и минералах палеозойских интрузий, начиная с 1983 года (около 1000 анализов), были установлены значения отношения ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ вплоть до $33 \cdot \text{E}^{-6}$, что в 3 раза превышает таковое для верхней мантии, при рекордной для доступных экспериментальному изучению геологических объектов нашей планеты концентрации захваченного ${}^{3}\text{He}{=}4 \cdot \text{E}^{-9}$ см 3 /г в рудных пироксенитах и оливинитах Себльявра, это в 100000 раз выше того, что могло быть накоплено за 400 млн лет за счет ядерных реакций на литии.

Этот гелий был доставлен из нижней мантии плюмом, который собой гиганский газо-паровой "пузырь" крайне представляет незначительным количеством твердого вещества нижней мантии. То обстоятельство, что палеозойские интрузии Кольского полуострова есть "горячее пятно" на континенте, было впервые высказано Митчелом и Гарсоном (1981) и основывалось на наблюдении Т. Ф. Шульги (1976), уложившей относительно мелкие, по сравнению с Хибинами и Ловозером, массивы девонского возраста на почти концентрические окружности с центром в Хибинах. Ю. Пушкарев (1986), анализируя данные по изотопии Sr, пришел к выводу, что щелочной магматизм - есть проявление "горячих пятен" (плюмов) на континентах. Наши данные однозначно показывают, что все из 10 исследованных массивов содержат Не нижней мантии. Этот Не легко выделяется при дроблении образцов в вакууме. Для 5 образцов из Ковдора и Себльявра была установлена нижнемантийная природа Ne (Б. Марти, 1998).

Плюмы - есть физическое воплощение процесса дегазации Земли, математически разработанной, например, в модели И. Я. Азбель, И. Н. Толстихина (1989). Они всплывают из глубин Земли наподобие газопаровых пузырей. Первоначально он наиболее интенсивно охватил пространство, занимаемое теперь верхней мантией, и на рубеже AR-PR, когда "тектоника плюмов сменилась на тектонику плит" (Когарко, 1995), оно оказалось дегазированным - образовались океаны и атмосфера. Дегазация пространства, занимаемого ныне нижней мантией, шла медленнее и в ней сохранность летучих значительно выше, где Не, как незначительная примесь, но со значением ³He/⁴He более высоким, чем для верхней мантии. Летучие стремятся сгруппироваться и обособиться от силикатного материала и, когда их масса достигает некого критического значения, образовавшийся "пузырь" всплывает из-за гораздо меньшей плотности воды и газов по отношению к силикатам. Упираясь в земную кору, "пузырь" либо ее довольно легко прожигает (под океанами), и летучие большей частью дренируются в атмосферу, либо, как в нашем случае, под мощной континентальной корой Кольского п-ва от центральной точки, над которой миллионов через 50-60 лет возникнет Хибинский массив, расползается по сторонам, насыщая летучими обедненное вещество верхней мантии, метасоматически преобразуя его и, оказывая давление на это препятствие снизу, вынуждает жесткую континентальную кору раскалываться по кольцевым разломам последовательно от периферии к центру (они не достигали поверхности, а затухали ниже 10 км). Первым было кольцо, где находится массив Сокли. Как только разлом приоткрылся снизу, туда устремился расплав из подкорового пространства, снимая воздымающую поддержку ближайшего к нему участка коры, кора раскалывается по кольцу меньшего радиуса, расплав в первом кольце оказывается в ловушке под сверхвысоким давлением, прорывается вверх в ближайшем к дневной поверхности месте кольца в виде

диапира и останавливается, как только гравитационной мощности оседающего блока не хватит продавливать его выше. Таких событий было 4, с формированием Хибин на завершающем этапе.

В мире нет щелочной провинции равной по масштабам Кольской, и измеренные концентрации нижнемайтийного Не здесь рекордно.

ИЗОТОПНЫЕ ИСТОЧНИКИ БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА ОСТРОВА МАДЕЙРА

Карпенко С.Ф.*, Бибикова Е.В.*, Мато Ж., Когарко Л.Н.* *ГЕОХИ

Остров Мадейра расположен в центральной части Атлантического океана. Он сложен шестью разновозрастными вулканогенными комплексами, сформированными в интервале около 15 млн - 10 тысяч лет. На острове резко преобладают базальты щелочного и толеитового рядов и их вулканогенно-осадочные аналоги, дифференцированные разности исключительно редки.

Были проведены изотопные определения (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb системы) источников магматизма острова Мадейра. Исследования показали что из всех островов мирового океана породы острова Мадейра характеризуются наиболее деплетированными источниками в отношении систем Rb-Sr и Sm-Nd (87Sr/86Sr - 0.7282-0.70292, 143Nd/144Nd - 0.52303-0.51314). Изотопный состав свинца изученных проб свидетельствует о несколько обогащенном радиоактивными элементами резервуаре магматизма острова Мадейра (206Pb/204Pb - 18.384-19.258, 207Pb/204Pb - 15.465-15.633, 208Pb/204Pb - 38.333-39.377). Отношения - U/Pb и Th/Pb в нем выше чем в Земле в целом. Развивается гипотеза смешения резко деплетированного источника типа МОRB с компонентом типа HIMU. Соотношения редких элементов в базальтах острова Мадейра (Ba/U, La/Nb, Ba/Nb и др.) также согласуется с гипотезой смешения двух резервуаров, один из которых формировался в процессах погружения океанической коры в мантию.

ICP-MS ГЕОХИМИЯ И Sr-Nd ИЗОТОПИЯ МАНТИЙНЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

Карпухина Е.В., Первов В.А, Кондрашов И.А. ИГЕМ

Геохимия мафит-ультрамафитовых венд-кембрийских пород западного склона Урала - индикатор условий глубинного магмообразования в эпоху позднепротерозойско-раннепалеозойской активизации Земли. Впервые полученные данные по редким (включая редкоземельные) элементам, а также изотопные (Sr, Nd) характеристики позволили оценить обстановку формирования и состав их мантийных источников.

Изученные породы (субщелочные базальты бассейна р. Вильва и г. Благодать, пикриты р. Кусья и щелочные керсутитовые габбро бассейна р. относятся К умеренно-щелочной серии, характеризуются повышенной титанистостью (ТіО2 1.8-4.7 мас. %) и присутствием до 3 % нормативного нефелина. Для всех проанализированных образцов содержания Cr, Ni, Co, Sc, V, а также Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, REE, Th и U показывают хорошую корреляцию с MgO, что свидетельствует об устойчивости этих элементов в постмагматических и вторичных процессах. Сопоставление геохимических особенностей изученных мафит-ультрамафитов показало, что они образуют компактную группу пород близкими довольно c характеристиками и имеют высокие содержания некогерентных элементов и высокое (La/Yb)_n=15-25. Их составы тяготеют к полям щелочных базальтов континентальных обстановок, указывая на внутриплитную природу магматитов западного склона Урала. Все изученные мантийные породы имеют довольно близкие Nd изотопные характеристики, типичные для пород внутриплитных континентальных обстановок. Величина вNd составляет от +2.7 для пикритов до +5 для щелочных габбро. Первичные изотопные $(^{87}Sr/^{86}Sr=0.703607)$. кусьинских пикритах стронция В отношения базальтах (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.702970) и чикманских вильвенских субщелочных $(^{87}Sr/^{86}Sr=0.702726)$ габбро щелочных соответствуют нормальному мантийному тренду.

Таким образом, на основании полученных геохимических и изотопных данных, а также, учитывая современные представления об истории развития Урала, можно сделать вывод о том, что исследованные венд-кембрийские мантийные породы западного склона Урала могли формироваться в условиях внутриплитного рифтогенеза. Для всех изученных пород предполагаются сходные по составам мантийные источники.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 98-05-64680).

ИЗОТОПНЫЕ ИСТОЧНИКИ И ГЕНЕЗИС ЦИРКОНИЕВЫХ РУД ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА (ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ)

Карпушина В.А., Гриненко В.А., Когарко Л.Н. ГЕОХИ РАН

Изотопный состав серы δ^{34} S+0.8‰ циркониевых руд Ловозерского щелочного массива (эвдиалититов) находится в диапазоне значений, характерных для неконтаминированного мантийного источника. Исследования показали резкое преобладание восстановленных форм серы в эвдиалите, что отражает значительное обогащение двухвалентной серой щелочной магмы Ловозерского массива, равновесие SO_4^{2-} +5 H_2 = H_2 S+4 H_2 O сдвинуто в правую сторону. Рассчитанное, на основании соотношения форм серы, значение фугитивности кислорода формирования эвдиалитовых руд составляет +0.5 логарифмических единиц по отношению к буферной смеси

QFM. Оценка изотопного состава различных форм серы дала возможность рассчитать температуру формирования месторождения циркония Ловозерского массива -1180±180°C, что говорит о магматическом, а не метасоматическом (как это предполагалось ранее) генезисе эвдиалитовых месторождений.

ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Когарко Л.Н.

ГЕОХИ РАН

Щелочной магматизм в истории Земли возник на рубеже 2-2.7 млрд лет (граница архей-протерозой). С этим рубежом связана резкая смена геодинамического режима нашей планеты: тектоника плюмов сменилась тектоникой плит. Именно на этом этапе сформировалась кислородная атмосфера Земли, что явилось следствием жизнедеятельности живого вещества. Глобальные проявления тектоники плит на рубеже архейпротерозой вызвали субдукцию уже значительно окисленной океанической коры, содержащей повышенные концентрации летучих компонентов (Н2О, СО2), что, в свою очередь, привело к вовлечению в мантийные циклы этих компонентов. Взаимодействие кора-мантия не только привело к увеличению содержания летучих компонентов в мантии, потерявшей летучие вещества в процессе высокотемпературной аккреции на ранних этапах развития, но и вызвало окисление мантийного флюида, состоявшего в допротерозойское время в основном из метана и водорода. Проведенные нами расчеты подтверждают возможность повышения окислительного потенциала мантии до буфера QFM в результате субдукционных процессов. Появление в мантии окисленной флюидной фазы $(H_2O,$ CO_2), способствовало крупномасштабных метасоматических процессов, так как именно окисленная способна растворять и переносить огромное силикатного материала и особенно щелочных и редких литофильных элементов. Восстановленная атмосфера инертна и не способна переносить вещество в условиях верхней мантии. Процессы окисления атмосферы Земли, а затем и флюида мантии на границе архей-протерозой привели к глобальным метасоматическим перемещениям вещества щелочных магм, обогащенных рудными литофильными элементами.

РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КЛИНОПИРОКСЕНАХ В.ГРЕНЛАНДИИ

Когарко Л.Н., Турков В.А.

ГЕОХИ

С помощью ионного микрозонда были получены данные по распределению редкоземельных элементов в 5 клинопироксенах из пикритов

Восточной Гренландии. Эти данные демонстрируют, что клинопироксены региона более обогащены REE по сравнению с пироксенами MORB. Клинопироксены В. Гренландии обогащены кальцием, что, согласно исследованиям McKay et al. (1986), облегчает вхождение REE в структуру минерала. Отсутствие Еи аномалии в спектре редких земель для исследованных пироксенов согласуется с их более ранней кристализацией относительно плагиоклаза.

Используя концентрации REE в одном из исследованных пироксенов были расчитаны коэффициенты распределения для некоторых элементов. Наши данные хорошо согласуются с литературным материалом (Hart, Dunn, 1993). Тем не менее, данные для тяжелых REE существенно ниже по сравнению с данными Hart ,Dunn,(19993) которые были получены для щелочных базальтов. Возможно это связано с более высокой температурой кристаллизации клинопироксенов в пикритах В. Гренландии.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ (Sr, Nd) КЛИНОПИРОКСЕНОВ ИЗ ПОРОД ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ-ПАЛЕОГЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ ТРАХИБАЗАЛЬТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРО-СИЕНИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

Колосков А.В.*, Флеров Г.Б.*, Голубев В.Н.** $*ИВ\Gamma u\Gamma$, **ИГЕМ

Использование монофракций при изотопных исследованиях позволяет, с одной стороны, проводить более корректные сопоставления полученных материалов, а, с другой, - открывает дополнительные возможности для их интерпретации. Авторами на базе лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ было проведено исследование изотопного состава Sr и Nd в 16 монофракциях клинопироксенов и 2-х валовых пробах из различных пород вулкано-плутонической трахибазальт-пироксенит-габбро-сиенитовой формации позднемелового-палеогенового возраста, расположенной в пределах Центральной Камчатки.

Клинопироксены являются сквозными минералами практически для всех пород изученной формации. Среди них выделяются две разновидности: диопсиды и салиты. Диопсиды присутствуют преимущественно в пироксенитах и в небольшом количестве в субщелочных и калиевых щелочных базальтоидах. Салиты распространены в габброидах, монцонитах и сиенитах, а также обычны во всех породах вулканогенной фации.

Полученные изотопные данные были прокорректированы на T=50 млн лет. В ряду перехода от магнезиальных (Mg# 84-88), высококальциевых (Ca0=23.6-23.9 %) диопсидов к относительно железистым (Mg# 72-78) и менее кальциевым (Ca0=22-23 %) салитам наблюдается последовательное уменьшение Sr-изотопных отношений (от 0. 70372 до 0. 70327) и возрастание отношения 143 Nd/ 144 Nd (от 0. 512861 до 0. 513033). Параллельно происходит

увеличение содержания Sr (от 37.4 г/т до 85.4 г/т) в клинопироксенах и возрастание - К (от 0.03 до 5.23 %) в породах, из которых были проанализированы монофракции. Однотипная эволюция геохимических и изотопных составов пироксенов наблюдается как в вулканической, так и в плутонической фациях рассматриваемой формации, что свидетельствует о генетическом родстве этих образований и едином источнике родоначальных расплавов. Ранее (Флеров, Колосков, 1976; Федоров, Дубик, 1990) были высказаны соображения о том, что породы рассматриваемой формации относятся к островодужному типу вулканитов. Позднее (Колосков и др., 1999) в отношении калиевой щелочной ассоциации этой формации было сделано предположение, что она относится к ряду лампроитоподобных пород внутриплитного геохимического типа и характеризует обстановку начинающегося рифтинга в островодужной системе. Интервал колебаний Srизотопных отношений в пироксенах рассматриваемой формации полностью соответствует таковому в островодужных вулканитах Камчатки плиоценчетвертичного возраста. Отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в клинопироксенах более низкие, чем в большинстве островодужных вулканитов и сходны с таковыми в позднекайнозойских базальтоидах внутриплитного геохимического типа Камчатки

Таким образом, изотопные данные хорошо согласуются геохимическими. Изменение изотопных характеристик при переходе от диопсидов к салитам при параллельном возрастании щелочности пород быть связано этапами последовательного ощелачивания c соответствующих магматических расплавов сначала в магматическую, а затем в постмагматическую стадию их эволюции.

ГЕОХИМИЯ РУДНЫХ ПИРОКСЕНИТОВ ЗАДОЙСКОГО ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО ИНТРУЗИВА

Конев А.А., Конева М.А.

ИЗК СО РАН

Задойский интрузив расположен в краевой части Сибирской платформы в 80 км от Иркутска. Возраст его составляет 600-700 млн лет. Это крутонаклоненное изогнутое в плане тело длиною около 2 км и мощностью 200-500 м. Колонковая скважина глубиною 960 м не вышла из его пределов. Рудные пироксениты рассечены жильными телами ийолитов, фойяитов, щелочных сиенитов и карбонатитов. Интрузив расслоен на две части: в верхней находятся перовскитовые рудные пироксениты, а в нижней, более мощной - ильменит-титаномагнетитовые. Те и другие содержат 6-8 % апатита. Предполагается, что расслоение произошло на магматической стадии.

Геохимические различия двух типов пироксенитов прежде всего проявляются в содержании редкоземельных элементов, концентраторами

которых являются перовскит и, в меньшей мере, апатит. Перовскитовые пироксениты по сравнению с ильменитовыми значительно обогащены почти всеми РЗЭ (чнм):

La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Но	Er	Yb	Y	
990	1760	930	100	50	100	100	50	30	3	65	(перов- скитовые)
94	255	150	33	10	40	50	10	30	3	34	(ильме- нитовые)

Уже **P39** интрузива процессе магматического расслоения сконцентрировались в верхнем слое и при консолидации вошли в состав перовскита. Перовскитовые пироксениты обогащены также ниобием (218 и 44 чнм), цирконием (390 и 307) и торием (25 и 6), а беднее барием (50 и 195) и ванадием (97 и 191), в то время как многие другие элементы содержатся примерно в равных количествах: стронций - 595 и 596, никель - 29 и 35, кобальт - 68 и 72, хром - 65 и 55, цинк - 86 и 95, иттрий - 28 и 25, хлор - 288 и 282. Содержание vрана обоих типах оказалось В ниже чувствительности (менее 6 чнм).

Доказательством того, что оба типа пироксенитов не испытали никаких существенных метасоматических преобразований является зональность пироксенов: микрозондовые исследования показали рост магнезиальности от центра к краям и уменьшение в том же направлении железистости, глиноземистости и титанистости.

Минеральные изменения в пироксенитах связаны лишь с жилами щелочных пород и носят ограниченный характер. Пироксены эгиринизируются, и в породах развит комплекс вторичных минералов: нефелин, канкринит, натролит, анальцим, пренит, анкерит, барит, стрональсит, банальсит и др.

Sr-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМА ГРАНИТОИДОВ И ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКА РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ

Костицын Ю.А.

ИМГРЭ

Отрицательная корреляция между изотопными отношениями неодима и стронция в породах земной коры, в том числе и в гранитоидах разного типа, может с одной стороны отражать смешение различных источников вещества при их формировании, с другой — характеризует общее направление фракционирования вещества при отделении вещества коры от мантии. Очевидно, Sm/Nd и Rb/Sr отношения в этом процессе изменяются в

противоположных направлениях и в главных резервуарах Земли обратно коррелированы.

Однако в самих гранитоидах зависимость между Sm/Nd и Rb/Sr отношениями противоположна: в дифференцированных гранитоидах, в том числе редкометальных, наблюдается совместный рост Sm/Nd и Rb/Sr отношений. Из этой зависимости следуют весьма существенные следствия. Положительная корреляция между Rb/Sr и Sm/Nd в дифференцированных гранитоидах не унаследована от источника (т.к. такого источника на Земле не известно), а возникает в процессе их образования. Для редкометальных гранитов этот вывод имеет особый смысл: очевидно, нет специального "рудного" источника для этих гранитов, но есть процесс, порождающий рудоносные граниты из обычных магм I- и S-типа. Гранитоиды с высокими Rb/Sr отношениями сами не служат источником для других, более молодых пород, и в частности, граниты не возникают в результате переплавления гранитов.

Rb/Sr отношение чувствительный индикатор дифференцированности магматических пород, а начальный изотопный состав неодима – столь же отчетливый индикатор смешения мантийного и корового вещества в их источнике. Дисперсия изотопного состава неодима в сильно дифференцированных гранитах в несколько раз меньше, чем в более примитивных породах. Т.к. своего особого источника у этих гранитов нет, это означает, что наиболее активно процесс дифференциации гранитных расплавов протекает лишь при определенных соотношениях мантийным и коровым веществом в источнике. В чисто коровом источнике, так же как и в преимущественно мантийном, высокодифференцированные Объяснить образуются. гранитоиды такие соотношения образованием гранитных расплавов в результате плавления пород коры под действием базитовых интрузий. Кислый расплав не только получает энергию от основного для дальнейшей эволюции, но и частично обменивается веществом с базальтовой магмой, что отражается на изотопном составе неодима, стронция и других элементов в сосуществующих расплавах. При этом сама возможность возникновения редкометальных расплавов слабо зависит от состава корового субстрата: они в одинаковой мере могут образовываться в результате эволюции расплавов как S-, так и I-типа.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЭТЫКИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Котельникова З.А.*, Ковальский А.М.**, Котельников А.Р.**

*ИЛ РАН, Москва, **ИЭМ РАН, Черноголовка

Этыкинский массив является частью многофазного Олдандинского плутона, его завершающим интрузивным комплексом (Бескин и др., 1994). Амазонитовые граниты прорывают слабометаморфизованные

ороговикованные осадочные породы нижней-средней юры. Выделяют три представленные возрастные группы пород, соответственно: преимущественно мелкозернистыми порфировидными криофиллитамазонит-альбитовыми ("краевая фация"), овоидофировыми альбитовыми гранитами (90 % объема массива) и жильными образованиями. К апикальной части приурочено месторождение тантала. С глубиной лепидолит- содержащие породы сменяются альбитизированными гранитами с мусковитом. Среди породообразущих минералов представлены полевые шпаты (в т.ч. амазонит), биотит, мусковит, лепидолит и др. литиевые слюды, топаз. Характерно повышенное содержание F (в среднем 2300 г/т), Li (500), редких и щелочей, низкая концентрация Са и Мд, - все это свидетельствует о глубокой дифференциации расплава. В слюдах содержание Li и F растет от, соответственно, 0.3 и 1.5 в биотите до 0.5-1.2 и 1.8-2.3 в мусковите, и 3.6-4.0 и 6.4-8.1 % в лепидолите. Обогащение поздних минералов фтором говорит о накоплении его во флюидной фазе, а это, в свою очередь, - о высокой (более 8 %) концентрации F в расплаве (Webster, 1990).

Расплавные включения в минералах, как правило, не сохранились. Наблюдаются следы вскрытия и преобразования их. Большое количество поздних флюидных включений (ФВ) по частично залеченным трещинам не дает возможности надежно идентифицировать первичные ФВ. Отнесенные по текстурным признакам к самым ранним (первичным?), ФВ содержат низкоконцентрированные растворы 0.8-3.5 % NaCl-экв; среди первичновторичных ФВ выделены водно-солевые и водно-уклекислотные, содержащие соответственно 1.0-13 % и 0.5-1.0 % NaCl-экв и 10-50 мол. % СО₂. Вторичные ФВ также содержат растворы соли близкой концентрации и углекислоту.

Проведено химическое и рентгеновское исследование щелочных полевых шпатов. Показано их обогащение Rb. По структурному состоянию их можно отнести к серии микроклин - низкий альбит, что свидетельствует о развитии процессов низкотемпературной гидротермальной рекристаллизации пород.

Весь комплекс полученных результатов позволяет утверждать, образованиие пород проходило при 650-400°C и давлении 1-3 кбар, при Процессы неоднократных сбросах давления. калишпатизации сопровождались смешением ювенильных грейзенизации растворов существенно углекислотными флюидами. Роль воды во флюиде при этом падала и, при высоких щелочности и отношении µК/µNa, в растворе появлялась фаза эгирина. Высокотемпературные гидротермальные растворы, непосредственно связанные с магматическим очагом, участвовали, повидимому, в процессах альбитизации. Солевой состав выделяющихся при дегазации флюидов наследовался гидротермальными растворами, чего нельзя сказать о газовой составляющей.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 99-05-65225.

ГЕОХИМИЯ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТОВ МАССИВА-ГИГАНТА ТОМТОР (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Кравченко С.М.

ИГЕМ

Щелочно-ультраосновной комплекс Томтор (S=250 км²) включает в центральной части крупнейший карбонатитовый комплекс. Установлено, что в центральной части массива залегает 300-метровая толща вулканитовкамафугитов (округлый блок диаметром 6-7 км) интрудированная карбонатитами и частично метасоматически послойно ими замещенная (Кравченко, Заманский, 2000). Неизмененные вулканиты венанцитам (Италия). Большая часть их интенсивно изменена процессами карбонатизации, флогопитизации, франколитизации, хлоритизации... Подчинены вулканиты орендитового семейства, и породы, близкие к щелочным трахитам. На вулканиты, интрудированные и частично замещенные карбонатитами, дважды наложены процессы образования коры выветривания. Однако оруденение, т. н. "нижнего рудного горизонта" в основном, не с процессами корообразования, связано, предполагалось ранее, а с гидротермальным привносом REE и Nb в процессе метасоматоза. Это доказывается четырьмя независимыми методами:

- 1) отсутствием корреляции между пористостью пород и содержанием полезных компонентов в интервале 300 м;
- 2) приуроченностью максимальных содержаний REE и Nb к определенным структурным поверхностям толщи вулканитов;
- 3) температурами образования карбонатов, сульфидов и пирохлора (до 350°C), определенными по трем изотопным геотермометрам (Kravchenko, Pokrovsky, 1995);
- 4) температурами гомогенизации флюидных включений некоторых минералов коры выветривания (Аплонов, Эрлих, 1981).

Изотопные отношения 87 Sr/ 86 Sr свидетельствуют о мантийном происхождении стронция. Калиевая специфика вулканитов, возможно, связана с плавлением мантийных слюдистых перидотитов, а очень малые концентрации CO_2 - с ликвацией карбонатитовой магмы, внедрившейся вслед за излияниями вулканитов.

Исследование выполнено по Проекту РФФИ 98-05-64536.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ ХЛОРА И ФТОРА ВО ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ Кравчук И.Ф.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

Летучие компоненты магматических расплавов во многом определяют дифференциации, условия кристаллизации И рудоносность магматической системы. Наиболее изученным является вопрос о поведении при отделении флюида магматического OT расплава комплексообразовании с целым рядом рудных элементов при параметрах магматического процесса (Малинин, Кравчук, 1985; Кравчук, Слуцкий, 2000). Гораздо меньше исследована роль фторсодержащих водных флюидов в равновесии с алюмосиликатными расплавами. При эволюции флюидномагматической системы и отделении флюидной фазы от расплава, в отличие от хлора, фтор преимущественно остается в расплаве, а не уходит в водный флюид. И хотя, по сравнению с хлором, потери фтора в атмосферу невелики, разница в содержаниях фтора в расплавах и породах может быть существенной. С другой стороны, кларк фтора в риолитах составляет 0.07 мас. %, а содержания его в гранитах, по данным Виноградова, - 0.08 мас. %, что также говорит о незначительных потерях фтора при вулканических извержениях.

Целью настоящей работы является получение экспериментальных значений растворимости фтора в алюмосиликатных расплавах в зависимости от давления и состава систем. Эксперименты проводились в запаянных платиновых ампулах при P=2-6 кбар и T=850°C на установках высокого давления. Состав стекол и содержание фтора определяли методом рентгеноспектрального микроанализа при ускоряющем напряжении электронов 10 кВ и токе зонда 30 нА. В качестве образцов сравнения использовали: при определении калия - ортоклаз, при определении натрия, алюминия и кремния - альбит, при определении фтора - фтор-флогопит, хлора - хлор-апатит. Фтор вводился в систему в виде растворов NaF.

Анализ данных показывает, что фтор входит преимущественно в расплав и его растворимость в расплаве увеличивается с увеличением концентрации флюида во всех системах. Максимальная растворимость фтора в расплавах составляет 1.1-1.5 мас. %, что согласуется с оценками (Webster, Holloway, 1990). Растворимость фтора несколько уменьшается Полученные результаты расходятся с величинами концентраций фтора, полученных в работе (Keppler, Wyllie, 1991), однако эти различия связаны с использованием ими в качестве флюида растворов НГ разной концентрации. Содержание натрия в стекле после опыта несколько выше, чем исходное, и эта разница, как правило, не соответствует эквивалентному содержанию фтора. Можно предположить, что фтор входит расплав в молекулярной (в виде NaF) и ионной формах с образованием комплексов с Al, Na (Когарко,

Кригман, 1981; Schaller et al., 1992). Эти выводы подтверждаются и иследованиями (Koster van Gross, 1967) в сухой системе: альбит - фторид натрия. Если говорить о взаимном влиянии хлора, фтора и воды на растворимость в водонасыщенных расплавах, то характер такого взаимодействия сложный и зависит от состава системы и содержания фтора в расплаве. При высоких содержаниях фтора (больше 1.2 мас. %) он оказывает (наряду с алюминием) сильное влияние на растворимость хлора в водонасыщенных силикатных расплавах и может контролировать изменения в составе расплава в процессе фракционной кристаллизации.

Анализируя данные по распределению рудных компонентов при взаимодействии расплавов с фторсодержащими флюидами, можно показать, что фторидные комплексы практически не установлены для целой группы элементов (Cu, Zn, Pb, Mo и W). Даже в случае магматических флюидов с фтором транспортировка металлов ограничена ввиду высокой стабильности комплексов SiF₄.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №00-05-64990.

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КОВДОРСКОГО КАРБОНАТИТ-КАМАФОРИТОВОГО (=ФОСКОРИТОВОГО) КОМПЛЕКСА

Краснова Н.И.

НИИЗК СПбГУ, Кафедра минералогии

Подсчеты среднего химического состава щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов предпринимались рядом авторов (Кухаренко и др., 1965; Le Bas, 1977; Кирнарский, Шапошников, 1986). Общепринятым является представление о близости состава родоначальных щелочноультраосновных магм к мелилитовым базальтам. Сведения о среднем составе камафорит (=фоскорит) – карбонатитового комплекса (ККК) могут быть более корректной петролого-геохимической также полезны ДЛЯ интерпретации его генезиса И ДЛЯ проведения экспериментальных исследований систем, максимально похожих на природные. Расчет среднего состава KKK выполнен для Ковдорского комплексного магнетитового месторождения, для которого площади распространения главных типов пород подсчитывались планиметрическим методом по схематической карте (Краснова, Копылова, 1988). На этой карте впервые был отражен жильный характер большинства рудных тел и карбонатитов, хорошо известный всем исследователям месторождения, но, к сожалению, не учитывавшийся на старых картах. Известно, что главными породообразующими минералами комплекса являются форстерит, апатит, минералы магнетит кальцит, тогда как остальные (флогопит, тетраферрифлогопит, доломит и др.) распространены незначительно. Для упрощения расчетов нами были объединены в одну группу кальцитофорстерито-магнетитовые руды и такого же состава руды с тетраферрифлогопитом, а все карбонатиты были объединены в одну группу кальцитовых, наиболее распространенных в массиве.

Средний химический состав Ковдорского камафорит-карбонатитового комплекса (мас. %)

Порода	ΑΦ, Φ	АФМ	КФМ+ КФМ _{тфл}	K_{κ}	Средний состав		
					комплекса		
Оксид/	9	25	22	27			
№№ проб							
SiO_2	30.18	8.49	6.45	1.39	11.0		
TiO ₂	0.20	0.59	0.66	0.04(5)	0.4		
Al_2O_3	1.78	3.13	2.49	0.40	2.1		
Fe ₂ O ₃	5.80	37.10	36.07	2.89	22.0		
FeO	5.74	12.11	13.36	1.18	8.3		
MnO	0.26	0.27	0.33	0.03 (5)	0.2		
MgO	35.82	14.25	11.22	2.45	15.5		
CaO	9.90	12.39	14.98	50.83	21.8		
Na ₂ O	0.36	0.18 (8)	0.20 (11)	0.23 (5)	0.2		
K_2O	1.16	0.16(8)	0.24 (11)	0.09(5)	0.4		
P_2O_5	7.59	7.17	6.03	2.52	6.0		
CO2	0.70	2.16	7.75	37.60	11.7		
H_2O^+	0.44	0.60(2)	0.52		0.4		
H_2O^-	0.04			0.14			
F	0.11						
Площадь, %	21.2	38.3	16.1	24.4	100.0		

<u>Примечание</u>. Породы: $A\Phi$ — апатито-форстеритовые, Φ — форстерититы, $A\Phi M$ — апатито-форстерито-магнетитовые, $K\Phi M$ — кальцито-форстерито-магнетитовые, $K\Phi M_{\tau \varphi \pi}$ — те же с тетраферрифлогопитом (редкометальные), $K\kappa$ — кальцитовые карбонатиты. В скобках указано число проб.

Пересчет среднего химического состава комплекса на породообразующие минералы приводит к следующим соотношениям (мас. %): форстерит – 26.7, апатит – 14.7, магнетит – 32.3, кальцит – 26.3. Можно предположить, что магматические жидкости, обособившиеся формирования главных серий ультраосновных, щелочных пород и некоторых их метасоматитов, имели минеральный состав, близкий к приведенному выше. Изучение характера дифференциации вещества и особенностей кристаллизации минералов именно в такой четырехкомпонентной системе могло бы дать ответы на многие вопросы, касающиеся формирования наших комплексов. Использование в качестве компонентов минералов, а не оксидов, очевидно, также будет приближать исследуемую систему к природной, вследствие известного явления сохранения сиботаксических группировок в такого рода жидкостях даже при высоких температурах их перегрева.

Работа выполнена в рамках проекта INTAS (97-0722).

ТЕМПЕРАТУРЫ И ДАВЛЕНИЯ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КАРБОНАТИТАХ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КОМПЛЕКСА ПАЛАБОРА (ЮАР)

Крачевский П.И.

СпбГУ, кафедра минералогии

Последние работы по термобарогеохимии первичных включений в минералах карбонатитового комплекса Палабора (Соловова И.П. и др., 1999) свидетельствуют о высоких температурах образования апатита и карбонатов в фоскоритах и карбонатитах. В то же время, существует явный пробел в отношении условий образования сульфидной минерализации. Н.С. Рудашевским и нами (Булах и др., 1998; Rudashevsky et al., 1999) были детально изучены сульфидные парагенезисы в карбонатитах комплекса Палабора. На этой основе расчетными методами по парам сосуществующих минералов нами оценены значения температур и давлений при их образовании.

Карбонатиты месторождения Люлекоп подразделяются на ранние (преимущественно кальцитовые) и поздние (кальцит-доломитовые). Среди сульфидов ранних карбонатитов установлены (Булах и др., 1998) пирротин, аргентопентландит, кубанит, халькопирит, пентландит, халькозиновые структуры распада твердого раствора, галенит и валерит. Сульфиды поздних карбонатитов представлены четырьмя минералами – пирротином, кубанитом, халькопиритом и валеритом. В обоих типах образовывались сульфиды карбонатитов позже породообразующих карбонатов, силикатов и апатита.

При изучении фазовых равновесий в системе CaCO₃-MaCO₃ и расчетах по кальцит-доломитовому геотермобарометру, предложенному А.С. Таланцевым, получены температуры формирования ранних карбонатитов в интервале 570-700°С при давлении 2.5-5 кбар, а для поздних карбонатитов – 200-250°С при давлении менее 0.5 кбар. Расчеты с использованием фазовых взаимоотношений в системе Cu-Fe-S показали, что основная масса сульфидов в ранних карбонатитах сформировалась при температурах свыше 350-400°С. Сульфиды поздних карбонатитов имеют низкотемпературное (менее 250°С) гидротермальное происхождение.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-ЦИРКОНИЕНОСНЫЕ СИЕНИТЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Кривдик С.Г.*, Загнитко В.Н.*, Стрекозов С.Н.**

*ИГМР НАН Украины, Приазовская ГРЭ Геолкома Украины

Украинский щит - уникальная провинция протерозойского щелочного магматизма. Весьма специфическими среди щелочных пород этого региона

являются безнефелиновые сиениты, с которыми связаны богатые руды циркония и редких земель. Известно несколько массивов и проявлений таких сиенитов. Крупнейшим среди них является Южно-Кальчикский массив, Приазовье (250 кm^2) .

Характерными особенностями вещественного состава этих сиенитов являются: высокие фоновые содержания Zr (0.1-0.3 %) и TR (0.05-0.2 %), а также высоко- или предельно железистый состав темноцветных минералов (фаялит, геденбергит, эгирин-иденбергит, эгирин, феррогастингсит, тарамит, рибекит, аннит) (Кривдик, Ткачук, 1990).

Это, очевидно, свидетельствует о высокой степени фракционированости трахитовых расплавов, из которых формировались эти сиениты.

Сильная обогащенность цирконием и редкими землями характерна для безплагиоклазовых (щелочнополевошпатовых) бескварцевых И разновидностей сиенитов, которые образуют небольшие (1-4 км²) массивы, являющиеся расслоенными интрузиями с хорошо проявленной ритмичной и скрытой (минералогической) расслоенностью. Помимо ранее известного Ястребецкого массива таких сиенитов с богатыми рудами циркония (Кривдик и др. 1989) в последние годы обнаружено Азовское месторождение богатейших руд (ZrO₂ до 27 %, TR₂O₃ до 13 %) (Стрекозов и др. 1998; Кривдик и др., 2000). Ценность редкоземельных руд повышается в связи с высоким содержанием иттрия (У 4-10 % от суммы ТК). Редкометаллические обогащенные руды представляют сильно цирконами (или) редкоземельными минералами (первичные бритолит и ортит, а вторичные бастнезит и монацит) щелочнополевошпатовые (мезопертитовые) сиениты. Последние могут иметь лейко-, или мезо-, или меланократовый состав (вплоть до меланократовых кумулятов). Рудные сиениты в виде пластов (горизонтов) чередуются с обычными (безрудными). Замечено, что массовая кумуляция циркона и редкоземельных минералов происходит в тех случаях (Азовское и Ястребецкое месторождения), когда в сиенитах в ощутимых или значительных количествах присутствует флюорит. Мы рассматриваем (Кривдик и др., 2000) фтор (и, возможно, воду) в данном случае как своеобразный катализирующий фактор ("спусковой механизм"), приводящий к понижению температуры ликвидуса и понижению растворимости редких элементов в сиенитовом расплаве и способствующий формированию их кислородных соединений (Когарко, Кричмон, 1981).

Столь специфические редкометаллические сиениты генетически и пространственно связаны с анортозит-рапакивигранитными плутонами Украинского щита (Коростенский, Корсунь-новомиргородский), а Южно-Кальчикский массив (Приазовье) рассматривается как глубоко эродированный сиенит-граносиенитовый аналог таких плутонов. Согласно разработанной нами концепции (Кривдик, Ткачук, 1990), рассматриваемые редкометаллические сиениты являются дифференциатами субщелочных

базитовых магм (исходных для анортозит-рапакивигранитных плутонов) при низкой фугитивности кислорода по феннеровскому типу фракционирования.

Рассмотренные сиенитовые интрузии с пластами богатых руд циркония и редких земель являются своеобразными "безнефилиновыми" аналогами таких дифференцированных массивов, как Илимауссак, Ловозеро и Пилансберг, для которых характерны горизонты богатых эвдиалитом и лопаритом пород.

Отличие в характере рудной минерализации сопоставляемых объектов обусловлено разной направленностью кристаллизации щелочных расплавов - миаскитовой (в первых) и агпаитовый (во вторых).

РЕАКЦИИ В СИСТЕМЕ ДИОПСИД-КАЛЬСИЛИТ ВОДА И ИХ РОЛЬ В ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ ЛАРНИТ-НОРМАТИВНЫХ ПОРОД

Кригман Л.Д.*, Ишбулатов Р.А.**

**ГЕОХИ РАН, **ИЕМ РАН*

Петрогенезис высокалиевых пород моделируется фазовыми равновесиями системы кальсилит-форстерит-ларнит-кварц- H_2O , включающей в себя флогопит, волластонит, аккерманит, лейцит. Ключевую роль играют равновесия с участием флогопита. Кристаллизационная дифференциация недосыщенных кремнеземом расплавов с отсадкой флогопита может приводить к образованию ларнит-нормативных жидкостей, соответствующих мелилитолитам.

Фазовые равновесия в сечениях Di-Phl и Di-Ks· H_2O исследованы при 0.2 Гпа и 900-1450°С. Опыты проведены с использованием аппарата поршень-цилиндр-газовый (Ar). Длительность экспериментов 13-73 часа. Продукты экспериментов исследовались оптическим, рентгеновским и микрозондовым методами.

В качестве стартовых материалов использованы: 1) синтетическимй диопсид, приготовленный спеканием оксидов и карбонатов; 2) шихта, соответствующая стехиометрии флогопита; 3) шихта состава KAlSiO₄·H₂O. Последние две стартовые смеси получены смешиванием Al(OH)₃ и стекол состава KMg₃Al_{0.33}Si₃O₁₀ и KAl_{0.33}SiO₃, соответственно, полученных плавлением смесей SiO₂, (MgO), K₂CO₃ и Al(OH)₃ при 1350°C.

Топология субликвидуса диаграммы Phl-Di в значительной мере определяется инконгруэнтным характером плавления Phl по реакции Phl=Fo+L с обогащением расплава лейцитовой составляющей.

Строение диаграммы Di-Ks·H₂O значительно сложнее, что связано с реакциями в субсолидусе:

$$3Di + 2Ks \cdot H_2O = Phl + Lc + 3Wol + H_2O$$
 (1)

$$6Di + 5K_S \cdot H_2O = Phl + 4Lc + 3Ak + 4H_2O$$
 (2)

Соответственно, в сечении Di-Ks· H_2O фиксируются три ассоциации субсолидуса: Di+Phl+Lc+Wol, Phl+Ak+Wol+Lc, Phl+Ks+Ak+Lc.

Примечательно, что в области субликвидуса не обнаружен форстерит. Характерны реакционные отношения диосида с расплавом для составов, обогащенных кальсилитовой составляющей.

Представленные результаты экспериментов позволяют построить петрогенетические модели эволюции высококалиевых расплавов в коровых условиях.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 00-05-65423.

АНАТЕКТИЧЕСКИЕ СТЕКЛА В МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ ВУЛКАНА СВЕРРЕ, ШПИЦБЕРГЕН: ПРИМЕР ПРИРОДНОГНО ЭКСПЕРИМЕНТА В ОБЛАСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНОУЛЬТРОСНОВНЫХ ПОРОД С КАРБОНАТИТАМИ

Лазаренков В.Г., Маслов В.А., Таловина И. В. СПбГГИ (ТУ)

Мантийные ксенолиты из нефелиновых базанитов вулкана Сверре содержат от 1 до 10 об. % вулканического и анатектического стекла. В первом приближении эти ксенолиты подразделены нами на четыре структурно-вещественных типа, демонстрирующих прогрессивный процесс реакционного взаимодействия с базанитовым расплавом ("базанитизации") под влиянием выделившегося из него карбонатитового флюида (Маслов, Лазаренков, 2000). Об этом свидетельствует наличие карбонатных минералов в виде характерных сфероидальных образований не только в прожилках мантийных ксенолитов, но и в мелких миндалинах в самих нефелиновых базанитах. На диаграмме А.Н. Заварицкого фигуративные точки составов анатектических стекол в ксенолитах наименее "базанитизированного" І типа, в основном, попадают в верхнюю область составов щелочных пород, а в измененного IV ксенолитах наиболее типа нижнюю клинопироксенитов. В петрологическом отношении анатектические стекла в ксенолитах вулкана Сверре демонстрируют пример природного анатексиса с образованием пород щелочно-ультраосновной ассоциации с карбонатитами.

Очень вероятно, что существенно карбонатитовый метасоматоз, подобно щелочному метасоматозу, играет в мантии значительную породообразующую роль, способствуя ее "клинопироксенизации" и "верлитизации" (Когарко Л.Н., 1999).

Литература:

- 1. Когарко Л.Н. Новая концепция генезиса карбонатитов // Тезисы Всеросс. Конф. "Карбонатиты Кольской щелочной провинции". 1999, С.-Петербург
- 2. Маслов В.А. , Лазаренков В.Г. Структурные типы мантийных ксенолитов из базанитов вулкана Сверре, архипелаг Шпицберген // Изв. Вузов, Геология и Разведка. 1999, № 6, 12-19

ГЕОХИМИЯ РЗЭ И ЗОНАЛЬНОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД БЕЛОМОРСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСА

Ларин Н.В., Моралев В.М, Терехов Е.Н.

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва

Пояс даек щелочных пород, протягивающийся вдоль берегов Белого моря, принадлежит к Кольской щелочной провинции, в которой возраст щелочного магматизма в последние годы все более уверенно датируется в 380-360 млн лет.

Характерной чертой пояса является резко выраженная неоднородность насыщенности дайками - узлы сближенных даек чередуются с протяженными участками, где встречаются лишь единичные тела. Анализ рисунка разломнотрещинной сети западной (Кандалакшской) части рифтовой системы Белого моря позволил показать приуроченность дайковых узлов к участкам развития концентрически-кольцевых нарушений, предположительно маркирующих временные обстановки пропагации рифта и отвечающих центрам магматической активности.

Для предлагаемой модели структурного проверки контроля зональности магматизма проведено исследование геохимии РЗЭ щелочных пород трех дайковых узлов - Кандалакшского (9 проб), Качинного (25 проб) и Кузокоцкого (32 пробы). Дайки Качинного и Кузокоцкого узлов представляют породы периферической и центральной полукольцевой системы, Кандалакшской - другой системы, расположенной в 70 км к СЗ от первой и отвечающей более поздней стадии поступательного развития рифта. Большая часть пород Кандалакшского и Качинного узлов на диаграмме CaO+Na₂O+K₂O/SiO₂+Al₂O₃ попадает в поле нефелинитов, а Кузокоцкого - в поле мелилититов. Наименьшая плотность и разнообразие даек, отмечается на Карельском берегу в Кузокоцком узле, причем распространенные здесь мелилититы характеризуются двумя распределения РЗЭ, различающимися абсолютными концентрациями РЗЭ, при одинаковом характере наклона графиков. Одна группа пород содержит лантана в интервале 20-50 г/т, другая - 75-120 г/т. Породы Качинного и Кандалакшского узлов значительно более разнообразны, заметно обогащены РЗЭ, но в целом имеют один - обогащенный - тип распределения РЗЭ. В районе мыса Качинного, картируются как эруптивные дайки, так и две трубки взрыва мелилититового состава, которые приурочены к центральной части узла - наиболее насыщенных дайками нефелинитов. По периферии этого узла развиты дайки мелилититов. Среди нефелинитов выделяется 4 генерации даек. Все нефелиниты и мелилититы этого узла содержат РЗЭ в одинаковых концентрациях: La 70-100 г/т и Yb 0.8-1.3 г/т, что соответствует характеру распределения РЗЭ во второй - обогащенной - группе пород В Кандалакшском узле помимо Кузокоцкого узла. мелилититов и нефелинитов, имеющих такие же содержания РЗЭ, как и в породах

Качинного участка, присутствуют карбонатсодержащие и кимберлитоподобные породы, в которых резко возрастают содержания легких РЗЭ (La до 300 и более г/т).

Полученные данные свидетельствуют наличии зональности, 0 выражающейся в приуроченности пород обогащенных РЗЭ к относительно более проницаемой периферической зоне одного из магматических центров и относительно более молодому центру магматической активности. Возникновение пород с большими содержаниями РЗЭ и относительно более ИХ фракционированием онжом последовательным обогащением расплава РЗЭ, которые поставлялись из глубинного подлитосферного резервуара вместе с флюидами. Это позволяет предположить, что зональность в размещении щелочных пород, выраженная в геохимии РЗЭ, может являться следствием своеобразия процесса эволюции рифтовой системы Белого моря, которое состояло в том, что наиболее глубокие горизонты магмогенерации вскрывались не сразу и только на участках транстенсии (т.е. сдвига с растяжением), являвшихся на какое-то время центрами внутриплитной магматической активности и локальной зональности.

Исследования проведены при поддержке гранта молодых ученых и РФФИ, проект 98-05-64737.

ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕАКЦИЙ, МЕЖЗЕРНОВЫХ ПЛЕНОК И ПРОСЛОЕК НА УПРУГИЕ СВОЙСТВА ПОРОД В ПРИСУТСТВИИ ЩЕЛОЧНЫХ ФЛЮИДОВ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ, ИСПОЛЬЗУЯ УЛЬТРАЗВУКОВЫЕ МЕТОДЫ И ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОЕ ЦЕНТРИФУГИРОВАНИЕ

Лебедев Е.Б., Кравчук И.Ф., Дорфман А.М. ГЕОХИ

Присутствие флюидов в земной коре может инициировать химические реакции, которые приводят к различному изменению микроструктуры пород, появлению межзерновых пленок и прослоек и, в свою очередь, могут иметь влияние на упругие свойства пород. Зависимости упругих свойств пород в присутствии флюидов обладают некоторыми общими закономерностями в температурных диапазонах, соответствующих следующим преобразованиям: образования гидротермальных минералов, слюд, цеолитов и др.; область окремнения пород; α - β переход в кварцсодержащих породах; плавление пород. Моделирование с использованием высокотепературных центрифуг позволяет также значительно ускорить аккумуляцию межзерновой жидкости. Полученные результаты показали строгое влияние состава флюидов на упругие свойства песчаника в ряду: NaOH - Na₂CO₃ - NaHCO₃ - H₂CO₃ как результат минеральных реакций и изменения микроструктуры породы. Это показывает, что флюиды при изменении их химического состава с

постепенным закономерным изменением кислотно-щелочных свойств или изменения pH раствора, как результат взаимодействия вода-порода, имеют закономерное влияние на упругие свойства песчаника.

Цель экспериментального моделирования состоит в определении закономерностей распределения силикатной жидкости и прослоек в межзерновом пространстве и влияния их на упругие свойства пород.

Результаты экспериментов показали, что присутствие расплава больше 6% достаточно для образования системы проницаемых взаимосвязанных межзерновых каналов. Исследования показали, что на образцах различных пород, в том числе гранитов, базальтов, габбро, пироксенитов и др. при температурах около 950°С и под давлением флюидов 300 МПа может происходить образование межзерновых пленок и прослоек в зависимости от составов породы и флюида. Экспериментальные данные позволяют оценить влияние минерального состава, влияние компонентов флюидов, сухих условий, температурного режима на микроструктуру и упругие свойства различных пород. Экспериментальные данные будут иметь интерес для изучения внутреннего строения Земли.

Исследование поддержано РФФИ, гранты № 97-05-64881, 98-05-64768 и 99-05-65698.

ГЕОХИМИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ЩЕЛОЧНО-ОСНОВНЫХ ПОРОД БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Левский Л.К., Лохов К.И., Никитина Л.П. Антонов А.В., Лепехина Е.Н., Богомолов Е.С.

ИГГД РАН

Нами изучены три докембрийских потенциально алмазоносных комплекса пород щелочно-ультраосновного и щелочно-основного состава на Балтийском щите. К самому древнему (более 1.75 млрд лет; Sm-Nd, Rb-Sr методы) относятся концентрические дайки перидотитов - габбро-норитов метаморфизированных амфиболитов. Контоккского комплекса, до Возрастные значения, скорее всего, отражают время метаморфизма и метасоматических преобразований. На диаграмме TAS точки составов ложатся в область, разделяющую щелочные и субщелочные породы. Содержание REE превышает на 1.5 порядка содержания их в хондритах, обогащения LREE низкая (La/Yb=1-5); I_{Sr} =0.701. Петрогеохимические характеристики пород и составы минералов отличны от типичных алмазоносных пород. Контоккские таковых ДЛЯ представляют собой новый, нетрадиционный тип алмазоносных пород на Балтийском щите, самый древний из известных на настоящий момент в этом регионе.

Следующий этап представлен Порьегубским комплексом даек лампроитов переходного типа (1720±8 млн лет; Sm-Nd и Rb-Sr методы; Никитина и др., 1999). Породы обогащены редкими щелочами, REE,

особенно LREE, что отражается в высоких значениях La/Yb отношения (70-290).

Третий этап (1230 ± 5 млн лет; Sm-Nd и Rb-Sr; Никитина и др., 1999) представлен дайками оливиновых лампроитов Костомукшского комплекса. Породы обогащены REE, которые характеризуются высокой степенью фракционирования (La/Yb = 150-690).

Наличие Ti-Ta-Nb аномалии в спектрах распределения редких элементов лампроитов переходного типа и отсутствие таковой в оливиновых лампроитах, обогащенность Ва и Sr, аномально высокие отношения Ва/Nb, Rb/Nb, Ba/Th, Ba/La и аномально низкие Nb/U для первых, указывает либо на неоднородность мантии в пространстве и/или во времени, либо на различие в окислительно-восстановительных условиях выплавления магм. Изотопные характеристики пород и минералов близки для обоих комплексов: єNd (-(9.2-9.3), обогащенная мантия) и єSr (-20, обедненная мантия). Характер обогащения возможно объяснить смешением деплетированного вещества (типа MORB) с обогащенным мантийным источником типа ЕМ1.

Исследования геохимии редких и REE и геохимии изотопов в системах Rb-Sr, Sm-Nd для всех комплексов позволяет предполагать существование временной и, возможно, пространственной геохимической неоднородности мантии в нижнем-среднем протерозое под Балтийским щитом.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ КАЛЬЦИТ-ЦЕОЛИТОВЫХ ГИДРОТЕРМАЛИТОВ В ИЙОЛИТ-УРТИТАХ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Ловская Е.В.*, Пеков И.В.*, Кононкова Н.Н.** *МГУ, **ГЕОХИ

В пределах ийолит-уртитовой дуги Хибинского массива широко развиты высококальциевые низкощелочные кальцит-цеолитовые прожилки. Они образуют несколько систем с разной ориентировкой и нередко соседствуют с высокоагпаитовыми пегматитами. Главными минералами этих прожилков являются кальцит, томсонит, шабазит, филлипсит, апатит, монтмориллонит. Менее распространены натролит, гейландит, тоберморит, апофиллит, цеофиллит, таумасит, барит. М.Д. Дорфман, в чьих работах этим образованиям уделено наибольшее внимание, рассматривал ИХ ийолит-уртитов. составляющие линейных кор выветривания изучались лишь отдельные минералы этих прожилков - апофиллит, цеофиллит.

Сходная кальцит-цеолитовая минерализация формируется на заключительных гидротермальных этапах в геологических объектах многих типов. Так, она развита среди основных эффузивов, в гидротермальных сульфидных месторождениях, нередко связана со скарнами, родингитами, высококальциевыми метаморфитами.

Мы рассматриваем кальцит-цеолитовые прожилки в Хибинах как гидротермальные. Здесь они обладают, по сравнению с близкими образованиями из объектов других типов, рядом особенностей химизма:

- Очень простой набор минералообразующих компонентов: Ca, Si, Al, K, Na, Sr, Ba; P, S, C, H₂O. Отсутствуют собственные минералы Fe, Mg, Mn, Ti, Zr, Nb, REE-элементов, столь характерных для Хибинского массива в целом; сколь-либо заметных примесей этих компонентов в минералах изученных прожилков также не обнаружено.
- Отчетливо калиевая специфика: распространены собственные минералы калия филлипсит, калиевый полевой шпат, К-доминантные шабазит (до 7.8 мас. % K_2O ; $K:Ca \approx 2.0-2.1$) и гейландит (до 4.6 %).
- Сравнительно низкое содержание натрия. Так, натролит, широко распространенный в других поздних образованиях Хибинского массива, встречается здесь реже Са-К-цеолитов.
- По сравнению со сходными по минеральному составу гидротермалитами в эффузивах, скарнах и др., наши прожилки существенно богаче фтором: он входит в состав цеофиллита (до 10 мас. %), апофиллита (до 1.9 %), апатита (до 3.5 %).
- Наиболее интересным представляется присутствие многих прожилков высоких содержаний стронция. минералах Основным концентратором стронция, несомненно, является томсонит: содержание SrO в нем достигает 14.3 %. Кристаллы томсонита, как правило, четко зональны, и состав зон различается именно по величине Sr/Ca отношения. Стронций содержится в барите (до 2 мас. % SrO), цеофиллите (до 4.3 %), гейландите (до 2.8 %), шабазите (до 1 %), апатите (до 1 %). Появление стронция представляется закономерным, ийолит-уртитовой породы T.K. ДУГИ Хибинского массива им обогащены.

При всей непохожести кальцит-цеолитовых прожилков на другие поздние образования Хибинского массива, их геохимическая специфика (Sr, K, F) позволяет говорить о тесной генетической связи с материнскими породами.

К ВОПРОСУ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГОРНОГО АЛТАЯ

Майорова Н.П.

АО ИГН им. К.И. Сатпаева, Казахстан

Каледонское складчатое сооружение Горноалтайской металлогенической провинции в приграничной полосе Казахстана и России в киммерийский цикл подвергалось активизации внутриплитных сдвиговораздвиговых погружений, способствующих внедрению щелочных гранитпорфиров и развитию послемагматических процессов.

Штоки и дайки щелочногранитовой формации триас-юрского времени обусловили редкометальное оруденение Та, Nb, Li, Be (месторождение Алаха).

При формировании месторождения Алаха предполагается участие двух глубинности магматических камер дифференциации редкометального мезоабиссальный гранитного (коровый расплава: горноалтайский комплекс) и глубинный (мантийный чинда-гатуйскокалгутинский комплекс). В условиях сдвиго-раздвиговых нарушениях создавались локальные 30НЫ растяжения, которые втягивались, кристаллизовались расплавы из глубинных (мантийных) остаточных очагов по механизму фильтр-прессинга и локализовались в разрывах дайки чуйского комплекса. Эволюция мантийного очага отвечает "альбитовому" тренду фракционирования закрытой системе. В геохимическом В Алахинского штока установлены аномальные накопления Li, Rb, Cs, F, P₂O₅, Sr, Ва и увеличение доли мантийных изотопов. Это могло возникнуть при взаимодействии отдельных порций остаточных расплавов корового и привести формированию мантийного уровня И К кислой ультраредкометальной магмы в виде Алахинского штока гранит-порфиров, который характеризуется зональным строением: пегматоидные граниты -> альбиты -> сподуменовые гранит-порфиры. Основные минералы - кварц и сподумен, акцессорные - тантэвксенит (до 58 г/т), микролит (30 г/т), танталит-колумбит, шпинель, турмалин, флюорит и др. Ведущими являются сподумен-кварц-альбитовый - микроклин-кварц-альбитовый и альбитовый минеральные комплексы. Геохимическая специализация (в г/т): Rb - 764, Li -3 339, Cs - 119, Be - 63, Ta - 100, Nb - 118.

Околорудные изменения представлены грейзеноподобной оторочкой турмалин-слюдисто-кварцевых метасоматитов (мощностью $0.5\,$ м), содержащих слюды (биотит-лепидолитового состава) и шеелит. Общая зональность метасоматитов (от апикали к глубоким горизонтам) такова: турмалин-слюдисто-альбитовая \rightarrow микроклин-кварц-альбитовая \rightarrow спродумен-кварц-альбитовая. Содержание редких элементов неравномерное: Та $(0.01\text{-}0.43\,\%)$, Li₂O $(0.01\text{-}0.2\,\%)$, Cs $(0.1\text{-}0.9\,\%)$, Rb $(0.002\text{-}0.26\,\%)$, Be $(0.01\text{-}0.025\,\%)$.

К ВОПРОСУ О РОЛИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ БАРОТЕРМОМЕТРИИ В ПЕТРОЛОГИИ

Макаров В.П.

Московская государственная геологоразведочная Академия

Один из способов определение температуры Т и давления Р минералообразования (МО) - анализ распределения химических элементов и изотопов между сосуществующими минералами. Практика их применения выявила несоответствия результатов определения Т и Р, полученных

различными геотермометрами (ГГТ) для одной и той же породы, свидетельствуя о тупике в решении данных задач. Это обусловлено как методическими (Макаров, 1991; 1999), так и более глубокими причинами, связанными с термодинамическими уравнениями. Например, использование теории размерности выявило ошибочность уравнений типа $S_{\text{смеш}}$ =- $nR(\Sigma X_i ln X_i)$; $\Delta G_{\text{смеш}}$ = $RT(\Sigma X_i ln X_i)$, обусловленную неопределенностью размерности величины X_i .

ГГТ не предназначены для оценки Т и Р МО. Их задача - через сопоставление с эталонными T_9 и P_9 экспериментальных Т и Р выявление состава соединения, термодинамически равновесного (ТДР) изучаемому минералу, поскольку обмен элементами и изотопами происходит в процессе разложения материнского соединения (МС). Поэтому выявленная минеральная ассоциация (МА) позволяет определить состав этого МС, при разложении которого МА образована.

Примеры:

- 1. Рудный магнетит Mt (Бондарева, 1977; 1978) Одесско-Белоцерковской зоны для T_9 =500°C ТДР оливину (Ol) (по Fe⁺²-Ca-Mg-Mn) и корунду (Cor) (Fe⁺³-Al), образуя ассоциацию Mt-Ol-Cor при давлении в 1 кбар. Эта MA связывается с разложением богатого Fe⁺² и Fe⁺³ хлорита типа кронштетита.
- 2. Мt магматитов и некоторых метаморфитов выделяется в изотопном равновесии (ИР) с рутилом (Rut) по реакции $6\text{Il}+\text{O}^{-2} \to 6\text{Rut} + 2\text{Mt}$ (Ярош, 1955).
- 3. В контактовых роговиках ИР Mt-CO₂ вызвано разрушением сидерита по схеме $2\text{FeCO}_3 \rightarrow \text{Mt} + 2\text{CO}_2 + \text{CO}$.
- 4. Силикаты (Q, Kf, Bi, Mu и др.) магматитов и метаморфитов (Макаров, 1991) изотопно равновесны воде по схеме $2(=Si-OH^-)^3 \rightarrow (=Si-O-Si=)^{6+}$ H₂O (Анфилогов и др., 1985). Это соответствует (Рыженко и др., 1981; Алексеев и др., 1989) образованию Kf по реакции $Al(OH)^{4-}$ (AlO^{2-} ?) + $3H_4SiO_4$ + K⁺ \rightarrow KAlSi₃O₈ + 8 (6?) H₂O.
- 5. Для касситерита (Ks) ИР с водой и гидроксогалогенами, карбонат-, Fеи Si-оловянными соединениями в зоне отложения не подтверждается. ИР между Ks и вольфрамитом, согласующееся с широким распространением последнего в Ks как минерала-примеси, говорит об образовании Ks при разложении Sn-W-комплексов.

О ПРИРОДЕ СФЕРОЛОИДОВ КИСЛЫХ ЛАВ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

Макаров В.П., Бицоев К.Б.*, Носик Л.П. **

МГГА*, *ИГЕМ*

Проблема происхождения сферолоидных образований (СФ) и ассоциирующих с ними литофиз (ЛФ), связанная с анализом кристаллизации магмы

и источников вещества, всегда привлекала геологов. Они известны в Карасайской вулканотектонической пределах депрессии среди тонкофлюидальных лав карасайской свиты верхнего девона. Вмещающий мезостазис имеет двучленное строение. Внешняя часть - это фельзитпорфиры. Внутренняя, примыкающая к шару, часть имеет перлитовую отдельность с гидрослюдистой минерализацией. Строение СФ сложное. В приконтактовой части - фельзиты (Ф). Внутренняя часть - кальцит (КЛ) кварц (Q) - халцедоновая масса с ровной дугообразной границей между ними; секущие прожилки отсутствуют. Кристаллизация Ф - ранее халцедона. Относительно мезостазиса Ф обогащены SiO₂, F, CaO; обеднены Na₂O, K₂O, Al_2O_3 , MgO и менее щелочные (Na₂O+K₂O=3.82, в мезостазисе – 9.08, в перлитовой части до 6.63%).

Формирование халцедона агатовидного облика завершается образованием мелкозернистого Q, в пустотах - горного хрусталя. $T_{\text{мак}}$ газовыделения Q - 310-360° C, $T_{\text{хим}}$ Q=640°C. КЛ - в виде округлых зональных монокристаллов прозрачного до черного (за счет органики) цветов, поверхность их покрыта плоскостями спайности, придающими им чешуйчатовидный облик. Как центры кристаллизации КЛ окаймлены шестовато-гребенчатыми агрегатами Q. Местами - пустоты с монокристаллами КЛ каплевидно-округлой и шнуровидной форм. $T_{\text{мак}}$ газовыделения в КЛ - 250-300° и 310-360°C; средняя $T_{\text{хим}}$ =700°C. Иногда в СФ - свободная вода. Воды в ГЖВ Q – 0.060-0.263; КЛ – 0.018-0.060 %. Минерализация растворов в ГЖВ КЛ не менее 8,1% экв. NaCl. Внутри СФ при T=350°C, Р≈1000 бар. По изотопным данным КЛ попадают в зону гипергенного КЛ-образования из слабоминерализованных растворов. Изменение (Na+K) и Cl- за счет смешения в разбавительном процессе растворов NaCl и NaY.

Формирование СФ связано с наличием концентрированного раствора. Строение СФ (сферическая или близкая к ней формы шаров и дугообразный контакт между фельзитом ЛФ и халцедоном) указывает на влияние сил поверхностного натяжения на границе между жидкими средами в условиях ликвации.

В спокойной тектонической обстановке возникают переохлажденные кремнеземные растворы; при ее нарушении - "обвальное" выделение халцедона по механизму ритмической теплоотдачи с оттеснением воды внутрь СФ, вызывая повышение ее концентрации, разбавление силикатного раствора и формирование кристаллического Q. Избыток воды остается в свободном виде. КЛ изначально известняковой природы к началу кристаллизации уже находился в СФ, а появление его в СФ - захват известняков андеркенской свиты (??) ордовика магмой при перемещении к месту стабилизации.

ИЗОТОПНАЯ СЕПАРАЦИЯ СЕРЫ В МАГМАТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ *Малышев А.И.*

ИГГ УрО РАН

Принято считать, что разделение изотопов серы в геологических обязано главным образом химическим реакциям. представления широко используются в попытках решения проблем генезиса сульфидных месторождений. По исследователей, мнению многих возрастание относительного количества тяжелых изотопов сравнению с метеоритным стандартом в сульфидах ряда месторождений обусловлено заимствованием серы из осадочных и метаморфических пород. Однако, в этом случае не учитывается возможность существования жидкой серы в магматических расплавах и известный факт изотопной сепарации при переходе вещества из жидкого состояния в газообразное. Сера является широко распространенным химическим элементом и играет важную роль в эволюции вещества Земли. Наибольший интерес представляет поведение серы в магматическом процессе. Свободная сера может образовываться и существовать практически на всем пути движения магматических газов за счет реакции $2H_2S + SO_2 = H_2O + 2S$, а также за счет возможного поступления из мантийных источников. Благодаря специфике физических свойств свободной серы, а именно за счет попадания ее тройной точки в температурный интервал возможного существования магматических расплавов, на пути преимущественного движения летучих возникает зона или целая система зон "отгонки" свободной серы в жидкую фазу. На глубинах более 700 м границы зон "отгонки" соответствуют изотермическим поверхностям 1040°С, при пересечении которых в происходят скачкообразные переходы из жидкого состояния в газообразное и обратно. Выше 700 м верхняя граница зоны "отгонки" контролируется изобарической поверхностью, конкретное положение которой зависит от температуры магмы (для андезитовой - 450-550 м). Высокая сорбционная способность серы позволяет предложить концепцию "серного перехвата", отводящую ведущую роль в формировании важнейших типов сульфидных месторождений зонам серной "отгонки". Чистый сульфидный расплав серно-сульфидной жидкости посредством сепарации, в ходе которой избыточная сера переводится в газообразное состояние и удаляется. Переход серы из жидкого состояние в газообразное сопровождается изотопной сепарацией, чем и объясняется вышеупомянутый факт избытка тяжелых изотопов серы. Скорее всего, этот факт можно дополнительное подтверждение рассматривать лишь как широкомасштабного сульфидообразования за счет "серного перехвата" в зонах "отгонки".

СЛЮДЫ В ЩЕЛОЧНЫХ И СУБЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДАХ ТАЛЫШСКОЙ ЗОНЫ И ХОДЖАВЕНДСКОГО ПРОГИБА МАЛОГО КАВКАЗА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ МАНТИЙНОГО МЕТАСОМАТОЗА

Мамедов М. Н., Махмудов С. А.

ИГАН Азербайджана

За последние годы на основании экспериментальных исследований и включений комплексного изучения мантийных пород минералов, щелочными субщелочными базальтоидами, выносимых И достаточно уверенно обоснована идея о вертикальной и латеральной неоднородности состава верхней мантии земной коры (Когарко, 1986, 1987; Рябчиков, 1981, 1988; Фролова, 1997). В пределах Ходжавендского прогиба Лок-Гарабахской структурно-формационной зоны Мало-Кавказского сегмента Средиземноморского пояса в вулканитах трахибазальтовой формации (сантон) - в лавобрекчиях и лавовых потоках трахибазальтов и оливинклинопироксеновых анальцимитах - обнаружены достаточно крупные мегакристаллы титанистого ($TiO_2=2.0-4.14\%$) флогопита, (3 см х 0.5-1.0 см), в них установлены повышенные содержания (в г/т): Ст (1420), Ni (470), Со (130), Ba (560), Rb (78) и Li (16). Похожие же мегакристаллы установлены в эффузивах Талышской раннеэоценовых 30НЫ, представленных лавобрекчиями абсарокитов и щелочных базальтоидов. Здесь мегакристаллы флогопита сравнительно более обогащены титаном (3.44-4.00 %) и характеризуются желтовато-бурой окраской. Наряду с этим содержание (в г/т): Ba (600), Rb (120), Li (25) несколько повышенное. В отличие от предыдущих, слюды в заметном количестве участвуют в составе пород субщелочной ультраосновной формации Талышской зоны. Сравнительно менее титанистые (0.16-2.60 %) флогопиты отмечаются в субщелочных оливиновом, оливин-клинопироксеновом пикритах, а также в субщелочном перидотите. В составе флогопита субщелочного плагиоклазового перидотита и габбро-перидотитов количество титана (3.11-5.64 %) заметно высокое. В породах субщелочных габброидов и сиенитов слюды по составу отвечают высокотитанистому биотиту (ТіО2=3.11-5.60 %). Вмещающие породы мегакристаллов по сравнению с хондритом заметно обогащены легкими лантаноидами, а в отношении тяжелых - обеднены. На основании лантаниттербиевого отношения и ряда других критериев можно допустить, что шпинель-гранатовый верхнемантийный субстрат был интенсивно подвергнут флюидной переработке и обогащен такими несовместимыми элементами как Ba, Rb, Li, K, Sr и др. Носителем их являются слюды.

ГЕОХИМИЯ И ЭТАПЫ ОБРАЗОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ДОКЕМБРИИ ПРИАЗОВЬЯ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Матвийчук М.В.

ИГМР НАН Украины

В Приазовье наблюдаются 3 этапа формирования щелочных и субщелочных пород, с которыми связана редкометалльная минерализация.

<u>1 этап. Старобогдановский комплекс</u> (2.8 млрд лет).Породы комплекса представлены амфиболовыми сиенитами и граносиенитами, которые относятся к субщелочному петрохимическому ряду. В породах обнаружены редкометалльные минералы, такие как сфен, апатит, циркон, но пока в количествах, не имеющих промышленной ценности.

2 этап. Черниговский комплекс (2.1 млрд лет). Для него характерно повышенное содержание легких TR и Sr, высокое содержание Содержание NЬ увеличивается от ранних (пироксениты) к более поздним (карбонатиты) дифференциатам. Собственные минералы (пирохлоргатчеттолиты) образуются чаще лейкократовых сёвитах. В Наиболее богаты Sr канадиты %). **TR** концентрируются (до 0.6 преимущественно в карбонатитах, особенно в доломит-кальцитовых сиенит Основная масса Sr рассеивается породообразующих карбонатах И апатите. Отмечена положительная корреляция содержаниями Sr и TR.

Каменномогильский, Октябрьский и Южно-Кальчикский 3 этап. 1) лет). Каменномогильский комплекс: граниты комплексы (1.8)млрд характеризуются высоким содержанием F, Be, Li, Rb, Sn, Pb и низким - Ba, Sr, Co, Ni, Cr, Va; концентрации редких элементов резко увеличиваются при переходе к пегматитам и грейзенизированным гранитам. 2) Породы Октябрьского комплекса (1.8 млрд лет): редкометалльная минерализация мариуполитах; минералы-концентраторы для наиболее проявлена редкоземельно-цериевой группы - бритолит (70-80 % ТК), ринкит, чевкинит, редкоземельный апатит; для Zr и Hf циркон; для Nb и Ta - пирохлор (80 % 3) Породы Южно-Кальчикского Nb и Та), чевкинит, бритолит, циркон. комплекса (1.8 млрд лет) существенно обогащены TR и Zr (330-1600 В частности. Азовское цирконий-редкоземельное месторождение, расположенное Володарском массиве, приурочено к "такситовым" разновидностям сиенитов (биотит-гастингсит- эгириновым). Рудные минералы представлены цирконом, чевкинитом, бритолитом, пирохлором, бастнезитом, флюоритом.

ОБЩИЙ КОМПОНЕНТ СТРОНЦИЙ-НЕОДИМ-СВИНЦОВОГО ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ОКЕАНСКИХ ВУЛКАНИТОВ

Миронов Ю.В.*, Ряховский В.М.*, Пустовой А.А.**

*ГГМ РАН, **Атл. отд. ИО РАН

Океанские вулканиты, отвечающие по составу конечным компонентам Sr-Nd-Pb "мантийного тетраэдра" А. Зиндлера и С. Харта (DM, HIMU, EM1, EM2) исключительно редки. С помощью метода многомерной агломерации данных выделено 5 групп (кластеров) океанских вулканитов. Четыре группы представляют собой бинарные смеси между каким-либо одним из конечных компонентов и неким общим внутритетраэдрным компонентом F ("focal"). Данный компонент (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr - 0.70350, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd - 0.51291, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb - 38.673, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb - 15.577, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb - 18.853) соответствует среднему составу пятого кластера и может рассматриваться как общая уточненная характеристика "внутритетраэдрных" компонентов (PREMA, BHEM, FOZO, C), выделенных другими исследователями.

Распределение конечных компонентов (как добавок к F) подчинено структурному и площадному контролю. Смесь F+EM1 характерна для большинства островов и поднятий внутри трансокеанской DUPAL-аномалии Южного полушария, а F+HIMU за ее пределами. Смесь F+DM также проявлена на некоторых островах (Исландия, Гавайи и др.), но наиболее развита в срединно-океанских хребтах. Компонент F (в чистом виде или в качестве общего смесеобразующего члена), напротив, проявлен во всех типах структур и районах океанов, в том числе и за пределами проекций областей разуплотненной мантии вблизи ядра Земли, которые считаются наиболее вероятными местами зарождения суперплюмов.

По-видимому, F характеризует преобладающий и/или усредненный состав области магмогенерации в подокеанской мантии. Такая трактовка наиболее близка к интерпретации компонента PREMA ("prevalent mantle") А. Зиндлером и А. Хартом. Представления о детерминированной связи "внутритетраэдрных" компонентов с нижнемантийными плюмами не согласуются с повсеместным распространением компонента F. Высока вероятность того, что в мантии реально существуют тела, которые сложены чистым компонентом F и достаточно эффективно изолируют мантийные резервуары, отвечающие по составу конечным компонентам.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 99-07-90030).

РАДИОАКТИВНЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ ТРУБОК ВЗРЫВА БЕЛАРУСИ

Михайлов Н.Д., Веретенников Н.В., Корзун В.П., Лапцевич А.Г.

Институт геологических наук НАН Беларуси

В конце 80-х - начале 90-х гг. на севере Гомельской области, в районе Рогачева-Жлобина выявлены впервые в Беларуси трубки взрыва (диатремы) позднефранского возраста. Всего здесь установлено 23 трубки, компактно расположенные на площади около 600 км² в приосевой зоне Жлобинкой седловины (так называемое Жлобинское поле диатрем). В большей верхней (кратерно-жерловой) части трубки образованы преимущественно вулканокластическими породами, большая часть ИЗ которых определены как кимберлиты и (или) лампроиты (Хомич и др., 1993; Никитин и др., 1994), на основании чего на этих трубках были начаты и проводились почти до конца 90-х гг. поисковые работы на алмазы. Проведенное нами петрографическое и петрохимическое изучение пород Жлобинских диатрем показало, что среди них нет ни кимберлитов, ни "классических", типа австралийских, лампроитов. Bce ОНИ принадлежат К щелочноультраосновным породам: щелочным пикритам, мелилититам, фоидитам. Исследование содержания и соотношений ультраосновным радиоактивных и редкоземельных элементов в этих породах позволило получить дополнительные критерии для уточнения их петрографической и формационной принадлежности, редкоземельные поскольку радиоактивные элементы являются наиболее тонкими индикаторами петрогенетических процессов.

Радиоактивные элементы. По содержанию и соотношению урана и тория породы диатрем Жлобинского поля наиболее близки к щелочно-базальтоидным вулканогенным разностям. На соответствующей диаграмме они образуют поле, частично совпадающее с полем щелочных базальтов и вытянутое в сторону лампроитовых и кимберлитовых пород. Хотя породы диатрем характеризуются достаточно высокими Th-U отношениями (около 5), по содержанию урана и тория они не соответствуют ни кимберлитам, ни "классическим" лампроитам Австралии, а размещаются в области щелочных пород с самыми низкими концентрациями U и Th. Аналогичные содержания радиоактивных элементов отмечаются в лампроитоподобных породах Аллана.

Редкоземельные элементы. По содержанию РЗЭ и соотношению концентраций трех их групп (La—Nd, Sm—Ho, Er—Lu) породы Жлобинских диатрем также отличаются от кимберлитов и лампроитов Австралии. Сравнительный анализ содержаний РЗЭ в вулканических щелочно-ультраосновных породах Припятского рифтогенного прогиба и диатрем Жлобинского поля, вместе с отчетливо выраженным параллельным

расположением их трендов дает, основание предполагать комагматичность этих образований. Однако для пород преимущественно Na серии, широко развитых в Припятском прогибе, характерны более высокие концентрации РЗЭ (Σ TR 160-400 г/т), чем в породах диатрем (Σ TR 160-180 г/т), что является одним из аргументов для отнесения последних к серии калиевых щелочных ультрабазитов, среди которых преобладают калиевые (лейцитсодержащие) пикриты, мелилититы и мелалейцититы.

ПЛЮМОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ АМУРСКОЙ МЕГАСТРУКТУРЫ: ГЕОХИМИЯ ПОРОД И ПРИРОДА МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Моисеенко В.Г.*, Сахно В.Г.**

*АМУРКНИИ, **ДВГИ

В континентальной части Востока Азии выделен ряд кольцевых мегаструктур диаметром более 1000 км: Омолонская, Амурская, Центрально-Китайская, Южно-Китайская и др., в пределах которых располагаются "переработанные кратоны, тектоно-магматической активизацией". Термическая история каждой из них имеет свои особенности. Наиболее активизированной является Амурская, внутри которой тектонической и магматической активизации разобщены на отдельные блоки кристаллические массивы, внедрены магматические комплексы различного возраста и состава. Щелочные высокомагнезиальные ультраосновные и основные вулканиты проявлялись неоднократно: в PZ, MZ и KZ. Наиболее активной была позднемезозойско-кайнозойская эпоха. Здесь известны девонские кимберлитовые трубки на Ханкайском массиве, некоторые из них являются алмазоносными. В мезозое (в поздней юре - раннем мелу) проявлены меймечиты, пикриты и ламприты по окраине кратонов в виде трубок и в рифтовых трогах; в раннем-позднем мелу в пределах континентальных грабенов - высокомагнезиальные андезиты, близкие по составу породам трансформных окраин; в кайнозое в протяженных рифтах проявлен комплекс щелочных и толеитовых базальтов и фонолитов, а в центральных аппаратах - от базальтов и фонолитов до трахитов и комендитов. Анализ концентраций петрогенных, REE, LiL и изотопных характеристик по вулканитам и глубинным ксенолитам по опубликованным и нашим данным, сопоставление по их содержанию в нижней, верхней мантии и MORB (табл.) (Wedepohl, 1995; Wedepohl, Baumann, 1999; Hofmann, 1988) позволяет сделать следующие выводы:

- а) мантия мегаструктур является гетерогенной;
- в) возрастает степень деплетированности радиогенных изотопов (особенно по Pb) в расплавах от древних к современным выплавкам;
- с) характер изотопных соотношений предполагает вклад ЕМІ в резервуар источника;

- d) доля участия глубинных флюидов нижней и верхней мантий и континентальной коры различна для каждого этапа плюмового вулканизма;
- е) на примере кайнозойского этапа вулканизма характерно увеличение некогерентных элементов в расплавах от ранних к поздним фазам и от периферии мегаструктуры к ее центру.

Все эти особенности, возможно, находят свое объяснение в глубинном строении и эволюции мегаструктуры: под ней находится область обширной аномальной мантии, сокращенная мощность коры (35-30 км на периферии и 20-23 км - в центре), высокий тепловой поток. По геофизическим исследованиям здесь фиксируются зоны разуплотнения на глубине. Данные по томографии подтверждают подъем горячей астеносферы, а по геохимическим характеристикам - участие в этом процессе нижнемантийных, возможно, с граничного слоя "D", потоков флюидов.

Таблица Представительные анализы щелочных пород Амурской мегаструктуры

Порода	Возраст	Nb/U	Ce/Pb	Rb/Sr	Sm/Nd	Th/Pb	Th/U	U/Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Примечание
Фонолит	AD	51.2	14.7	0.07	0.163	0.59	5.23	0.11	16.855	15.444	36.998	0.70532	0.512334	вулк. Удалянчи
Лейцитит	Q ₃ -Q ₄	43.3	10.09	0.08	0.134	0.52	4.72	0.11	16723	15.382	36.542	0.70544	0.512338	то же
Щелочной базальт	Q_3	62.2	8.6	0.034	0.234	0.96	3.54	0.27	17.988	15.050	38.021	0.70417	0.512800	рифт
Щелочной базальт	Q ₂₋₃	100.1	16.9	0.02	0.216	2.24	5.89	0.38	17.769	15.467	38.013	0.70403	0.512822	рифт
Толеит	N_1	42.2	_	0.64	0.238	-	4.37	-	-	-	-	0.70453	0.512786	плато
Щелочной базальт	N_1	111.3	_	0.07	-	1.32	3.01	0.43	17.752	15.450	37.668	-	-	плато
Толеит	N_{1}^{2}	62.7	35.2	0.04	0.240	0.42	3.54	0.11	17.830	15.556	3081	0.70458	0.512689	вулк. Ченбошань
Щелочной базальт	N_2^1	35.0	7.62	0.06	0.232	0.20	3.21	0.20	18.069	15.520	38.197	0.70456	0.512713	то же
Лейцитит	N_1	23.7	_	0.044	0.183	-	2.87	_	-	-	-	-	-	трубка
Лерцолит		_	_	0.066	0.306	-	0.812	_		-	-	-	-	включение
Пикрит	Pg	74.0	9.3	0.08	0.235	0.51	3.25	0.31	-	-	-	-	-	трубка
Магнезиальный андезит	K_2^2	74.7	-	0.028	0.179	-	5.38	-	-	-	-	0.70523	-	грабен
Магнезиальный андезит	К ₁₋₂	104.0	-	0.032	0.172	-	4.39	-	-	-	-	0.70518	-	грабен
Пикрит	K_1	12.4	_	0.780	0.235	-	3.25	_	-	-	-	0.070621	0.512810	трубка
Пикрит	J ₃ -K	-	-	0.034	0.235	ı	3.63	-	ı	-	·	0.70481		рифт
Примитивная мантия		30.4	9.1	0.029	0.33	0.47	4.0	0.116	Hofmann. 19	88				
Остаточная мантия		44.6	11.8	0.013	0.36	0.38	3.2	0.120	Weldepohl. E	Baumann. 1999)			
Верхняя мантия		51.4	25.2	0.011	0.35	0.37	2.7	0.130	Там же					
Континентальная мантия		11.2	4.0	0.23	0.20	0.57	5.0	0.11	Wedepohl. 19	995				

К ВОПРОСУ О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ РУДНОГО АЛТАЯ

Мочалкина Л. Н.

АО ИГН им. С. И. Сатпаева, Казахстан

В рудоносных вулканических сериях Рудного Алтая (РА) кислые разности в среднем по объему составляют 79 %, средние – 7 %, основные – 14 %. Для объяснения подобных соотношений при дифференциации исходных расплавов нами привлечен механизм флюидно-магматического взаимодействия. Исходные расплавы под воздействием потока флюидов раскисляются и поднимаются в очаги верхних уровней, приспосабливаясь к физико-химическим условиям литосферы. Для вулканитов PA рассчитаны приблизительные объемы вулканического материала продуктивных девонских толщ и вероятный флюидно-магматический баланс при их становлении. Принимая кремнезем инертным компонентом в флюидно-магматического взаимодействия, процессе получаем положительный баланс для глинозема, титана, железа, магния, кальция, в меньшей мере – натрия и отрицательный – для калия. Другими словами, в процессе метамагматической дифференциации активно выносились железо, магний, кальций и др., а привносился – калий. С избыточными продуктами дифференциации базальтоидной магмы связано новообразовние карбонатов (кальцита, доломита), хлоритолитов, пирита и других минералов.

Девонский вулканизм на Рудном Алтае вспыхнул довольно широким, мощным фронтом, а магматические очаги охватили огромные массы мантийно-литосферного вещества, что, возможно, явилось одной из причин высокой его продуктивности. Колчеданная минерализация в герцинидах Рудного Алтая локализуется на нескольких стратиграфических уровнях (эмсэйфель-раннеживетском, эйфельском, живет-раннефранском) горизонтов. Рудоносные уровни и горизонты тяготеют к стратиграфических подразделений (отделов, ярусов, свит и горизонтов), рудообразования следовательно, процессы происходили фоне кратковременных перерывов вулканической деятельности, мощные сероводородные и серные эманации, обогащенные ионами металлов, появились в результате разгрузки глубинных источников.

Для потока рудогенных флюидов использовались каналы между вулканическими аппаратами и питающими очагами, поскольку все известные месторождения тяготеют к центрам вулканической активности.

СТЕКЛА В КСЕНОЛИТАХ И МЕГАКРИСТЫ ПОЛЕВОГО ШПАТА ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ТОКИНСКОГО СТАНОВИКА

Муравьева Н.С., Сенин В.Г.

ГЕОХИ РАН

Изучение ксенолитов из молодых внутриплитных базальтов позволяет получить информацию о составе верхней мантии и процессах мантийного метасоматоза. Мантийные ксенолиты из неоген-четвертичного Оконоского вулканического представлены шпинелевыми поля лерцолитами вулканическое пироксенитами различного состава. Окононское (восточная часть Байкалорасположенное в р-не Токинского Становика Становой рифтовой зоны) базальтоидами, сложено щелочными содержащими многочисленные включения - ксенолиты и мегакристы. состав включений, их петрохимические и геохимические Минеральный интенсивную флюидную особенности проработку указывают на мантийного субстрата этого региона.

В отдельных ксенолитах и мегакристах обнаружены стекла, по составу отличающиеся от вмещающих базальтов. Состав стекол определялся на микроанализаторе "Camebax microbeam". Детальное изучение состава и структуры стекол в лерцолитовых и пироксенитовых нодулях и мегакристах позволило предположить, что плавление происходило при участии водосодержащих флюидов с привносом щелочей. На основани близости составов мегакристов полевых шпатов из щелочных базальтов и стекол в ксенолитах делается вывод об их генетической связи, т.е. о том, что мегакристаллы анортоклаза являются дезинтегрированными нодулями и могли быть образованы за счет вторичного плавления клинопироксенов с привносом щелочей.

ГАЗОНАСЫЩЕННОСТЬ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ И ФОИДОЛИТОВ ХИБИНСКОГО И ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВОВ

Нивин В.А.

ГИ КНЦ РАН

Проблема присутствия углеводородных газов в щелочных агпаитовых комплексах и связанных с ними месторождениях минерального сырья помимо научного интереса имеет и прикладное значение, обусловленное, в первую очередь, выделением горючих и взрывоопасных газов в рудничные горные выработки. В том и другом случаях важно знать закономерности и факторы распределения газовой фазы в породах, в частности, относительную газонасыщенность породообразующих минералов. Три из них - нефелин, полевой калинатровый шпат И эгирин являются главными ДЛЯ Валовое рассматриваемых комплексов. распределение микровключений изучено преимущественно в этих и, в меньшей степени, в ряде второстепенных минералов хибинских нефелиновых сиенитов и уртитов и ловозерских луявритов, фойяитов и ювит-уртитов, всего в 38 образцах. Извлечение газовых компонентов (метана и его гомологов) из пород и анализ осуществлялись с использованием специальной приставки к хроматографу, разработанной С.В. Икорским. Газонасыщенность пород (и минералов) определяется, главным образом, метаном, содержание которого варьирует от 1.3 до 91 см³/кг. Концентрации этана и бутан-пропанов обычно намного ниже - в 10-30 раз и на два порядка величины, соответственно. Согласно содержания рассчитанным балансам CH_4 основными концентраторами и носителями микровключенных газов в породах оказались нефелин и полевой шпат. Удельное газосодержание их относительно данного показателя для породы существенно варьирует, составляя 0.1-5, чаще 0.6-1.4 последнего. Газонасыщенность эгирина редко превышает 20 % таковой минералов высокими содержаниями породы. других газов характеризуются содалит, анальцим, титаномагнетит, арфведсонит, апатит, лопарит, сфен, эвдиалит, виллиомит, натролит. Установлены различные по силе и направленности корреляционные взаимосвязи концентраций газовых компонентов и содержаний щелочных элементов (Na, K, Li, Rb) и их отношений в нефелинах, полевых шпатах и породах в целом. Для ловозерских пород выявлены также статистические связи газонасыщенности пород и содержания наложенных альбита и содалита (положительная корреляция), и цеолитов (обратная зависимость). Полученные данные согласуются с представлениями о постмагматическом происхождении углеводородных газов и могут быть использованы при прогнозе газоносности рудных месторождений.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА КАРБОНАТИТОВ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ ПО ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ (He, Ar) ДАННЫМ

Нивин В.А., Толстихин И.Н., Каменский И.Л., Икорский С.В., Балаганская Е.Г.

ГИ КНЦ РАН

Концентрации и соотношения изотопов Не и Аг изучены в карбонатитах и, в меньшей степени, в пространственно и генетически связанных с ними фоскоритах, из 9 девонских комплексов Кольской провинции. Экстракция газов из пород и минералов осуществлялась методом плавления (из всего объема образцов) и измельчения (главным образом из флюидных включений). В том и другом случаях как количества изотопов благородных газов, так и их отношения (⁴He/³He и ⁴⁰Ar/³⁶Ar) варьируют в пределах нескольких порядков величин. Причем в карбонатитах и фоскоритах каждого массива эти вариации значительно шире по сравнению с аналогичными показателями для ассоциирующих более ранних ультраосновной и щелочной

серий пород. Сопоставление измеренных концентраций изотопов редких газов в породах в целом, во флюидных включениях, сравнение их с рассчитанными, исходя из содержания родительских элементов (U, Th, K и Li) и возраста пород, характер распределения по стадиям формирования карбонатитов, позволяют сделать следующие выводы и предположения:

- девонские карбонатитовые комплексы Кольской провинции образовались в результате внедрения глубинного мантийного плюма, в составе которого однозначно устанавливается нижнемантийная компонента;
- кольские карбонатиты и фоскориты наряду с парагенными ультраосновными и щелочными породами являются продуктом дифференциации единой карбонатизированной силикатной магмы, а не производными первичных мантийных карбонатитовых выплавок;
- петрологические и геохимические различия карбонатитов отдельных комплексов Кольского полуострова являются следствием неодинаковых путей и темпов дифференциации имеющего общий мантийный источник вещества, глубине и тектонической обстановке формирования и, соответственно, различными степенью открытости системы и условиями дегазации;
- широкие вариации изотопно-газовых характеристик карбонатитовой серии пород в пределах одного массива и даже фазы формирования, в значительной мере могут быть обусловлены неравномерным проявлением не всегда уверенно распознаваемых постмагматических (метасоматических, гидротермальных) процессов.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ (Sr, Nd) ПОРОД КАРБОНАТИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Никифоров А.В., Ярмолюк В.В.

ИГЕМ РАН

Изотопный состав Sr и Nd в породах карбонатитовых ассоциаций Западного Забайкалья изучался на примере трех наиболее крупных объектов: Халютинского карбонатитового вулканического комплекса, Ошурковского габбро-сиенитового карбонатитами Аршанского массива cсубвулканического карбонатитового комплекса. Поле их составов (εNd -2.61 - 6.40 и єSr +12.11 - +22.21) обособленно от общей области изотопных внутриплитных базитов Западно-Забайкальской составов MZ_2 -KZвулканической области (Ярмолюк и др., 1998) в сторону более высоких значений отношения 87 Sr/ 86 Sr и более низких 144 Nd/ 143 Nd. На диаграмме ϵ Ndпород карбонатитовых ассоциаций распределены неоднородно. Силикатные породы по изотопным характеристикам близки к одновозрастным тефритам и фонолитам вулканических толщ. Напротив, карбонатитов отличаются области составов составы сильно

одновозрастных вулканитов. Карбонатно-силикатные породы занимают промежуточную позицию. Отмеченные вариации свидетельствуют изотопного равновесия между щелочными породами и карбонатитами, что исключает возможность их образования из единого источника. Наблюдаемая картина распределения составов пород карбонатитовых ассоциаций может быть получена путем смешения двух изотопно-разнородных сред, одна из которых соответствует источникам вулканических пород, а другая - источникам карбонатитов. Производные последнего характеризуются высокими содержаниями Sr, REE (особенно легких), Ва, Р, СО2 и S, в соответствии с чем, предполагается его флюидная природа. Оба источника (силикатных пород и карбонатитов) по своим изотопным параметрам соответствуют обогащенной мантии типа EM-II и характеризуются близкими модельными возрастами (1.1-1.3 млрд лет).

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 99-05-65645, 99-05-65647).

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТИТОВ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Никифоров А.В., Ярмолюк В.В.

ИГЕМ РАН

Позднемезозойские карбонатиты сосредоточены в западной части Западно-Забайкальской вулканической (рифтовой) области. Известны шесть различных по своим масштабам карбонатитовых проявлений, самое крупное из которых - Халютинское - представлено вулканическими карбонатитами. Эти проявления обычно сопровождаются одновозрастными щелочными породами (шонкинитами, щелочными габброидами и сиенитами), образуя с ними совместные ассоциации (Никифоров и др., 2000). Методом ІСР изучены редкоэлементные составы карбонатитов и связанных с ними щелочных силикатных пород. Эти породы характеризуются высокими содержаниями Ba, Sr, Pb, U, REE (с преобладанием легких REE над тяжелыми) и низкими Ta, Nb, Zr, Hf, Rb причем экстремальные содержаниями значения свойственны содержаний и В TOM, И В другом случае собственно карбонатитам. целом же породы карбонатитовых ассоциаций характеризуются высокой степенью дифференцированности.

В истории магматизма Западно-Забайкальской рифтовой области состав магматических продуктов эволюционно менялся (Ярмолюк, Иванов, 2000). В редкоэлементном разновозрастных, но близких составе базальтоидов субщелочных щелочных ЭТИ изменения следующим образом. В интервале поздняя юра - середина раннего мела происходило постепенное обогащение все более молодых базитов Ba, Sr, Pb, легкими REE и постепенное возрастание в них дефицита Nb, Та. Пик действия этих тенденций пришелся на середину раннего мела и наиболее

ярко проявился в составах карбонатитов. В базитах более поздних этапов развития области происходило постепенное усреднение содержаний редких элементов относительно состава OIB, и в кайнозое параметры состава пород приблизились к типичным составам базальтов OIB. Такие систематические различия в содержаниях редких элементов определяются особенностями состава их магматических источников. Аномальный состав щелочных базитов Западного Забайкалья в середине раннего мела, выделяющийся высокой щелочностью и высокими содержаниями многих литофильных элементов, связывается с вовлечением в это время в процессы плавления более обогащенных мантийных источников, с которыми связано формирование собственно карбонатитов.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 99-05-65645, 99-05-65647).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТЕРМОМЕТРИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМАТИИТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Николаев Г.С.

ГЕОХИ РАН

В качестве объектов исследования были выбраны лавовые образования свиты Ветреного пояса и породы Бураковско-Аганозерского расслоенного интрузива [1]. Породы лавового озера Виктория [2] представляют в методическом отношении более простой случай, т.к. степень вторичных изменений пород минимальна и оценка давления однозначна (0 кбар). Бураковско-Аганозерский плутон в целом характеризуется значительными вторичными изменениями пород и неопределенностью в оценке давления в интрузивной камере. Петрологический анализ объектов методом геохимической термометрии [3] проводился на основании расчетов траекторий равновесной кристаллизации составов пород по программе COMAGMAT 3.0 [4].

Лавовое озеро Виктория – расслоенный поток мощностью более 100 м. Нижняя часть дифференцированной зоны сложена оливиновыми кумулатами $(Fo_{87-89}$ с каймами Fo_{82}), а верхняя часть — микродолеритами. Наблюдаемые взаимоотношения пород обычно интерпретируются как результат гравитационной отсадки кристаллов оливина. В силу этого нижнюю кумулятивную часть разреза можно рассматривать как смесь кристаллов и расплава, а верхнюю – как тот же расплав свободный от интрателлурических вкрапленников. Анализ траекторий кристаллизации этих пород привел к заключению об отсутствии равновесия между кумулятивными кристаллами оливина и расплавом. Это, в свою очередь, позволяет предложить новую, по сравнению с [1], модель формирования потока: родоначальная магма, состоящая из неравновесной смеси родоначального раслава (SiO₂ - 53, TiO₂ -0.7, $Al_2O_3 - 14$, FeO - 10, MgO - 8, CaO - 11, $Na_2O - 2.8$, $K_2O - 0.4$ Bec. %),

который по составу отвечает микродолеритам, и кристаллов оливина состава Fo_{87-89} , внедряется при температуре 1200° C. В процессе затвердевания потока на кристаллах оливина образовались равновесные каймы состава Fo_{82} .

Для оценки состава родоначального расплава Бураковско-Аганозерского расслоенного плутона проведена термометрия пород нижней части краевой группы (скв. 166, Аганозерский блок). В отличие от оливиновых кумулатов центральных частей массива (Fo_{87-89}), породы краевой группы более контрастны, т.к. они в меньшей степени подверглись уплотнению и переуравновешиванию кумулата. Исходя из геологических оценок, давление системы принято равным 6 кбар. Получена оценка родоначального расплава: (SiO_2 - 54, TiO_2 - 1, Al_2O_3 - 9, FeO - 11, MgO - 10, CaO - 12, Na_2O - 2.3, K_2O - 0.4 вес. %) и температуры его внедрения в 1280°C. Это позволяет предположить неравновесный характер оливиновых кумулатов с родоначальным расплавом.

Вопрос о возможной взаимосвязи этих родоначальных расплавов является предметом дальнейшего исследования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 98-05-64929, 99-05-64875).

Литература:

- 1. Николаев и др. // ДАН. 1996, 347, 6, 799-801
- 2. Puchtel et al. // Contrib Mineral Petrol. 1996, 124, 273-290
- 3. Френкель и др. // Геохимия. 1987, 11, 1546-1562
- 4. Ariskin et al. // Computer and Geosciences. 1993, 19, 8, 155-1170

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КЛИНОПИРОКСЕНАХ ИЗ ВУЛКАНИТОВ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ УРАЛА

Носова А.А.*, Сазонова Л.В., Наркисова В.В.*, Горожанина Е.Н.*****
*ФГУП НПЦ "Недра", **МГУ, ***Институт геологии УНЦ РАН

Вопрос о геохимии клинопироксенов из вулканитов островных дуг интересен в следующих аспектах: 1) обладают ли они геохимической спецификой и отличаются ли от клинопироксенов из пород других геодинамических обстановок; 2) в какой мере они наследуют геохимический облик клинопироксенов мантийного источника; 3) как распределение элементов-примесей в клинопироксенах вулканитов по мере эволюции островной дуги. Изучено распределение элементов-примесей в клинопироксенах из базальтов силурийской (Тагильской) и девонской (Магнитогорской) островных дуг Урала. Определение концентраций микроэлементов проводилось методом ВИМС. Установлено, что изученные клинопироксены обладают характерной геохимией элементов-примесей, близкой к геохимии клинопироксенов из мантийных перидотитов Японской островной дуги, и отличающей их от клинопироксенов из пород других

геодинамических обстановок. Типичный "островодужный" геохимический облик клинопироксенов прослеживается ДЛЯ пород набора всего надсубдукционных ассоциаций - от инициальных контрастных до поздних субщелочных. "Островодужные" геохимические особенности клинопироксенов, присущие мантийным перидотитам, сохраняются и в клинопироксенах их производных - основных вулканитов островных дуг. Главной геохимической особенностью клинопироксенов из мантийных пород и вулканитов островных дуг является то, что уровень концентраций в них элементов-примесей Sr, TR, Zr является промежуточным между низкими содержаниями клинопироксенах обстановок ИЗ деплетированной мантии (СОХ, преддуговые) и высокими концентрациями в клинопироксенах из обстановок, контролируемых необедненной мантией (континентальные рифты, океанические острова). Для всех групп элементовиндикаторов (LIL, HSFE, легкие элементы B, Li, Be) наблюдаются определенные различия в клинопироксенах из базальтоидов различных обстановок; островодужных наиболее контрастны они между клинопироксенами из пород фронтальных и тыловых зон.

Nd-Sr ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РИКОТИТОВ (ОРТОКЛАЗОВОЕ ГАББРО) ДЗИРУЛЬСКОГО ВЫСТУПА (ЗАКАВКАЗСКИЙ МАССИВ)

Окросцваридзе А.В.*, Кларк Д.Б.**

*Геологический институт АН Грузии, **Далхаузский университет, Канада

Дзирульский выступ представляет собой обнаженную доальпиского фундамента Закавказского массива. В его строении принимают участие докембриийский и раннепалеозойский гнейсово-мигматитовый комплекс, метабазиты, тоналиты и кварцевые диориты. В герцинском тектономагматическом шикле ЭТИ породы интенсивно секутся микроклиновыми гранитоидами, еще позднее, габбровых, a телами кварцдиоритовых и граноодиоритовых пород.

На востоке Дзирульского выступа, в ущелье р. Рикотула, обнажается интрузив ортоклазового габбро (рикотит). В этом ущелье интрузив мощностью 470 м сечет кварцевые диориты. Породы интрузива чернозеленые с розовыми выделениями ортоклаза и состоят из пироксена, роговой обманки, биотита, плагиклаза, ортоклаза и кварца. Акцессорными минералами являются: сфен, апатит, рутил и рудный минерал.

Изучением этого интересного образования занимались многие исследователи, но вопрос его возраста и петрогенеза до сих пор остается спорным. Как известно, парное изучение изотопных составов Nd и Sr дает надежные данные о петрогенезе магматических пород. В центре изотопных исследований Университета Беркли (США) в шести образцах рикотита нами были изучены изотопы Nd и Sr. В образцах параметры ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr следующие: R20=0.706022, R21=0.707148, R23=0.706139, R26=0.706538, R28=0.710644.

R29=0.707900, а параметры єNd таковы: R20=0.4488, R21=0.260217, R23=0.283375, R26=0.15336, R28=-0.369636, R29=0.098011. Образцы R20, R23, R26 и R29 взяты из основной массы интрузива, а образцы R21 и R28 – из многочисленных фелзических включений.

Анализируя вышеприведенные результаты, с учетом новой модели строения Дзирульского выступа (Шенгелия, Окросцваридзе, 1998), мы полагаем, что магма рикотского интрузива зародилась в верхней мантии или в нижней коре, продвигаясь в верхние горизонты литосферы, она контаминировалась и ассимилировалась с герцинскими калиевыми гранитоидами и интрузировала кварцевые диориты.

О МИНЕРАЛОГИИ И ПОВЕДЕНИИ БАРИЯ В ДИФФЕРЕНЦИАТАХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ХИБИНСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Пеков И.В.*, Чуканов Н.В., Турчкова А.Г.*** *МГУ, **ИПХФ

Содержание бария в агпаитовых породах Хибинского массива весьма велико - в среднем 0.09-0.12 % (Герасимовский, Беляев, 1963; Кухаренко и др., 1968). Оно сопоставимо лишь со значением для гранитов (~0.08 %) и намного превышает содержания этого элемента в других типах пород. Геохимическая история бария в породах Хибин тесно связана с калием и На магматическом и раннепегматитовом этапах рассеивается, главным образом, в калиевом полевом шпате, лампрофиллите (нефелиновые сиениты, ийолит-уртиты) и бербанките (карбонатиты), и не образует собственных минералов. На позднепегматитовой и особенно гидротермальной стадиях, наоборот, концентрированное состояние бария преобладает над рассеянным. Главным фактором, определяющим поведение этого элемента, становится кристаллохимический: ион Ba^{2^+} имеет очень большой радиус, и именно здесь создаются самые благоприятные условия для реализации кристаллических структур, в которых он может найти свое место. В Хибинах найдено 25 (!) собственных минералов этого элемента (для сравнения: у более распространенного стронция в Хибинах известно только 17 собственных минералов, т.к. значительная часть этого элемента и на поздних стадиях рассеивается в кальциевых фазах - апатите, Са-цеолитах и др.), в 16 из которых содержания в структурной позиции Ва изоморфных примесей (Sr, K, LREE) не превышают 5-10 %. В состав еще 12 минералов барий часто входит как примесь в количествах >1-5 %. Основные механизмы концентрирования бария в гидротермалитах очевидны - это постепенное накопление, связанное с его некогерентностью, и высвобождение в результате разложения ранних минералов-концентраторов (при альбитизации калиевого полевого шпата, замещении лампрофиллита бесстронциевыми Тіминералами, растворении бербанкита, и т.п.).

- В Хибинах можно выделить три основных типа поздней бариевой минерализации, каждый из которых пространственно и генетически связан с определенными образованиями и характеризуется своим набором минералов.
- 1. Поздние бариевые минералы в карбонатитах Хибинского массива (Zaitsev e.a., 1998) развиваются по большей части за счет бербанкита и представлены главным образом карбонатами (витерит, баритокальцит, кордилит, кухаренкоит, цебаит, маккельвиит); в подчиненных количествах развиты барит, гармотом, эдингтонит.
- 2. В гидротермалитах приразломной зоны г. Кукисвумчорр распространены бариевые карбонаты (маккельвиит, эвальдит, витерит, баритокальцит, кухаренкоит, тулиокит) и барит, обнаружены лабунцовит, набафит.
- 3. Поздняя бариевая минерализация в пегматитах нефелиновых сиенитов отличается в первую очередь отсутствием карбонатов и фосфатов. Здесь ведущую роль играют силикаты, встречаются сложные оксиды и очень редко - барит. Авторами этот тип изучен на примере пегматитов, залегающих в неравномернозерных и гнейсовидных нефелиновых сиенитах на горах Юкспор и Кукисвумчорр. В разных телах концентраторами бария выступают баритолампрофиллит, лабунцовит, барилит, делиндеит, эдингтонит, гармотом, бариопирохлор, минерал типа илимаусита и др. Интересны тесные срастания трех бариевых минералов, относящихся к разным классам соединений, - баотита $Ba_4(Ti,Nb)_8Si_4O_{28}Cl$, генримейерита $Ba(Ti_7Fe^{2+})O_{16}$ и барита - в полостях жильного пегматита на г. Юкспор. Рост активности бария к концу процесса иллюстрируется увеличением его содержания в краевых зонах кристаллов бариопирохлора по сравнению с их ядрами, сменой лампрофиллита баритолампрофиллитом. На позднепегматитовых стадиях наиболее ярко проявлено разделение бария и стронция: последний входит здесь в основном в состав карбонатов (анкилит, стронцианит) и апатита, которые тесно ассоциируют с бариевыми силикатами и сложными оксидами.

МИНЕРАЛОГИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Петухова Л.Л., Приходько В.С.

ИТиГ ДВО РАН

Щелочные базальтоиды часто содержат широкий набор минеральных фаз, включающих парагенезисы мегакристаллов, вкрапленников и основной массы. Изучение ассоциации вышеперечисленных минералов, в том числе их зональности, позволяет получить информацию об условиях и этапах эволюции щелочнобазальтоидных магм, начиная от областей генерации и до излияния на дневную поверхность.

Проведено исследование минералов мегакристовой ассоциации, вкрапленников и основной массы в кайнозойских щелочных оливиновых

базальтах и базанитах юга Дальнего Востока России. К мегакристаллам вулканитов относятся клинопироксены, кали-натровые полевые шпаты и плагиоклазы. Вкрапленники базальтоидов состоят из оливина, клинопироксена, титаномагнетита, полевых шпатов и лейцита. Лейсты основной массы пород представлены пироксенами, плагиоклазами, лейцитом, оливином. Детально изучены химические составы всех минералов, особенно пироксенов и полевых шпатов, наиболее полно представленных во всех парагенезисах.

Мегакристы клинопироксена представлены одиночными кристаллами призматического габитуса. Их отличает высокая химическая гомогенность. По составу мегакристаллы клинопироксенов относятся к субкальциевым высокоглиноземистым авгитам. Для изученной выборки, включающей минералы из оливиновых базальтов и базанитов, характерны незначительные вариации содержаний основных петрогенных окислов. Установлена слабая отрицательная корреляция между содержанием Na_2O и магнезиальностью пироксенов, что свойственно мегакристовому тренду кристаллизации. Среди вкрапленников и лейст клинопироксенов основной массы встречаются фассаиты и авгиты, причем в последнем установлены два типа зональности : а) с накоплением Ti, Al и б) с уменьшением Ti, Al к краям зерен. Главное различие в составах клинопироксенов, сформировавшихся в глубинных условиях и близповерхностных, состоит в возрастании в последних волластонитового минала и Al_{1V}/Al_{V1} отношения.

Мегакристы полевых шпатов представлены отдельными индивидами анортоклаза и олигоклаза, а также их сростками. Для них характерны небольшие вариации составов и химическая гомогенность. Вкрапленники состоят из плагиоклазов различной основности (от андезина до олигоклаза), анортоклаза и лейцита. Лейсты основной массы представлены плагиоклазом лабрадора до олигоклаза) и лейцитом. Основная тенденция распределении Са, Na, K между полевыми шпатами и лейцитом в процессе базальтоидных расплавов заключается В следующем: ЭВОЛЮЦИИ плагиоклазах последовательно возрастает содержание Са от мегакристов к основной массе, в этом же направлении в К-содержащих минералах (анортоклазе и лейците) происходит последовательное возрастание доли калия. В зернах вкрапленников плагиоклаза из базанитов и щелочных оливиновых базальтов постоянно отмечается обратная зональность.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ В ТИРРЕНСКОМ МОРЕ И ЕГО ОБРАМЛЕНИИ: ВАРИАЦИИ СОСТАВА ПЕРВИЧНЫХ МАНТИЙНЫХ МАГМ

Попов В.С., Черная Л.А.

 $M\Gamma\Gamma A$

Тирренский регион, имеющий ключевое значение для решения геологических проблем, фундаментальных поражает разнообразием позднекайнозойского вулканизма. Толеитовые базальты океанского типа. натриевые щелочные базальтоиды, характерные океанических островов, островодужная известково-щелочная и шошонитовая серии, ультракалиевые базаниты, тефриты и фонолиты, мелилититы камафугитовой серии и связанные с ними экструзивные карбонатиты, контрастная ассоциация лампроитов и риолитов принимают участие в строении закономерно построенных магматических систем, связанных с мантийными и коровыми источниками. Для каждой серии определены реальные и модельные составы первичных мантийных магм; все они отличаются умеренными содержаниями магнезии и соответствуют глубинам зарождения от 50 до 80 км. Возможные составы мантийных источников во внутренних зонах варьируют от деплетированных перидотитов, близких к источнику MORB, до метасоматически преобразованного субстрата этого типа, обогащенного Na цветными минералами, Fe-Ti-Nb оксидами, Sr- и P3Эсодержащими фосфатами и карбонатами (источник OIB). Во внешних зонах мантийные источники высококалиевых магм представлены флогопиткарбонат-апатитсодержащими верлитами флогопитизированными И гарцбургитами. Современные изотопные составы Nd Sr неконтаминированных мантийных магмах и их источниках варьируют от ϵ Nd=+10 и 87 Sr/ 86 Sr=0.703 в деплетированных относительно CHUR и UR перидотитах и магмах MORB- и OIB-типов до ϵ Nd=-11 и 87 Sr/ 86 Sr=0.715 в лампроитах и их обогащенных источниках. В первом случае модельный Nd возраст метасоматического преобразования мантийного вещества близок к современному, а во втором достигает 1500-1600 млн лет. Эти и другие данные позволяют проследить эволюцию мантийного диапира (астенолита, который служит движущей силой геодинамического плюма), магматического развития Тирренского региона в позднем кайнозое.

ФТОР В ЗАКАЛОЧНЫХ СТЕКЛАХ МАССИВА ТРООДОС, О.КИПР Портнягин М.В.*, Симакин С.Г.**

**ГЕОХИ РАН. **ИМ РАН*

Содержания фтора определялись методом вторично-ионной массспектрометрии в ИМ РАН на приборе ims-4f фирмы Cameca. Анализировались вторичные ионы $^{19}F^+$ и $^{30}Si^+$, эмитированные из образца при бомбардировке первичным пучком O^{2-} (10 кВ, 20 нА). Использование высокого потенциала смещения на образце (100 эВ) в сочетании с выбором полосы пропускания энергоанализатора (50 эВ) позволило минимизировать матричные эффекты, а также обеспечить эффективное подавление интерферирующих комплексных ионов ($^{16}{\rm OH_3}$, $^{17}{\rm OH_2}$, $^{18}{\rm OH}$). Калибровка проводилась с использованием базальтовых, андезитовых и риолитовых стекол с известными содержаниями фтора от 130 до 6400 г/т. За уровень фона принималась интенсивность $^{19}{\rm F}^+$, измеренная на оливине из базальта СОХ обедненного типа. Разработанная методика позволяет определять содержания фтора в силикатных стеклах и минералах при концентрациях от 10 г/т и выше с точностью 10-30 отн. % и локальностью 20-30 мкм. К достоинствам метода относится возможность одновременного анализа фтора с ${\rm H_2O}$ и широким спектром микроэлементов (${\rm B}$, ${\rm Li}$, ${\rm Nb}$, ${\rm Ba}$, ${\rm Zr}$, ${\rm P39}$ и др.).

Измеренные содержания фтора в примитивных (MgO/FeO_t=0.7-1.3) закалочных стеклах лав массива Троодос составляют от 10 до 100 г/т. Положительная корреляция установлена между содержаниями фтора и Na, Ті, Ве, Sr, Zr, Hf, Y, Ga и всеми РЗЭ, отрицательная - между F и Sc. Корреляция содержаний F с H₂O, K, Rb, Ba, Cs, Pb, U, Th, B, Li отсутствует. Отношения F/Sm~57, F/Zr~2.7, F/P~0.3 в стеклах Троодоса практически значениям, соответствуют промежуточным характерными для N- и E- типов MORB, хотя абсолютные содержания этих элементов в стеклах Троодоса значительно ниже. Особенности геохимии фтора в магмах Троодоса интерпретируются нами как свидетельство "консервативного" поведения этого элемента в процессах магмогенерации над зонами субдукции. Главными факторами, определяющими концентрации фтора этой обстановки, В магмах степень являются обедненности/обогащенности мантийного источника плавления. Концентрации фтора в водной флюидной фазе, вовлеченной в процессы генерации магм Троодоса, были низкими и не превышали 0.04 мас. %, судя по отношению H₂O/F=2500 в наиболее деплетированных стеклах, что оказывало значимое влияние содержания фтора лишь в наиболее обедненных несовместимыми элементами первичных магмах.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МЕГАПОРФИРОВЫХ ВКРАПЛЕННИКОВ САНИДИНА В СИЕНИТ-ПОРФИРАХ ЗАПАДНОГО АЙОДЗОРА (АРМЕНИЯ)

Прокофьев В.Ю., Волков В.Н.

ИГЕМ РАН, Москва

Изученные мегапорфировые сиенит-порфиры образуют серию мелких дайкообразных и неккообразных субвулканических тел миоценового возраста, расположенных среди комагматичных им трахитовых лав и туфов в Западном Айодзоре (Армения). Вкрапленники санидина составляют 10-15 % объема породы. Состав санидина отвечает формуле Or 64-65 Ab 31-33 An 3-5.

В кристаллах санидина обнаружены крупные (10-30 мкм) первичные включения силикатного расплава, содержащие раскристаллизованное стекло и газовый пузырек (8- 30 об. %). Часто они сопровождаются существенно газовыми включениями, явно сингенетичными расплавным и содержащими магматический флюид. В некоторых включениях при комнатной температуре наблюдается кайма жидкости.

Включения силикатного расплава нагревались до высоких температур в муфеле конструкции В.Б. Наумова. Термометрическими исследованиями установлено, что начало плавления силикатных фаз в этих включениях происходит при температурах 800-850°С. Дальнейший нагрев приводит к гомогенизации единичных мелких включений при температурах 1060-Однако подавляющее большинство включений остается гетерогенными даже выше 1150°C, несмотря на изменения в облике прозрачность, минерала-хозяина (уменьшается вследствие видимо, перекристаллизации). Представляется наиболее вероятным, что большинство включений захватило при своем образовании газовую фазу, существовавшую магматическом этапе, является комбинированным. И температурам захвата, вероятно, отвечают температуры гомогенизации единичных включений с минимальной газовой фазой.

Микротермометрическое изучение существенно газовых включений на микротермокамере THMSG-600 фирмы "Linkam" показало, что они содержат относительно малоплотную CO_2 с небольшой примесью низкокипящих газов ($T_{пл.}$ -58.3 ÷ -57.0°C). Давление углекислотного флюида, рассчитанное по программе FLINCOR для температур 1060- 1100°C, составляет 298-797 бар.

Таким образом, изучение расплавных включений в санидине показало, что он кристаллизовался при температурах 1060-1100°С и давлениях 300-800 бар в присутствии существенно углекислотного магматического флюида.

ИЗОТОПНЫЕ ПРОВИНЦИИ СРЕДИННО-ОКЕАНСКИХ ХРЕБТОВ

Пустовой А.А.*, Миронов Ю.В.**, Ряховский В.М.**

*Атл. отд. ИО РАН, **ГГМ РАН

В рамках модифицированной нами Sr-Nd-Pb изотопной систематики A. Зиндлера и C. Харта проанализированы данные по толеитам срединно-океанских хребтов (MORB). Основной вклад в дисперсию их составов вносит смешение DM ("depleted mantle") и компонента F ("focal"). С помощью метода многомерной агломерации данных выявлены две основные изотопные серии MORB, которые разделяются на бинарных диаграммах линией F-DM. Состав MORB первой серии характеризуется наличием примеси HIMU ("high μ ", где μ = 238 U/ 204 Pb), второй серии - примеси EM1 ("enriched mantle 1").

Анализ пространственного распределения этих серий позволяет выделить ряд изотопных мегапровинций срединно-океанских хребтов.

MORB с примесью HIMU характерны для Центрально-Атлантической и Тихоокеанской мегапровинций. При этом Тихоокеанская мегапровинция в целом отличается более узким диапазоном составов (за счет отсутствия вулканитов с высокой долей F относительно DM). Наличие EM1 в MORB типично для Южной мегапровинции. Последняя охватывает южную часть Срединно-Атлантического хребта хребты Индийского И океана, расположенные в пределах известной площадной DUPAL-аномалии Южного полушария. Имеются основания выделить сходную по составу (но с меньшей долей F относительно DM) мегапровинцию в Северной Атлантике и прилегающей части Северного Ледовитого океана (Приполярная мегапровинция). В Тихом океане какие-либо протяженные участки хребтов, которые сложены MORB с примесью EM1, не обнаружены.

В пределах мегапровинций могут быть выделены провинции, которые отличаются друг от друга по соотношению F и DM. Локальные аномалии характеризуются либо резким возрастанием доли F относительно DM, либо заметным увеличением содержания "примесных" компонентов с образованием трехкомпонентных смесей (F+DM+EM1, реже F+DM+HIMU). Вулканиты прилегающих островов и поднятий, как правило, представляют собой бинарные смеси (F+EM1 или F+HIMU). При этом состав МОRВ в локальных аномалиях не всегда может быть объяснен смешением составов "фоновых" МОRВ и вулканитов из прилегающих "горячих точек".

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 99-07-90030).

ГЕОХИМИЯ РАССЛОЕННОГО КОМАТИИТОВОГО БУРАКОВСКОГО ИНТРУЗИВА (Ю. КАРЕЛИЯ)

Пчелинцева Н.Ф.*, Николаев Г.С.**, Гриневич Н.Г.***

*МГУ им. М.В.Ломоносова, Геологический факультет, **ГЕОХИ РАН, *** $K\Gamma$ Э

В вертикальном строении Бураковского интрузива выделены нижняя и верхняя приконтактовые зоны и расслоенная серия, в которой по преобладающим кумулятивным парагенезисам выделены 5 зон (снизу вверх): ультраосновная (Уз), пироксенитовая (Пз), габбро-норитов (зГН), габбро-норитов с инвертированным пижонитом (зГНП), магнетитовых габбро-норит-диоритов (зМГНД).

Анализ распределения совместимых элементов в породах Аганозерского блока интрузива выявил латеральную неоднородность пород Пз и нижней части зГН, которая проявлена: 1) в Пз в преобладании верлитов (ol-cpx кумулат), обогащенных Сг, во фланговой части блока, в то время, как Пз промежуточной и центральной частей сложена ol-opx-cpx кумулатом; 2) от фланга к центру Пз, судя по содержанию Sr, уменьшается содержание интеркумулятивного плагиоклаза, что свидетельствует о более плотном кумулусе; 3) в зГН в породах нижней контрастно расслоенной толщи в

центральной части блока преобладают меланократовые породы, что следует из более высоких содержаний Сr и более низких содержаний Sr в них, по сравнению с флангом.

Анализ распределения Си позволяет выделить и проследить по простиранию Пз и зГН малосульфидные горизонты и пачки пород с повышенными содержаниями Рt и Рd. Уменьшение средневзвешенных содержаний Си в сульфид-содержащих пироксенитах Пз от фланга к центру (от 2236 г/т до 239 г/т) связано с увеличением их мощности (от 20 до 180 м) и свидетельствует о разубоживании сульфидной минерализации породообразующими минералами. Приуроченность сульфидной (ср-рп-ро) вкрапленности в породах Пз к оl-орх-срх кумулатам свидетельствует о близком временном интервале появления на ликвидусе сульфидной фазы и орх.

Кривые изменения относительных содержаний Cr, Ni, Co, Sr и Cu в остаточной магме в зависимости от степени фракционирования дают исчерпывающую информацию об их поведении и об изменении их валовых коэффициентов распределения в процессе затвердевания интрузива.

Средневзвешенные содержания элементов в породах интрузива, которые можно принять за их содержания в исходной коматиитовой магме, составляют для Ni 1696 г/т, Co 100 г/т, Sr 123 г/т, Cu 107 г/т (240 проб), Cr 1512 г/т (251 проба).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №99-05-65118).

ИСХОДНЫЕ РАСПЛАВЫ МЕЛИЛИТСОДЕРЖАЩЕЙ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОЙ СЕРИИ ПОРОД В МАССИВЕ ГУЛИ (ПОЛЯРНАЯ СИБИРЬ): ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

Расс И.Т.*, Плечов П.Ю.**

*ИГЕМ РАН, **МГУ, Геологический факультет

Существуют единичные оценки составов первичных расплавов, исходных для щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, по данным расплавных включений в оливине меймечитов массива Гули (Соболев и др., 1991). Apriori принято, что они являются исходными для всех щелочно-ультраосновных пород. Минералогические, геохимические экспериментальные данные последних лет позволяют обосновать более вероятное предположение 0 существовании ДВУХ первичных (Kravchenko et al., 1992; Rass, 1999), исходных для пород более и менее кальциевой (мелилитсодержащей и безмелилитовой) серий. Исследовались раскристаллизованные расплавные включения в оливине состава 88-92 Го из пироксенового кугдита (45 % Ol + 30 % Mel + 15 % Px), слагающего мелкий шток (около 120 м в поперечнике) среди дунитов Гулинского массива, расположенный в 8 км от южного структурного центра и пространственно отделенный от проявлений щелочных пород. Дочерние фазы во включениях

имеют выдержанные пропорции и представлены монтичеллитом клинопироксеном, нефелином (!), хромшпинелидом, ± апатит, карбонат. Зерна с расплавными включениями были нагреты в силитовой печи (графитовый буфер) ДО 1200°C И закалены. Регомогенезированные включения состоят из стекла и газового пузырька, на стенках некоторых фиксируются кристаллы недоплавленного включений монтичеллита. Полученные составы стекол равновесны с оливином-хозяином (по Ford et al., 1983), но заметно отличаются от составов остаточных стекол в оливинах той же магнезиальности из меймечитов (Соболев и др., 1991). Эти отличия не могут быть объяснены различной степенью дифференциации единого исходного расплава. Полученные нами данные характеризуются существенно большим отношением Ca/Si (0.45, по равнению с 0.32) и высокими концентрациями Na₂O (до 11.60 мас. %) и Al₂O₃ (до 15.52 мас. %).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 98-05-65017).

Литература:

Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н. // Геохимия. 1991, № 8, 1084-1095

Ford C.E., Russel D.G., Graven J.A., Fisk M.R. // J. Petrol. 1983, vol. 24, 256-265

Kravchenko S.M., Rass I.T., Ryabchikov I.D., Dikov Yu.P. // 29th IGC, Abs. 1992, vol. 2 of 3, 539

Rass I.T. // EUG-10, Abs. 1999, vol. 4, № 1, 358

МИАСКИТОВЫЕ ЛАМПРОИТЫ И КАМАФУГИТЫ ЧИЛТЕНСКОЙ КАЛЬДЕРЫ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Рахманов К.А., Козлов В.В.

ИГГ АН РУз

Срединном Тянь-Шане щелочной вулканизм представлен позднепалеозойскими щелочно-базальтоидными сериями калиевого ряда. По условиям формирования среди них различаются субвулканическая, жерловая, лавовая и эксплозивная фации, контролируемые глубинными разломами. Калиевые близкоодновозрастными образованиями, базиты являются тефрит-лейцитовой, лампрофировой представленными шошонитовой, сериями, широко развитыми в регионе.

В Чилтенской кальдере, на литиевом месторождении Шавас развиты Р-Т1 щелочные базиты. Отдельные их разновидности по минералогическому и химическому составу, а также по петрогеохимическим особенностям близки к высококалиевым породам орендитового ряда Испании (веритам, фортунитам), низкотитанистым лампроитам Алданского щита, а также камафугитам Уганды и Италии. Обе группы пород обогащены барием, фтором, литием, стронцием, хромом, никелем, кобальтом.

Породы сложены типоморфными минералами в различных сочетаниях: лейцитом (псевдолейцитом), ортоклазом, санидином магнезиальным и титанистым биотитом (флогопитом), диопсидом, оливином, прайдеритом (?) и стекловатой фазой. Особенностью щелочных базитов является калиевая специализация расплавов. Соотношение щелочей при K₂O/Na₂O>1, а в подавляющем случае > 2-3 и 4-6. По данным микрозондового анализа на лампроитов-камафугитов приборе "JEOL" флогопит ИЗ месторождения Шавас является недосыщенным кремнекислотой (SiO₂ - 36.5 высокотитанистым (TiO_2 - 7 %), калиевым (K_2O - 8.3 ферромагнезиальным (FeO - 11.0 %; MgO - 15.7 %) и высокоалюминиевым $(Al_2O_3 - 16.3 \%)$ минералом. Также присутствует $V_2O_3 - 1.07 \%$ и BaO - 2.5 %. Фазовый анализ показал, что он представляет собой ферромагнезиальное образование биотита-флогопита смешаннослоистое co значительным вермикулитовых слоев и хлорита. содержанием Содержание хлора составляет 0.024 %. По атомно-абсорбционному анализу во флогопите установлено содержание в г/т: лития 9000, цезия 600, рубидия 1180. В углеродисто-карбонатных рудовмещающих метасоматитах сланцах (графитизированные туффизиты) литиевого месторождения промышленными литиевыми минералами являются полилитионит тайниолит (литиевый флогопит) соответственно содержащие в среднем Li₂O в г/т - 50000 и 30000. Таким образом, миаскитовые лампроиты - камафугиты, интрудирующие углеродисто-карбонатные сланцы, специализированы на литий, образовавшие этот тип фтор-редкометального оруденения.

БЕЗРУДНЫЕ И ОЛОВОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ: РАЗЛИЧИЯ ВО ФЛЮИДНОМ РЕЖИМЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ

Романовский Н.П., Бердников Н.В.

ИТиГ ДВО РАН

На севере Сихотэ-Алинской складчатой системы среди образований позднеюрско-раннемелового аккреционного комплекса и метаморфических пород Анюйского выступа обнажаются массивы гранитов хунгарийской серии (107.4±1.4 млн лет, T=675-730°C, P=1.2-3.8 кбар) и гранодиоритов серии (58 млн лет, T=720-730°C, P=3.7 верхнеудоминской Хунгарийские S-граниты выплавлялись под воздействием на глубинные сиалические толщи Сихотэ-Алиня водно-метанового флюида, который генерировался океаническими осадочными комплексами, затягивавшимися в зону субдукции. Обычно хунгарийские граниты безрудные. Гранодиориты верхнеудоминской серии (І-тип) формировались под воздействием основных магм, образовывавшихся в результате плавления основного субстрата фрагментов субдуцирующей океанической плиты. Для гранитоидов

верхнеудоминской серии характерен водно-солевой состав флюида, с ними связана оловянно-вольфрамовая минерализация.

Хунгарийские граниты слабомагнитные, восстановленные, а верхнеудоминские гранодиориты сильномагнитные и окисленные. Поскольку ${\rm Sn}^{4+}$, легко образующий ${\rm SnO}_2$, почти на порядок менее растворим в гранитоидном расплаве, чем ${\rm Sn}^{2+}$, реализация оловоносного потенциала гранитоидов происходит при смене восстановительной обстановки на окислительную.

Хунгарийские граниты формировались в восстановительной обстановке, о чем говорит наличие метана во включениях. Лишь на поздних стадиях кристаллизации появляется немного углекислоты и воды во флюиде. Стабильность флюидного режима хунгарийских гранитов объясняется их внедрением в условиях сжатия (коллизии), когда интрудируемые толщи были недостаточно нагреты для развития в них гидротерм, что ограничивало флюидообмен между ними и гранитами. Смены ох-red-обстановки не произошло, и оловоносный потенциал хунгарийских гранитов остался нереализованным. Выплавление верхнеудоминских гранодиоритов связано с подъемом вещества с больших глубин, что обусловило их изначально восстановительный характер. Гранодиориты внедрялись в хорошо прогретые толщи в режиме растяжения (куполообразования). Формирующиеся при этом долгоживущие гидротермальные системы поменяли их ох-red-обстановку в сторону более окисленной, что зафиксировано в составе флюидных включений. При этом произошло окисление олова до Sn^{4+} , выпадение его в виде касситерита и реализации оловоносного потенциала гранодиоритов.

ГЛОБАЛЬНАЯ СУБШИРОТНАЯ ИЗОТОПНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОКЕАНСКОЙ МАНТИИ

Ряховский В.М.*, Миронов Ю.В.*, Пустовой А.А.**

*ГГМ РАН, **Атл. отд. ИО РАН.

С помощью метода многомерной агломерации данных по Sr-Nd-Pb изотопному составу выделено три преобладающих типа вулканитов океанских поднятий и островов. Они представлены квазибинарными смесями между неким общим компонентом F ("focal") и каким-либо одним из конечных компонентов, предложенных А. Зиндлером и С. Хартом (ЕМ1, HIMU или DM). Трансокеанские ареалы распространения этих типов дискордантны как к границам литосферных плит, так и к контурам проекций на земную поверхность областей низкоскоростной мантии на границе с ядром Земли, которые рассматриваются как места зарождения нижнемантийных суперплюмов. В целом выявленные ареалы образуют субширотную зональность планетарного масштаба.

Тип F+EM1 характерен для островов и поднятий в пределах известной трансокеанской DUPAL-аномалии Южного полушария. Тип F+HIMU

преобладает в приэкваториальных и средних широтах, а также к югу от DUPAL-аномалии. В северных широтах намечается ареал распространения F+DM. Два наиболее крупных острова, вулканизм которых связан с резервуаром F+DM (Исландия и Гавайи), резко отличаются от других островов. Они формируются за счет локальных трубообразных плюмов, но Африкано-Кергеленского пределами Экваториальнодалеко за контролирующих "суперплюмов", распределение Тихоокеанского большинства островов и поднятий. По соотношению ${}^{87}{\rm Sr}/{}^{86}{\rm Sr},~{}^{143}{\rm Nd}/{}^{144}{\rm Nd},$ ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb вулканиты этих островов аналогичны МОRB, распространенным в пределах DUPAL-аномалии, но по соотношению 207 Pb/ 204 Pb и 206 Pb/ 204 Pb - "нормальным" MORB за ее пределами. Необычно и сочетание крайней деплетированности источника с экстремально высокими значениями ³He/⁴He, указывающими на интенсивную дегазацию нижней мантии. По этим характеристикам Исландия и Гавайи представляют скорее аномальные острова, чем эталоны "плюмовых" образований, согласно укоренившимся представлениям. Таким образом, вопрос о каком-либо универсальном и надежном изотопном индикаторе вещества плюмов, зарождающихся на границе ядро - нижняя мантия остается открытым.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 99-07-90030).

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Рыкус М.В.

ИГ УНЦ РАН, Уфа

На проблему формирования габбро-гипербазитовых массивов западного склона Ожного Урала существуют различные, иногда противоположные, точки зрения. В связи с этим, нами была предпринята попытка сравнительного анализа геохимии альпинотипных гипербазитов ГУРа, с одной стороны (Магматические..., 1988; Ферштатер, 1996 и др.), и Зилаирского мегасинклинория и массивов зоны Уралтау (Кирябинский, Бирсинский) с другой (оригинальные авторские данные). Сравнительный анализ геохимических особенностей рассматриваемых комплексов показал значительное различие их между собой по ряду наиболее информативных литофильных элементов: Rb, Sr, Ba, Zr, Hf, Th, U, РЗЭ и элементов платиновой группы. Уровень концентрации большинства несовместимых элементов в альпинотипных гипербазитах Нуралинского массива рактически отвечает рассчитанному составу примитивной мантии по (Рябчиков, 1997), тогда как в аналогичных кракинских породах он выше на 1-1.5 порядка. При этом в комплементарных сериях пород (альпинотипные гипербазиты габброидный комплекс) в одном случае наблюдается значительная дифференциация по литофильным элементам (Нурали), а в другом - она практически отсутствует (Крака). Распределение РЗЭ в гипербазитах ГУРа (Нурали, Миндяк, Войкаро-Сыньинский и др.) характеризуется постоянным обогащением тяжелыми лантаноидами по отношению к легким. В то же время перидотиты массивов западного склона содержат легкие и тяжелые РЗЭ в примерно равных количествах при дефиците средних. При этом в одних образцах гипербазитов наблюдается европиевый максимум, в других нет. Средние содержания всех лантаноидов в гипербазитах западного пояса выше, чем в аналогичных породах ГУРа.

Различаются габбро-гипербазитовые комплесы рассматриваемых структур и по составу ЭПГ в породах и хромитовых рудах. Так, для массивов Крака дифференциация платиноидов практически не выражена, тогда как в Нуралинском и Кемпирсайском массивах наблюдается резкое обогащение руд тугоплавкими платиноидами по отношению к платине и палладию (Волченко, 1998).

Таким образом, геохимические данные указывают на различные геодинамические условиях образования гипербазитовых комплексов западного пояса и ГУРа. По-видимому, источником для первых служило вещество подконтинентальной недеплетированной мантии при слабом проявлении процессов частичного плавления, что свидетельствует в пользу гипотезы автономного развития Медногорско-Кракинской зоны в режиме щелевой рифтовой структуры на пассивной континентальной окраине.

Литература:

- 1. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Чащухин И.С., Неустроева И.И. Генетические типы хромит-платиноидного оруденения в альпинотипных комплексах подвижных систем // Ежегодник-1997. Екатеринбург: УрО РАН. 1998, 190-193
- 2. Магматические горные породы: Ультраосновные породы. М., Наука, 1988, 508 с.
- 3. Рябчиков И.Д. Состав верхней мантии Земли // Геохимия. 1997, № 5, 467-478
- 4. Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия. 1996, № 3, 195-218

СООТНОШЕНИЕ ЩЕЛОЧНОГО МЕТАСОМАТИЗМА И ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ЗОНЕ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМА (ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Савельева В.Б., Зырянов А.С.

ИЗК СО РАН

В юго-восточной части Главного Саянского разлома среди кварц-альбитмикроклиновых метасоматитов и вмещающих метасоматиты биотитамфиболовых бластомилонитов распространены согласно с ними залегающие

жилы лейкократовых пегматоидных гранитов. Среди метасоматитов выделяются щелочные - с рибекитом, эгирин-авгитом, биотитом и субщелочные - с биотитом и магнетитом. В составе гранитов преобладают альбит (иногда амазонит) и кварц; микроклин распределен неравномерно. Темноцветные минералы - гранат, реже биотит, магнетит. Как в метасоматитах, так и в гранитах нередко встречается флюорит. По химическому составу щелочные метасоматиты близки к субщелочным гранитам: SiO_{2cp} =72.4 %, $(FeO+Fe_2O_3+MnO+MgO)_{cp}$ =4.8 %, CaO_{cp} =0.5 %, $(K_2O+Na_2O)_{cp}$ =8.8 %, Na_2O/K_2O =0.83-4.25, Ka=0.88-1.00, F до 0.26 %.

По сравнению с вмещающими бластомилонитами, в метасоматитах в целом повышены концентрации (г/т) Rb (до 150), Nb (до 33), Zr (до 1100), Y (до 110), Hf, Pb, Be, Sn, P3ЭСе, и понижены содержания Sr, в щелочных метасоматитах Ва, элементов группы железа и Sc. Граниты представлены плюмазитовыми лейкогранитами и субщелочными лейкогранитами с очень низкими содержаниями MgO (ср. 0.04 %), CaO (0.60 %) и Na₂O/K₂O=1.2-5.3. Для них характерны невысокие содержания Li, Ba, Sr и F (от <0.03 до 0.08 %), повышенные, относительно кларков гранитов, содержания Rb (до 370), Nb (до 150), Y (до 140), Pb (до 180), Sn (до 26), Be (до 33 г/т), Hf, а также Th и Пространственная совмещенность геохимическое И сходство метасоматитов и гранитов позволяют предполагать, что их образование было связано с функционированием единой глубинной флюидной системы, причем метасоматиты могли служить субстратом для выплавления гранитов. в спектрах P3Э обусловлены, различия по-видимому, концентрированием тяжелых лантаноидов в остаточных кислых расплавах, обогащенных F (Балашов, 1976).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ И ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ СТРУКТУР ЮЖНОГО УРАЛА

Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я.

ИГиГ УрО РАН

На восточном склоне Южного Урала процессы рифтогенеза начались в позднем девоне и продолжались до башкирской эпохи включительно. В рифтогенез были вовлечены как отрицательные (прогибы, выполненные вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями)

так и положительные (блоки древней континентальной коры) структуры. В отрицательных структурах в субаквальных условиях были сформированы серии вудканические Магнитогорской, Иргизской железоносные Валерьяновской вулканических зон. В положительных - сформированы субаэральные вулканические серии Кайрактинского блока (Талдыкское, Султанбекское и Белькопинское вулканические поля). Вулканические серии зонах характеризуются сходным развитием. во всех структурных Валерьяновской Магнитогорской, Иргизской, вулканических вулканизм начался от ранних низкокалиевых толеитовых и среднекалиевых известково-щелочных серий и последовательно завершился развитием высококалиевых и шошонитовых серий. Преобладают среднекалиевые и высококалиевые вулканические серии. В Иргизской зоне отсутствуют. В отличие от указанных шошонитовой серии **30H** Кайрактинском блоке вулканизм начался с среднекалиевой и высококалиевой серий и завершился шошонит-латит-трахит-трахириолитовой серией. При этом начальные стадии вулканизма здесь представлены андезибазальтами и андезитами, в то время как в отрицательных структурах развитие всех серий началось с базальтов. В отличие от вулканических серий отрицательных вулканических серий Кайрактинского структур, породы характеризуются более низкими коэффициентами общей железистости, более высокими содержаниями калия и рубидия во всех группах пород и сходными содержаниями стронция в породах средней и умереннокислой групп - 300-900 г/т в вулканических прогибах, 276-1000 г/т в Кайрактинском блоке. Вулканиты положительных, отрицательных как так И структур характеризуются положительной цериевой аномалией. Во всех вулканитах Кайрактинского блока отчетливо проявлена отрицательная европиевая аномалия. В Валерьяновской зоне вулканические породы характеризуются как наличием, так и отсутствием европиевой аномалии. Несмотря на сходство вулканических серий, полученные геохимические данные говорить о существенных различиях магматических мантийных источников, развитых под зонами отрицательных и положительных структур Урала и о влиянии на состав исходных магм блоков сиалической коры.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВОВ ПИРОКСЕНОВ В ПРОЦЕССЕ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ УЛЬТРАЩЕЛОЧНОГО ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

Самородская М.А.*, Когарко Л.Н.*, Вильямс Т.Ч., Вулли А.Р.**** *ГЕОХИ, **Британский музей, Лондон

На основании около 980 новых микрозондовых анализов пироксенов из всех интрузивных фаз гигантской Ловозерской интрузии рассмотрена их эволюция в связи с процессами дифференциации ультращелочной магмы. Нанесение составов пироксенов Ловозерского массива на диаграмму Mg-Na-

(Fe²⁺+Mn) (формульные количества) показывает закономерное обогащение пироксенов более поздних интрузивных фаз эгириновым миналом при незначительном росте Fe/Mg отношения, что характерно для многих резко дифференцированных комплексов. Наблюдаются систематические изменения в составе пироксенов в вертикальном разрезе Ловозерской интрузии. В пироксенах снизу вверх возрастают формульные количества Na от 0.61 до 0.86, Fe^{+3} от 0 до 0.07 и Ti от 0.03 до 0.08соответственно и уменьшаются Мg от 0.09 до 0.30, Са 0.12 от 0.01. Такая эволюция породообразующих пироксенов, несомненно, является результатом закономерного роста щелочности исходной магмы заполнения магматической камеры Ловозерского массива снизу вверх. Полученные данные говорят о том, что главным процессом эволюции Ловозерской щелочной магмы была кристаллизационная дифференциация, сопряженная с явлениями конвекции.

НЕРАЗРУШАЮЩЕЕ ИЗУЧЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦОВ С ПОМОЩЬЮ РЕНТГЕНОВСКОЙ МИКРОТОМОГРАФИИ

Самородский П.Н., Козорезов Е.В., Хозяинов М.С.

ВНИИгеосистем, Москва

В настоящее время изучение непрозрачных для видимого света геологических образцов обычно ограничено их поверхностью – естественной или искусственной. Информацию о трехмерном строении минерального агрегата получают либо разрушая образец, либо обобщая данные по большому количеству просмотренных срезов. Реальные размеры и форма минеральных зерен, соотношения различных минералов в образце могут при этом существенно искажаться.

В качестве инструмента систематического изучения внутренней образцов горных пород и минералов использован структуры был промышленный рентгеновский вычислительный микротомограф ВТ-50-"Геотом", позволяющий проводить исследования путем визуального и компьютерного анализа получаемых томограмм оцифрованных изображений условных плоских сечений изучаемого объекта.

В зависимости от режима работы микротомограф позволяет выявлять внутри минеральных образцов диаметром до 15 мм каверны, трещины и рентгеноконтрастные включения минералов (например, золота в кварце и сульфидах, танталониобатов в граните) размером от 10-50 мкм. Толщина исследуемого слоя 30 мкм, минимальный шаг послойного получения томограмм — 5 мкм. Напряжение рентгеновской трубки 100 кВ. Размер изображения 512×512 пикселов. Время сканирования и обработки данных 10-15 минут. При наличии априорной информации о химическом составе и плотности возможна идентификация выявляемых включений.

Микротомограф применялся при анализе текстурных особенностей горных пород, драгоценных и полудрагоценных камней, изучении строения пустотного пространства коллекторов нефти и газа, определении морфологических и гранулометрических характеристик зерен минералов в неповрежденной породе и др. Особо следует отметить возможность исследования уникальных образцов без их разрушения — частиц лунного грунта и метеоритного вещества.

Преимуществом микрорентгенотомографии перед другими методами исследования структуры минеральных образований является недеструктивность и оперативность анализа и возможность построения трехмерного изображения внутреннего строения образца. При проведении экспериментов по синтезу минералов и пород возможно наблюдение за возникновением и трансформацией формы и размеров минеральных индивидов. Таким образом, в частности, изучалось явление укрупнения золота в арсенопирите при его нагревании.

РТ-УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ КОМАТИИТОВЫХ И ПИКРИТОВЫХ МАГМ ДОКЕМБРИЯ, ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Светов С.А.*, Смолькин В.Ф.**

*Иститут геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, **Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

В пределах восточной части Фенноскандинавского щита широко развиты высокомагнезиальные вулканиты докембрийского возраста, залегающие в пределах архейских и протерозойских поясов. Являясь продуктами высоких степеней плавления мантийного субстрата, они могут быть индикаторами физических параметров мантии в докембрийское время. объектов исследований были выбраны качестве раннеархейских, позднеархейских разнообразные пикриты из И раннепротерозойских структур Кольского п-ва, Карелии, Финляндии Северной Норвегии, возраст которых установлен Sm-Nd или U-Pb методами. Для сравнения были отобраны раннепротерозойские толеитовые базальты Северо-Печенгской зоны и офиолитового комплекса Йормуа Финляндии, а также рудные (Пильгуярви) и безрудные (С-Котсельваара) интрузии Печенгского рудного поля. Для оценки составов родоначальных магм использовались составы зон закалок расслоенных потоков и интрузий, пересчитанные на сухой остаток.

Для расчета температуры коматиитового расплава при его извержении на дневную поверхность ($T^{o}C_{liq}$) применено уравнение Nisbet et al., 1993. Потенциальная температура магмогенерации расплава ($T^{o}C_{pot}$) рассчитывалась на основе уравнения McKenzi, Bickle, 1988. Оценка давления при плавлении проводилась по методике Herzberg, 1995.

Максимальные температуры генерации коматиитов (1820-1850°C), представленных А1-недеплетированным типом, устанавливаются для периода 3.1-2.9 млрд лет и минимальные (1700-1750°C) – для периода 2.8-2.7 млрд лет. Для раннего протерозоя (2.5-1.9 млрд лет) более высокая температура магмогенерации предполагается для коматиитов Савукоски (1740°C) и пикритов Кончозера (1300°C). Температура для минимальная ферропикритовых расплавов колебалась от 1570°C (для никеленосных интрузий Печенги) до 1450°C (для ферропикритов). Толеит-базальтовые расплавы Печенги и Йормуа формировались при значительно меньшей температуре - 1200-1250°C. Расчетное давление в мантийных источниках заметно снижалось от древних образований к более молодым: в период 3.4-2.8 млрд лет - 6-7 Гпа, 2.8-2.7 млрд лет - 5-7 Гпа, 2.5-1.9 млрд лет - 4-6 (коматииты и ферропикриты) и 1-2 Гпа (толеитовые базальты).

Выплавление коматиитовых магм происходило в период 3.4-2.9 млрд лет на глубинах 220-190 км, в период 2.8-2.7 млрд лет — на глубинах 210-150 км. В течение раннего протерозоя глубины магмогенерации уменьшались от 180 до 160 км для коматиитов и ферропикритов, и до 30 км для базальтов. По нашим данным, температуры магмогенерации в архее на 300-200°С, а в протерозое на 100°С были выше, чем ранее опубликованные модельные значения температуры мантии для соответствующего времени (Richter, 1988). Мощность протокоры варьировала от 60 км в раннем до 45 км в позднем архее. Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 98-05-64276 и 98-05-03543).

СОСТАВЫ РЗЭ В ДОЛЕРИТАХ, ГАББРО И ГИПЕРБАЗИТАХ ОФИОЛИТОВ УРАЛА

Семенов И.В.

ИГГ УрО РАН

Вдоль простирания Урала породы дунит-гарцбургитовой (ДГА) и дунитклинопироксенит-габбровой (ДКГА) ассоциаций развиты в переменных количественных соотношениях, будучи повсюду тектонически совмещены. Породы ДГА являются составной частью офиолитов, а ДКГА относятся к поясу. Платиноносному Массивы ассоциаций рассечены субпараллельных долеритовых даек или вмещают пакеты типа "дайка в дайке" sheeted dyke coplex со скринами рассекаемых дайками габбро и гипербазитов. Независимо от того, ассоциируют дайковые комплексы с породами ДГА ДКГА, химические составы ИЛИ долеритов даек ассоциирующих ними базальтов пиллоу-лав отвечают MORB. c преимущественно, N-типа. Они обладают составом РЗЭ с дефицитом легких элементов при вариациях концентраций средних редких земель. В блоках офиолитовой ассоциации, где базальтовые потоки не развиты и дайковый комплекс ассоциирует только с габбро и гипербазитами ДГА, долериты даек имеют, преимущественно, состав РЗЭ, близкий к хондритовому.

Составы РЗЭ в дунитах, гарцбургитах, пироксенитах и габбро ДГА преимущественно, устойчивым характеризуются, распределением, аналогичным таковому в ряде гарцбургитов Атлантического и Индийского MOR. Поэтому есть основание полагать, что не только дуниты и гарцбургиты, но пироксениты и габбро ДГА Урала, имеют реститовую природу. На AFM диаграмме поле вариаций составов габбро совпадает с таковыми для океанических габбро Атлантического океана и желобов западной окраины Тихого океана. Результаты исследований укрепляют концепцию о сопоставимости базальтов, габбро и гипербазитов офиолитовой ассоциации Урала с подобными породами MOR и о правомочности их рассмотрения в качестве сохранившихся фрагментов палеоокеанических спрединговых структур. Состав РЗЭ в дунитах, пироксенитах и габбро ДКГА, при существенных вариациях концентраций элементов, характеризуется четко выраженной обогащенностью все более легкими РЗЭ. Достаточно выдержанный состав РЗЭ в породах ДКГА, совмещенность габбро этой аналогичными с платиноносными дунитами, абсолютно ассоциации платиноносным дунитам на щитах, щелочная тенденция тренда изменения химического состава в ряду: пироксениты - разнообразные габбро - габбронориты на диаграмме f-SiO₂, совпадение поля вариаций состава габбро с магматической дифференциации базитов докембрийских В платформенных расслоенных интрузиях (Бушвельд, Стиллуотер и др.), позволяют рассматривать породы ДКГА как платформенные образования, возникшие из дифференцированной континентальной мантии. Их следует доспрединговыми офиолитам ПО отношению К образованиями, более древними ксеногенными блоками в офиолитовой ассоциации. Возможно, они были выведены поднимавшимся мантийным диапиром в формировавшуюся океаническую кору в виде микроконтинентов или, скорее всего, "слэбов" - разноглубинных обломков раздробленной рифтогенезом континентальной литосферы

Работа выполняется при поддержке РФФИ, проект № 98-05-64809.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ КИСЛЫХ РАСПЛАВОВ, СВЯЗАННЫХ С КОЛЧЕДАННЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Симонов В.А., Лапухов А.С., Ковязин С.В. ОИГГМ СО РАН

Кембрийский возраст комплексов, вмещающих колчеданные месторождения Алтае-Саянской складчатой области создает значительные трудности для исследования условий их формирования. При расшифровке параметров древних магматических процессов большую помощь может оказать анализ расплавных включений в сохранившихся первичных

минералах. Были изучены расплавные включения в кварце из пород андезитриолитовых серий месторождений Салаира (Салаирское рудное поле) и Тувы (Кызыл-Таштыгское рудное поле). Установлены следующие интервалы температур кристаллизации кварца: Салаир - 1050-1165°C, Тува - 910-1150°C. Такие же высокие температуры гомогенизации расплавных включений в кварце эффузивов среднего и кислого составов были отмечены и другими исследователями (Бакуменко и др., 1969; Бабанский и др., 1995; Титов и др., 1996; Карпухина и др., 1998). По особенностям распределения основных петрохимических характеристик расплавные включения в кварце Салаирских и Тувинских месторождений достаточно близки, соответствуют породам нормальной щелочности и отвечают низкощелочным риодацитам, риолитам. По соотношению FeO/MgO-SiO₂ точки составов расплавных включений располагаются в поле толеитовых серий. При этом кислые расплавы Тувы обладают большими значениями FeO/MgO. Устанавливается явная эволюция кислых расплавов с падением щелочей, FeO и увеличением железистости (FeO/MgO - значения MgO уменьшаются быстрее, чем FeO) при росте SiO₂. Для образцов из месторождений Тувы было установлено, что кварц кристаллизовался на глубине из расплавов более кислых и железистых, чем образовавшиеся в близповерхностных условиях эффузивы. В случае Салаирского рудного поля, установлены существенные отличия исходных магматических низкощелочных риодацитовых и риолитовых расплавов от кислых эффузивов, содержащих значительно большие концентрации MgO, щелочей и меньшие значения СаО. Эти особенности частично связаны с эволюцией магм при подъеме к поверхности, а в основном, скорее всего, обусловлены процессами регионального и локального метаморфизма.

Таким образом, исследования расплавных включений в кварце показали, что при формировании кембрийских колчеданных месторождений Алтае-Саянской области активное участие принимали высокотемпературные низкощелочные риодацитовые расплавы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 98-05-65209).

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ В ЗОНЕ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА ВИМА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)

Симонов В.А.*, Пейве А.А.**, Бонатти Э.***, Ковязин С.В.*
*ОИГГМ СО РАН, **ГИН РАН, ***IGM

Значительная часть данных об условиях магматических процессов в срединно-океанических хребтах поступает в результате изучения образцов из рифтовых зон, чему способствует незначительная степень измененности пород, образующихся фактически в настоящее время. Более древние комплексы на дне океана в большинстве случаев интенсивно преобразованы вторичными процессами. В данном случае при расшифровке физико-

химических параметров магматических систем большую помощь может оказать изучение расплавных включений в сохранившихся первичных минералах. В этом направлении проведены исследования базальтовых порфиритов из коллекций пород, собранных при непосредственном участии авторов в зоне разлома Вима. Рассмотрены образцы, отобранные вблизи рифта САХ и в борту разломного трога, представляющие, соответственно, современные и древние магматические процессы. Расплавные включения были изучены в оливинах, в плагиоклазах и в клинопироксенах. Эксперименты с включениями показали, что температуры кристаллизации оливинов (1230-1260°C) и плагиоклазов (1180-1260°C) в современных расплавах близки между собой и вполне соответствуют данным предыдущих исследователей (Каменецкий и др., 1985). Более древние магмы имели сходные температурные характеристики (плагиоклазы - 1215-1260°C, клинопироксены - 1180-1210°С). Сравнительный анализ составов расплавных включений показал, что идет изменение современных магматических систем от обогащенных типа EMORB к нормальным (NMORB) при переходе от зоны разлома 15°20' к разлому Вима. Древние расплавы разлома Вима по большинству петрохимических характеристик близки современным, но имеют и определенные отличия. Во-первых, на общем фоне низких значений K_2O (0.05-0.15 %) для них отмечены и повышенные содержания калия (около 0.3 %). Во-вторых, отчетливо проявлен в древних магмах тренд снижения температур и значений СаО при кристаллизации клинопироксенов из фракционирующих расплавов.

В целом, характер эволюции магм зоны трансформного разлома Вима при их подъеме к поверхности дна океана и охлаждении (зафиксированный последовательной сменой: гомогенизированные расплавные включения - стекла непрогретых включений - закалочные базальтовые стекла) хорошо согласуется с трендом нормальных расплавов типа NMORB.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 99-05-64632).

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ КАРБОНАТЫ В КАРБОНАТИТАХ САЛЛАНЛАТВИНСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Ситникова М.А.*, Зайцев А.Н.*, Уолл Ф.**, Шахмурадян А.Р.***, Субботин В.В.***

*Санкт-Петербургский государственный университет, **Музей естественной истории, Лондон, ***Университет Лейкхед, Канада, ****Геологический институт КРЦ РАН, Апатиты

Для понимания петрогенезиса карбонатитов, главным остается вопрос, являются ли кальцио-, магнезио- и феррокарбонатиты производными друг от друга, возникшими в результате метасоматических процессов, или они формируются независимо друг от друга. Массив Салланлатва является одним из наименее изученных по сравнению с другими карбонатитовыми

массивами Кольского полуострова. Массив Салланлатва представляет собой концентрически-зональную многофазную интрузию центрального типа. Породы, слагающие массив, представлены фоидолитами (мельтейгиты, ийолиты и уртиты), и разнообразными карбонатитами. Последние слагают центральной штокверк в части массива. Нами были породообразующие карбонаты. Ha основе полученных новых минералогических данных мы делаем ряд выводов о последовательности образования карбонатитов массива:

Во-первых: среди карбонатитов выделяются по крайней мере 4 "первичных" разновидности. Последовательность формирования карбонатитов такова: кальцитовые > доломитовые > анкеритовые > сидеритовые.

Во-вторых: несомненное вторичное происхождение минералов ряда $MgCO_3$ - $FeCO_3$ при замещении доломит-анкерита позволяет предполагать, что магнезит-доломитовые и сидерит-анкеритовые разновидности карбонатитов являются "вторичными" и сформировались как результат взаимодействия доломитовых и анкеритовых карбонатитов с флюидами, сопровождающими образование сидеритовых карбонатитов.

Работа выполнена при поддержке INTAS (грант 97-0722) и РФФИ (98-05-64365).

СТРУКТУРНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ В АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

Слуцкий А.Б.

ГЕОХИ РАН

Установление факта существования структурных превращений в алюмосиликатных расплавах при высоких температурах и давлениях имеет большое значение при исследовании таких процессов как плавление, механизм растворимости, распределение элементов и др. При наличии обратимых структурных превращений возникает принципиальный вопрос, насколько информация о структуре закалочных стекол, основанная на результатах спектральных исследований, соответствует структуре реального силикатного расплава. Физические свойства этих расплавов также должны существенно зависить от наличия структурных превращений.

Термодинамические данные показывают, что влияние давления и температуры на структуру алюмосиликатных расплавов имеет значительно более сложный характер, чем на не содержащие алюминия расплавы. Это выражается в разбросе экспериментальных данных по влиянию давления на температуру плавления алюмосиликатов и их существенном отличии от термодинамических расчетов.

Согласно квази-кристаллической модели расплавы при температуре, близкой к ливидусу, имеют структуру ближнего порядка, соответствующую

структуре равновесной кристаллической фазы, при этом для расплава альбита активность альбитового компонента в расплаве близка к единице. Согласование с экспериментом (например, для расплава альбита) может быть достигнуто, если принять, что с увеличением давления и температуры коэффициент активности альбитового кластера в расплаве а 1 Ab < 1, т.е. при высоких параметрах расплав альбита нельзя рассматривать как однокомпонентную систему.

Поскольку современный уровень техники эксперимента не позволяет проводить in-situ прямые спектральные исследования структуры расплава, предпринимаются попытки получить экспериментальные данные, косвенно подтверждающие существование структурных превращений в алюмосиликатных расплавах на основании измерений физических свойств. Данные Kushiro по измерениям вязкости подтверждают уменьшение коэффициента активности альбита с давлением из-за деполимеризации трехмерного каркаса и переходу к менее вязкому многокомпонентному расплаву.

Нами в качестве одного из подходов к решению этой проблемы проведено изучение влияния структурных превращений в алюмосиликатных расплавах (glass transition при высоких давлениях на температуру стеклования temperature -Tg) алюмосиликатных стекол. Тд-является важнейшим параметром, характеризующим свойства расплава. При температуре ниже Тд прекращается зависящая от температуры конфигурационная перестройка, характерная для расплавленного состояния. При обычных температура стеклования силикатных расплавов определяется по данным калориметрических измерений. Показано, что наиболее резко скачкообразное изменение теплоемкости при переходе в стеклообразное состояние выражено у деполимеризованных расплавов SiO_2 , Na_2O-SiO_2 . Для более сложных расплавов скачок теплоемкости убывает в последовательности: KAlSi₃O₈, NaAlSi₃O₈, CaAl₂Si₂O₆, CaMgSi₂O₆. Ввиду отсутствия в литературе данных о зависимости температуры Т перехода от давления, поисковое исследование с целью установления возможности фиксации температуры стеклования методом измерения электропроводности. Учитывая обычно хорошую воспроизводимость результатов измерений и высокую чувствительность электропроводности к изменению структуры, можно было характерного кривой температурной полагать появление излома на зависимости электропроводности при температуре Тд. В качестве объекта исследования выбрано специально приготовленное стекло анортита. Мы остановились на стекле анортита, поскольку, если бы удалось зафиксировать изменение электрических свойств при стекловании расплава анортита, то этот подход можно было использовать и для изучения влияния давления на температуру стеклования ряда других силикатных расплавов.

Исследование выполнено с использованием разработанной ранее методики измерения электрических свойств твердых диэлектриков при

высоких P, T. Для решения данной задачи, учитывая высокое удельное сопротивление стекла анортита, усовершенствована конструкция измерительной ячейки и повышена чувствительность измерений электропроводности на частоте 1 kHz.

Измерения электропроводности проводились в интервале температур 840-1240°C при фиксированных давлениях 3, 6, 9, 12 и 15 кбар. По электропроводности измерений результатам определена зависимость температуры Т перехода от давления. Кривая температурной зависимости электропроводности, построенная в координатах logs--104/T, К для P=3 кбар, состоит из двух прямолинейных отрезков. Излом при 104/Т, К=7.43 (t=1072°C) сопровождается изменением энергии активации E=0.34 eV и соответствует температуре Тд перехода. Скачкообразное изменение энергии активации при охлаждении и повторном нагреве происходит практически однако величина Е может колебаться в при той же температуре, зависимости OT направления И скорости изменения температуры. температурной форме кривые зависимости Аналогичные ПО электропроводности получены также при давлениях 6 и 9 кбар. Величина Е с увеличением давления уменьшается настолько, что при давлениях 12 и 15 кбар излом на кривой температурной зависимости электропроводности перестает фиксироваться, что указывает на вырождение Тд перехода с ростом давления. Исчезновение Тд перехода при давлениях выше 9 кбар что конфигурация атомов в стекле перестает означает, зависеть от температуры, интервале температур сохраняется T.e. во всем "замороженное" состояние вне зависимости от скорости охлаждения. Это позволяет полагать, что при высоких давлениях структура закалочных стекол не соответствует структуре расплава. При давлениях ниже 9 кбар структура стекол, закаленных при температурах выше Тд, должна соответствовать структуре расплава.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №00-05-64990, 00-05-65423.

ВЯЗКОСТЬ - ИНТЕГРАЛЬНЫЙ ПАРАМЕТР МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Соболев Р.Н.

МГУ им. М.В. Ломоносова

Формирование магматических расплавов, их отделение от источника, миграция в пространстве, отделение от них рудного вещества, кристаллизация - эти и другие процессы контролируются многими параметрами (Т, Р, Х и др.). Роль и значение их меняются на разных этапах существования расплавов, однако, ни один из них не выражает (не контролирует в определенной мере) реологические свойства расплавов. Параметром, определяющим способность расплава к миграции, размещению

на разных уровнях глубинности в земной коре или излиянию на поверхность, является вязкость. Разной вязкостью определяется преобладание пород основного состава в эффузивной фации, а кислого - в интрузивной. Очень низкая вязкость расплавов ультраосновного состава позволяет им подниматься с больших глубин близко к земной поверхности. Вязкость контролирует процессы в расплаве: а) на микроуровне (диффузия, законы Фика); б) перемещение в расплаве посторонней фазы (твердой, жидкой, флюидной, - закон Стокса); в) движение расплава (как системы) с посторонней фазой(-ами) (внедрение, излияние, - формула Эйнштейна). Знание величины вязкости сред(-ы) позволяет оценивать вероятность большинства геологических процессов.

ПЕРВИЧНЫЕ МАГМЫ ВУЛКАНА МАУНА КЕА, ГАВАЙИ: РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ

Соловова И.П., Гирнис А.В.

ИГЕМ РАН

Изучены расплавные включения в оливинах, клинопироксенах и плагиоклазах пикритового базальта западного склона вулкана Мауна Кеа. Исходные включения частично закристаллизованы и содержат низкоплотную газовую фазу. Температуры гомогенизации включений варьируют от 1220 до Составы гомогенизированных включений (стекол) исследованы с помощью электронного микрозонда. Наиболее примитивные стекла содержат до 14-15 мас. % МдО и 15 мас. % FeO. Характерной особенностью составов являются высокие содержания ТіО2 (2.5-3.5 мас. % при 12 мас. % MgO) и отношения Na₂O/TiO₂ (> 1). Рассчитанный состав первичного состава, равновесного с наиболее магнезиальным оливином (mg=0.92) содержит (мас. %) 44.5 SiO₂, 2.3 TiO₂, 10.2 Al₂O₃, 13.3 FeO, 17.0 MgO, 12.0 CaO, 2.3 Na₂O, 0.5 K_2 O. Вариации составов расплавных включений не укладываются полностью в модель фракционирования исходного расплава при низких давлениях. Это особенно отчетливо проявляется при сравнении составов включений (стекол) и пород. Толеитовые и щелочные породы вулкана Мауна Кеа достаточно заметно различаются по содержаниям К2О и SiO₂. При этом составы включений попадают в поля как щелочных, так и толеитовых пород, а также равномерно заполняют все пространство между двумя группами. Этот результат согласуется с представлениями об общем источнике щелочных и толеитовых магм Гавайских островов и постепенном переходе между ними (напр. Chen et al., 1991). Различия составов магм определяется разными условиями отделения жидкости ходе полибарического плавления однородной мантийной колонны. Высокие Na₂O/TiO₂ свидетельствуют об отделении кристаллического остатка при высоких давлениях (начиная с $P > 5.0 \Gamma\Pi a$).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРОКСЕНИТОВ И ЭКЛОГИТОВ ИЗ КСЕНОЛИТОВ В КИМБЕРЛИТАХ ЯКУТИИ

Соловьева Л.В.*, Горнова М.А.**, Баранкевич В.Г.*

*ИЗК СО РАН, **ИГХ СО РАН, Иркутск

Изучены содержания редких элементов в пироксенитах и эклогитах из в кимберлитах Якутии (тр. Удачная И Обнаженная). Мегакристаллические пироксениты 2/83 и 74/300 рассматриваются как высокотемпературные кумулаты гомогенных субкальциевых пироксенов с рассчитанными температурами распада 1380 и 1500°C (Соловьева и др., 1994) и содержат слоистые мегакристаллы, состоящие из чередующихся пластинок орто- и клинопироксена. К этому же типу пород относится более железистый гранатовый клинопироксенит 74/136, в котором крупные кристаллы клинопироксена включают до 20 % экссолюционных вростков граната. Гранатовый вебстерит 76/729 состоит на ~80 % из ортопироксена, но характеризуется эклогитовым составом граната, клинопироксена и содержит по сланцеватости кумулятивную эклогитовую линзу. Двуминеральный эклогит 9/83 и оливиновый эклогит 7/83 характеризуются кумулятивной структурой; в них присутствуют 3-5 % метасоматических флогопита и амфибола. Вебстериты 2/83 и 74/300 показывают высокие содержания LREE (LaN~9-15) и низкие HREE (YbN~2). Пироксенит 74/136 имеет U-образное распределение REE с одновременным обогащением легкими и тяжелыми лантаноидами (LaN~11, YbN~12).

Вебстерит 76/729 и эклогиты 9/83, 7/83 характеризуются более фракционированием слабым содержаниями REE. высокими сопоставимыми с MORB. Для пород были рассчитаны предполагаемые первичные расплавы ПО редким элементам. Расчет построен петрологическом выводе, что пироксениты и эклогиты представляют собой магматические кумулаты. Содержания высокобарические несовместимых элементов (Rb, Ba, Th, Ta, K, La, Ce, Nd, Sr) в рассчитанных расплавах аномально высоки, что может быть связано с мантийными преобразованиями пород. Содержания метасоматическими несовместимых элементов (Sm, Zr, Ti, Eu, Tb, Y, Er, Yb) в рассчитанных жидкостях варьируют от коматиитов А1-деплетированного типа (для 2/83, 74/136) до близких современным океаническим платобазальтам (для 9/83, 76/729) с промежуточными значениями (для 74/300 и 7/83). В рамках модели изученную серию пироксенитов-эклогитов рассматривать как продукты кристаллизации коматиитовых и базальтовых, а также расплавов промежуточного типа.

ПЕРВАЯ НАХОДКА КИМРИТА В МАССИВАХ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

Сорохтина Н.В., Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Богданова А.Н. ГИ КНЦ РАН

Впервые в массивах щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов кимрит - редкий водный силикат бария и алюминия. Он установлен в карбонатитовом массиве Себльявр, Кольский полуостров. Ранее кимрит был известен только в рудных месторождениях метаосадочного или гидротермального происхождения, где он ассоциирует с кварцем, альбитом, баритом, сульфидами, карбонатами, минералами группы слюд, иногда цельзианом и эдингтонитом. В Себльяврском массиве кимрит встречается в карбонатизированных пироксенитах зон контакта с измененными ийолитами. В ассоциации с ним установлены перовскит, флогопит, апатит, кальцит, титанит, натролит, пирит, пирротин и халькопирит. Кимрит образует удлиненно-пластинчатые выделения в натролите, формирующем гнездовые и прожилковые обособления. В иммерсионном препарате выявляется тонкоигольчатое строение пластинок кимрита: вокруг игольчатых выделений изменения, затрудняющие располагаются рыхлые зоны наблюдать анизотропию вещества. Цвет минерала голубовато-белый, непрозрачный, блеск шелковистый, спайность совершенная параллельно удлинению, излом занозистый. Оптически одноосный, отрицательный, погасание прямое относительно удлинения, n-1.607 (1). ИК-спектр кимрита из Себльявра идентичен спектрам минерала Полярного Урала. Полосы поглощения 3537 и 1630 см-1 подтверждают наличие молекулярной воды в составе кимрита. По рентгенометрическим данным минерал идентичен кимриту. Его химический состав соответствует формуле –

 $(Ba_{0.93}Ca_{0.01}K_{0.05}Na_{0.04})_{1.03}Al_{1.97}Si_{2.03}O\cdot nH_2O,\,n{=}0.5{\text -}1.$

Кимрит из Себльявра неоднороден, краевые части его пластинок рыхлые, быстро выгорают под пучком электронов и, возможно, содержат большее количество воды. Здесь же наблюдается тесное срастание кимрита с натролитом и кальцитом. Кимрит в карбонатизированных пироксенитах зон ийолитами, подобно натролиту, образуется в контакта с измененными результате гидротермального преобразования первичных минералов ийолитов - нефелина, возможно, барий-содержащих полевых шпатов, например, цельзиана. Развитие кимрита по цельзиану в ассоциации с эдингтонитом описано в месторождении марганцевых руд Сиромару, Токио, Япония (Matsubara, Kato, 1991). При этом, в гидротермальных условиях при относительно высоких давлениях и низких температурах образуется кимрит, при понижении давления и температуры эдингтонит. В других рудных месторождениях кимрит отмечается как один из наиболее ранних минералов, формирующихся в метаморфических условиях на контакте рудных горизонтов с вмещающими породами.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В АКТИВНОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ БРАНСФИЛЬД, АНТАРКТИДА

Сущевская Н.М.*, Цехоня Т.И.*, Беляцкий Б.В.**

*ГЕОХИ РАН, Москва, **ИГГД РАН С.-Петербург

Зона Брансфильд - молодая активная спрединговая зона, лежащая к северо-западу от Антарктического полуострова, достигающая приблизительно около 65 км в ширину и с максимальной глубиной около 2 км. В активной части пролива Брансфильд формируются несколько островов, являющихся окончанием осровов Кинг Джоржа. Их магматизм относится к щелочному и известково-щелочному типу. В тоже время подводные горы в пределах спрединговой зоны, сложенные свежими излияниями подушечных лав, показывают более широкий спектр составов, большинство из которых по данным опробования относится к толеитам.

В ходе 29а геолого-геофизического рейса научно-исследовательской российско-немецкой экспедиции НИС "Академик Борис Петров", проведенной под руководством Г.Б. Удинцева, была опробована активная спрединговая зона, расположенная в проливе Брансфильд. Со склона подводной горы Висков в центральной части активой зоны были подняты крупные глыбы слабоплагиоклаз-порфировых базальтов, с сохраненной на поверхности стекловатой закалочной зоной. Специфической особенностью составов расплавов данного района явилось относительно повышенное содержание Na₂O, достигающее 4 % (при содержании MgO=6.6).

Подобные расплавы относятся к толеитам Na-типа, обнаруженных в Мирового океана, зона Австралоспрединговых зонах таких как Антарктического несогласия, экваториальный сегмент САХ, трог Кайман, Американо-Антарктического западное окончание хребта (AAX) провинциям, соотносящимися с более холодным термическим режимом литосферы (Bonatti E. et al., 1993). В пределах зоны Брансфильд они обнаружены как минимум в трех точках, находящихся на расстоянии друг от друга около 500 км. Но впервые в пределах г. Висков обнаружены Naтолеиты, относящиеся к деплетированным толеитам. Они характеризуются $K_2O/TiO_2=0.17$, (La/Sm)n =1, отношениями изотопов ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd близкими к деплетированному типу океанических толеитов, но относительно несколько повышенными значениями ⁸⁷Sr/⁸⁸Sr, достигающими 0.7031-0.7033.

Проведенное сопоставление толеитов Na-типа района Брансфильд показывает, что они близки к трендам кристаллизации стекол западного окончания AAX, лежащего к северо-востоку, практически на продолжении активной зоны Брансфильд. В тоже время расплавы активной зоны Брансфильд более фракционированы и для них типичны более низкие содержания Ti, Fe, повышенные Si, что может быть связано с более ранней кристаллизацией титаномагнетита. Полученные данные по обнаружению

расплавов Na-типа в широкой области спрединговой зоны Брансфильд свидетельствует о реализации механизма пассивного спрединга, когда в результате сложной геометрии района Брансфильд, реорганизации субдукционных зон, образуются глубинные трещины, заполняющиеся астеносферным материалом. Причем плавление протекает на небольших глубинах.

ОСОБЕННОСТИ ВАРИАЦИЙ ПРИРОДНЫХ ИЗОТОПНЫХ СООТНОШЕНИЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

Тимофеева Т.С., Васильев Г.А., Игнатиков Е.Н., Мирталипов Д.Я., Мусаева М.М., Рахимджанов А.А., Уралов Б.Х.

Государственная пробирная палата Республики Узбекистан

Применение в геохимических исследованиях вторично-ионных массспектрометров типа МС-7201м позволило выявить, что в большинстве случаев для ряда элементов (от Li до U) имеются существенные изменения в зафиксированных соотношениях изотопов, минералами. При происходит утяжеление или облегчение состава определенного изотопа. Такие нарушения обусловлены чаще всего температурой минералообразования и длительностью процесса эволюции минеральных ассоциаций, особенно в присутствии радиоактивных элементов. Используя методику, разработанную на основе патента РФ +2088958 было доказано, что изотопия природного оксида кремния поверхностных золотоносных жил месторождения Мурунтау соответствует вариациям изотопных соотношений минерала с глубины более 4-х километров. Последнее подтверждает, что источником рудной минерализации таких элементов, как Li, B, Si, Mg, Eu, Pb и других является именно погруженный интрузив, в настоящее время вскрытый сверхглубокой скважиной СГ-10. Изменение вариаций изотопных соотношений позволяет идентифицировать любой объект исследования с конкретным местом его природной локализации, при наличии банка эталонных данных для сравнения. Последнее правомочно даже для металлов, прошедших кустарную плавку. Данное положение нашло применение в экспертных исследованиях при идентификации мест хищения драгоценных металлов, кустарно изготовленных ювелирных изделий и металлов, не соответствующих требованиям ГОСТа.

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ РЕЗЕРВУАРА HIMU В ОКЕАНСКОЙ МАНТИИ

Титаева Н.А.

 $M\Gamma Y$

1. С целью систематизации изотопных составов магмогенерирующих резервуаров широко используются "эстремальные компоненты": DM -

деплетированная мантия, HIMU (high mu mantle) и два типа обогащенной мантии - EM1 и EM2. Помимо того, выделяется средняя точка внутри тетраэдра (PREMA, FOZO, C, F), которая многими авторами идентифицируется с составом вещества плюма.

- 2. Для обработки и интерпретации изотопно-геохимических составов вулканических пород срединных хребтов Атлантического и Тихого океанов, островов Атлантики (океанический резервуар), а также континентальных вулканитов юго-западной части плато Колорадо и Африки (континентальный резервуар) нами использовался факторный анализ, расчет K_{Pb} =(Th/U)Pb и диаграмма K_{Th}/K_{Pb} .
- 3. На факторных диаграммах видно, что изотопные составы всех базальтов, кроме Исландии, островных ОНЖОМ получить, обогащая составы соответствующие "plum", сиалический DMИ компонент "урановыми" радиогенными изотопами свинца. Тот же эффект получается, если происходит избирательное обогащение ураном, и имеется время, достаточное для накопления избыточных концентраций ²⁰⁶Pb и наблюдаемых за счет так называемого резервуара НІМИ. Факторные диаграммы, на которых помимо изотопных составов стронция, свинца и неодима использованы валовые содержания урана и свинца, демонстрируют процесс обогащения именно ураном. Причем, чем более обеднен резервуар литофильными компонентами, например DM, тем сильнее заметно это обогащение. Тот же процесс обогащения ураном подтверждает и диаграмма K_{Ph} - K_{Th} : современное отношение Th/U в океанских вулканитах (K_{Th}) существенно ниже, чем первичное отношение в источнике (Кры).
- 5. Проведенное исследование позволяет трактовать HIMU не как самостоятельный резервуар, а как постоянно и долговременно действующий в океанических условиях вторичный процесс избирательного обогащения вещества океанской литосферы ураном в результате окислительновосстановительной реакции (уран воды железо пород) и последующего плавления измененных пород в результате рециклинга. При этом изменению будет подвергаться любое вещество, находящееся в условиях океана: DM (N-MORB), реликты континетальной литосферы или вещество плюма. В зависимости от состава пород, находящихся над поднимающимся диапиром плюма, будут возникать те или иные наблюдаемые экспериментально смешанные составы. В зависимости от времени "океанизации", будет наблюдаться больший или меньший избыток радиогенных свинцов, накопившихся из урана.
- 6. Вулканические породы островов Вознесения, Сан-Паулу, Азорского архипелага, Гвинейского залива, имеющие довольно однообразный изотопный состав магмогенерирующего резервуара, могут рассматриваться как производные преобладающего вещества плюма, подвергшегося последующей достаточно давней "океанизации". Острова Триста-да Кунья и Гоф, а также хребет Китовый образуют на факторных диаграммах другую

компактную группу составов, котрая может трактоваться как реликт континентальной литосферы, подвергшейся "океанизации". Для острова Св. Елены характерна преобладающая роль вещества DM при меньшей роли вещества плюма и длительной "океанизации". В то же время породы неовулканической зоны Исландии, также являющиеся смесью вещества DM и плюма, испытывали процесс "океанизации" существенно менее длительное время и слабо отличаются от N-MORB по содержанию радиогенных изотопов свинца.

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ КАНАРСКОГО АРХИПЕЛАГА

Титаева Н.А.*, Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С.**** *МГУ, **ОИФЗ РАН

Канарский архипелаг большинство исследователей подразделяет на три группы островов в направлении ЮЗ-СВ: восточную (о-ва Ланцароте, Фуэртевентура), центральную (о-ва Тенерифе, Гран-Канариа, Гомера) и западную (Ла Пальма, Йерро). В этом направлении закономерно меняется возраст вулканитов от 30-80 млн лет до 2-4 млн лет. Устанавливаются различия в геофизических характеристиках земной коры под различными группами островов.

Для анализа происхождения источников вулканических Канарских островов использованы изотопные составы Pb, Nd, Sr, а также параметр КРЬ. Последний представляет собой отношение Th/U, рассчитанное отношениям Pb И соответствующее исходному изотопным магматическому резервуару (Титаева, 1990; 1998). На всех бинарных диаграммах в координатах изотопные отношения $Pb - {}^{143}Nd/{}^{144}Nd, {}^{87}Sr/{}^{86}Sr ^{143}$ Nd/ 144 Nd, K_{Pb} – 143 Nd/ 144 Nd и др. фигуративные точки вулканитов образуют компактное поле в треугольнике DM-EM-HIMU. Ряд исследователей отождествляет состав этого поля с "plum".

Использование в качестве переменной параметра K_{Pb} дает более дифференцированную картину распределния составов. области B "континентальных" значений KPb>4 располагаются составы пород с островов Ланцароте и Гран-Канариа. Последние частично захватывают переходную область значений Крь. Все остальные острова попадают в переходную область между континентальным и океаническим резервуарами, которой также соответствует состав среднететраэдрного компонента F (Ряховский, 1999). Две группы вулканитов о-ва Фуэртевентура (субаэральные и базальные комплексы) слабо различаются по величине Крь, но имеют существенное различие по изотопным отношениям Nd. Субаэральный комплекс в меньшей степени обогащен радиогенным Nd, чем базальный, и является более обогащенным сиалической компонентой.

Использование факторного анализа по методу главных компонент для интерпретации изотопных составов вулканических пород (Титаева, Миронов, вклад 1998) позволило выявить рассмотренных всех характеристик вулканитов Канарского архипелага в особенности глубинного магмогенеза. На диаграмме F1-F2 можно видеть одновременно две предположительно, первоначально тенденции, изменяющие состав, магматического Между источника. относительно гомогенного комплексами вулканитов о-ва Фуэртевентура имеет место тренд от более древних к более молодым базальтам, параллельный линии DM-EM. Скорее всего он свидетельствует о влиянии сиалической компоненты, поступающей с осадками с Африканского континента. Второй тренд, связывающий составы овов Ла Пальма – Гран-Канариа, свидетельствует об увеличении роли компонента НІМИ с востока на запад по направлению к Срединно-Атлантическому хребту.

Все сказанное позволяет предполагать, что определяющим в составе вулканических пород Канарских островов явилось вещество "plum", в последующем несколько измененное под влиянием других резервуаров: континентального (за счет ассимиляции осадков) и океанического, в разной степени измененного за счет процессов, образующих резервуар HIMU.

ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ РАЗЛОМОВ "ОКЕАН - ОСТРОВНАЯ ДУГА"

Тихомирова С.Р.

ФГУ НПП "Аэрогеология"

Исследования, проведенные коллективом МГРИ в 1989-95 гг. на Восточной Камчатке (северная часть Курило-Камчатской и западный фланг Алеутской островных дуг) выявили тела щелочных габброидов - тешенитов, которые могут рассматриваться как субвулканические гипабиссальные аналоги потоков и силлов щелочных и субщелочных базальтоидов, установленных в основании верхнего миоцена (Пузанков и др., 1990). Тешениты в виде даек и штоков в ассоциации с камптонитами и эссекситами были обнаружены в центральной части Валагинского хребта, на Кроноцком перешейке, в юго-восточной части п-ова Камчатский Мыс, на северозападном Ганальского позднемеловых склоне хребта среди аккреционного среднемиоценовых образований фундамента Курило-Камчатской островной дуги. Щелочные габброиды имеют активные контакты с фаунистически документированными отложениями среднего миоцена.

Тешениты имеют широкий спектр темноцветных минералов (оливин + Ti-фассаит + салит + керсутит + Ti-биотит + Ti-эгирин) в ассоциации с плагиоклазом (An-Ab), K-Na полевым шпатом, анальцимом и обильным апатитом. По минеральному составу тешениты Восточной Камчатки

сопоставимы с щелочными габброидами Закавказья, Омолонского района, Чешского массива и, что самое интересное, с тешенитами трансформного разлома Романш (Prinz et al., 1976). Породы Восточной Камчатки и разлома Романш содержат высококальциевые титанистые клинопироксены, нормативный нефелин, TiO_2 - до 3 %, близкие $Na_2O+K_2O=4-6$ % с $Na_2O>K_2O$.

Геолого-структурная позиция тешенитов Восточной Камчатки определяется зонами поперечных разломов "океан - островная дуга". Разрывы прослеживаются в акваторию Тихого океана, представляя собой продолжение окраинно-океанических разломов, принадлежащих зоне Командорского трансформного разлома или тесно связанных с нею (Бахтеев, Тихомирова, 1995).

Сходный минеральный состав, петрохимические особенности тешенитов Восточной Камчатки и разлома Романш, структурная позиция камчатских пород и "трансформный характер" (Ермаков, 1993) камчатских разрывных зон позволяют сопоставить щелочной магматизм Восточной Камчатки с щелочным магматизмом других зон трансформных разломов (ТР) океанов (Тихомирова, 1995). Породы имеют сходные величины La/Ta=3-25, Zr/Nb=2-25, Ni/Co=2-8.5, Cr/V=0.3-5, La/Nb=0.3-1.5, Th/Ta=0.3-3 и La/Yb=5-32, чем заметно отличаются от островодужных вулканитов, где: La/Ta=25-125, Zr/Nb=30-120, La/Nb=2-10, Th/Ta=3-25, La/Yb=0.7-1.9 (Пузанков и др., 1990).

Близкие особенности петрогеохимического состава щелочных базитов ТР океанов, северной части Курило-Камчатской и западного фланга Алеутской островных дуг отражают сходные черты геологических структур, в которых проявился щелочной магматизм. Такими структурами, дренировавшими глубинные горизонты литосферы на рубеже позднего миоцена - раннего плиоцена являлись сквозные разломы "океан - островная дуга".

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ, ФОРМИРОВАВШИХ АНДЕЗИТЫ ВУЛКАНОВ БЕЗЫМЯННЫЙ, КАРЫМСКИЙ, ШИВЕЛУЧ И ДАЦИТЫ ВУЛКАНА ДИКИЙ ГРЕБЕНЬ (КАМЧАТКА)

Толстых М.Л., Наумов В.Б., Кононкова Н.Н. ГЕОХИ РАН Москва

Вулканам Камчатки посвящена обширная литература, в которой достаточно подробно рассмотрены вопросы истории развития вулканизма, тектонических структур, петрографии пород и многие другие аспекты. Однако практически отсутствуют данные о химических составах магматических расплавов, без знания которых невозможно в полной мере рассматривать как генезис конкретных пород, так и вопросы магматизма региона. Цель наших исследований - получение достоверной количественной информации о составе магматических расплавов возможно большего числа

вулканов Камчатки. Основной метод - изучение расплавных и флюидных включений во вкрапленниках пород.

Изучено более 220 расплавных включений в 22 образцах из четырех вулканов Камчатки. Установлено, что составы стекол расплавных включений в плагиоклазах, амфиболах и ортопироксене андезитов (57-61 мас. % SiO_2) вулкана Шивелуч отвечают дацитовым и риолитовым (65-79 мас. % SiO_2) расплавам с низкими концентрациями TiO_2 , FeO, MgO, CaO и большим диапазоном по содержанию K_2O (1.9-6.5 мас. %). Содержание H_2O в расплаве, определенное на ионном микрозонде, составляло 3.0-7.2 мас. %. Концентрация Cl в расплаве достигала 0.28 мас. % при среднем значении 0.15 мас. %, концентрация S была значительно ниже (0.03 мас. %). По флюидным включениям CO_2 рассчитано давление, которое достигало 1.5-1.6 кбар, что может соответствовать глубине магматической камеры не менее 5-6 км.

Андезиты (56-60 мас. % SiO₂) вулкана Безымянный формировались из андезит-дацит-риолитовых (56-81 мас. % SiO₂) расплавов, причем с ростом уменьшаются содержания FeO, кремнезема Al_2O_3 MgO, увеличиваются Na₂O. Весьма велики колебания в концентрациях K₂O (1.8-6.6 мас. %) вне зависимости от состава расплавов. Спецификой составов расплавов, формировавших андезиты (61-62 мас. % SiO₂) Карымского вулкана, является их андезитовый состав (55-67 мас. % SiO₂), сравнительно высокая обогащенность натрием (до 7.4 мас. %) и титаном (до 2.2 мас. %) при невысоких концентрациях К2О (1.4-3.1 мас. %). Дациты вулкана Дикий Гребень формировались из дацитовых и риолитовых (68-79 мас. % SiO₂) расплавов с высокими содержаниями К₂О (в среднем 4.4 мас. %), превышающими содержания Na₂O (3.6 мас. %).

ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС МАГМАТИТОВ ТОММОТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Трунилина В.А., Зайцев А.И., Орлов Ю.С.

Институт геологических наук СО РАН, Якутск

В рифтовой структуре внутренней части Верхояно-Колымских мезозоид вскрыты Томмотский массив ультраосновных, щелочно-ультраосновных пород, щелочных и субщелочных габброидов и щелочных сиенитов и в его южном экзоконтакте в зоне сочленения субмеридионального и субширотного разломов - массив Сомнительный щелочных гранитов и лейкогранитов, к контактовым ореолам которого приурочены проявления комплексной редкоземельной минерализации (Ce, Y, Zr, Nd, Dy, Nb, Be, Gd, Sm - в порядке убывания значимости). Возрастной диапазон становления магматитов (Rb-Sr, Ar-Ar, K-Ar методы) - более 200 Ма (поздний девон - ранний мел).

Вариации петрографического состава, химизма, геохимических особенностей пород Томмотского массива, типоморфизм их минералов, P-Т условия кристаллизации, Rb-Sr изотопная гетерогенность, отношения

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7024-0.7054) позволяют рассматривать эти образования как производные одного (или генетически родственных) магматического очага верхнемантийного заложения (деплетированная мантия), эволюционировавшего при взаимодействии с глубинными флюидами или расплавами. Материнский расплав гранитов (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.7441) формировался в коре под воздействием того же потока глубинных флюидов или по предварительно проработанным им гранито-гнейсовым субстратам.

Граниты массива Сомнительный, по сравнению с породами Томмотского массива, незначительно обогащены только Nb, La, Ce, Y. В то же время, редкоземельная минерализация присутствует во всех магматитах рудного поля и на удалении от гранитов и усиливается во времени со смещением максимальных концентраций по направлению к контролирующей их выходы зоне. Таким образом, оруденение Томмотского рудного узла, как и формирование самих гранитов массива Сомнительный, обусловлено последним всплеском глубинной активности, максимально проявившимся в зоне сочленения разнонаправленных тектонических нарушений.

ЭВОЛЮЦИЯ ПИКРИТОВЫХ РАСПЛАВОВ ГРЕНЛАНДИИ (ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)

Турков В.А.*, Когарко Л.Н.*, Нильсон Т.**

*ГЕОХИ РАН, **Литосферный Центр Дании

Исследованы расплавные включения в фенокристах (оливин, шпинель и клинопироксен) пикритах Восточной И Западной Гренландии. В Микровключения, главным образом, частично раскристаллизованы. Среди дочерних минералов определены шпинель, ортопироксен, основной и кислый плагиоклазы, калиевый фельдшпаоид, амфибол, титаномагнетит и ильменит. Температуры гомогенизации включений для Зап. Гренландии (1370-1400°C) в целом выше, чем для Вост. Гренландии (1240-1280°С). Изучены составы гомогенизированных включений. Установлено, что первичные расплавы Вост. Гренландии более обогащены Ті, Са и К и характеризуются более низкими концентрациями Al и Fe.

Составы гомогенизированных включений (пересчитанных как первичные в равновесии с оливином Fo₉₀) спроецированные на сухие диаграммы Ol-Pl-Q и Ol-Cpx-Q (Elton, Scarfe, 1989) показывают, что первичные пикритовые раплавы Вост. Гренландии генерировались при 18-10 кбар (54-30 км). Пикриты Зап. Гренландии формировались при более высоком давлении – 20-25 кбар (60-75 км).

Исследование составов гомогенизированных включений на ионном микрозонде позволило установить, что расплавы Вост. Гренландии более обогащены несовместимыми элементами по сравнению с раплавами Зап. Гренландии. Эти результаты согласуются с геохимическими данными

(Brooks, Nielson, 1982), демонстрирующими сильное обогащение пикритов Вост. Гренландии.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ КАТИОНОВ В ЦЕОЛИТАХ ХИБИНО-ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Турчкова А.Г.*, Ловская Е.В.*, Пеков И.В.*, Кононкова Н.Н.**, Коротаева Н.Н.*

**МГУ, **ГЕОХИ*

Цеолитовая минерализация широко развита в Хибино-Ловозерском щелочном комплексе (ХЛК). Среди цеолитов выделяются минералы как с устойчивым составом внекаркасных катионов (в ХЛК это анальцим, натролит, тетранатролит, эдингтонит), так и с широко варьирующим (шабазит, гейландит, филлипсит, гмелинит, томсонит). Именно последняя группа показалась наиболее интересной и была изучена авторами.

Средние соотношения Na, K, Ca и Sr (в ат. % от их суммы) в распространенных цеолитах ХЛК с наиболее изменчивым составом таковы:

Минерал	Число образцов	Na	K	Ca	Sr
Шабазит	23	12	39	36	13
Гейландит	22	7	36	40	17
Филлипсит	7	27	53	20	0
Гмелинит	7	37	33	29	1
Томсонит	18	32	0	46	22

Главные внекаркасные катионы между сосуществующими цеолитами распределяются следующим образом (в ат. % от их суммы):

Минералы	Na	K	Ca	Sr			
Кировский рудник, Хибины (цеолитовый прожилок в уртитах)							
Филлипсит	27.4	54.1	18.5	0.0			
Гейландит	10.6	46.0	30.0	13.4			
Гейландит	10.6	46.0	30.0	13.4			

Второй цир	к Раслака, Лово	озеро (цеолитов:	ый прожилок в л	пуявритах)
Филлипсит	43.0	51.1	5.9	0.0
Гейландит	14.9	34.8	35.6	14.7

Минералы	Na	K	Ca	Sr
	Лопарская долина	, Хибины (пег		<u> </u>
Шабазит	8.0	58.0	33.0	1.0
Гейландит	4.8	41.8	43.1	10.3

Долина р. Тюльбнюнуай, Ловозеро (пегматит в фойяитах расслоенного					
комплекса)					
Шабазит	11.0	69.7	19.3	0.0	
Гейландит	4.1	44.6	33.3	18.0	

г. Карна	сурт, Ловозеро	о (уссингитовый	пегматит в нау	уяитах)
Шабазит	16.5	40.8	26.8	15.9
Гмелинит	74.6	16.7	8.7	0.0

Итак, изучение катионного состава этих цеолитов показало, что:

- 1) Гмелинит, шабазит и гейландит ХЛК резко обогащены калием (до К-доминантных) по сравнению с образцами из геологических объектов иных типов. Шабазит, а особенно гейландит и томсонит в гидротермалитах ХЛК часто обогащены стронцием, до Sr>Ca.
- 2) Несмотря на то что породы Хибинского массива имеют натрий-калиевую специфику, а Ловозерского натриевую, катионный состав цеолитов в их гидротермалитах в целом не различается.
- 3) Набор главных внекаркасных катионов в разных цеолитах близок до идентичного, и от образца к образцу их соотношения могут варьировать, отражая, очевидно, особенности химизма минералообразующей среды. Вместе с тем, анализ всей совокупности полученных данных по составу цеолитов ХЛК и изучение пар сосуществующих минералов четко выявляют "индивидуальные предпочтения" каждого из них в отношении внекаркасных катионов, как главных, так и примесных. Са и Sr ведут себя сходно и "предпочитают" следующие минералы (расположены ПО убыванию сродства): томсонит \rightarrow гейландит \rightarrow шабазит \rightarrow гмелинит \rightarrow филлипсит. Для калия эта последовательность такова: филлипсит \rightarrow шабазит \rightarrow гейландит \rightarrow гмелинит.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА МИНЕРАЛОВ УЛЬТРААГПАИТОВЫХ ПОРОД

Ульянов А.А*, Устинов В.И.*, Турчкова А.Г.*, Пеков И.В.**

*МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, **ГЕОХИ РАН, Москва

Проведенные исследования минералов высокощелочных Хибинского массива позволили установить, однонаправленное изменение изотопного состава кислорода (монотонное обеднение изотопом ¹⁸О) от ранних ассоциаций магматической стадии к более поздним - пегматоидной, и далее, к гидротермальной. В изученных минералах магматической и пегматитовой стадий, в ряду силикатов: цепочечные \rightarrow слоистые \rightarrow ¹⁸О. Для натролита каркасные, проявлена тенденция к обогащению гидротермальной низкотемпературной ассоциации интраструктурный изотопный эффект: вода, входящая в структуру натролита крайне обеднена изотопом $^{18}{\rm O}$ ($\delta^{18}{\rm O}_{({\rm вода})}$ =-32.5‰) и значение $\Delta^{18}{\rm O}_{({\rm каркас-вода})}$ для натролита (33.6%) превышает значения ΔO , установленные для силикатов с дополнительными анионами или водой, и может трактоваться как кинетический изотопный эффект. Эволюционная модель монотонного изменения изотопного состава кислорода не в состоянии объяснить весь набор полученных экспериментальных данных, и возможность ее реализации в природе не подтверждается. Модель привноса ¹⁶О-обогащенного раствора объяснить измеренные изотопные способна составы минералов магматических, пегматоидных и гидротермальных образованиях. Если подобный механизм был реализован в природе, то по мере эволюции минералообразующей среды контаминационная роль метеорных вод возрастала. Модель выноса ¹⁸О-обогащенного компонента (в форме СО₂) применима только для процессов, протекающих при относительно низких температурах. Эта модель представляет самостоятельный интерес, поскольку механизм высвобождения изотопно тяжелого кислорода, может в какой-то степени объяснить относительное накопление изотопа ¹⁸О в атмосфере нашей планеты и стать одним из альтернативных механизмов объяснения эффекта Доле. Показано, что практически на всем диапазоне Р-Т условий минеральных ассоциаций инфраструктурное изотопное формирования равновесие по кислороду не достигалось. Таким образом, система была открыта для обмена кислородом и изотопная неравновесность минералов связана либо с привнесем в систему ¹⁶О, или с выносом из системы изотопа $^{18}O_{-}$

Выполнение данной работы стало возможным благодаря финансовой поддержке Программы "Университеты России - фундаментальные исследования" (грант № 5305).

ГИДРАТАЦИЯ И ДЕГИДРАТАЦИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ ПРИ ПЕРЕХОДЕ ОКЕАН-КОНТИНЕНТ

Уханов А.В., Девирц А.Л.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

Предлагается новое объяснение парадоксальному несоответствию между геологической природой офиолитов – этих перемещенных на континент фрагментов океанской коры – и изотопным составом водорода в серпентине из ультраосновных пород данной формапции, который отвечает метеорной, а не морской воде (Wenner, Taylor, 1973). Преобладание на континентах серпентинов с метеорной водой при отсутствии или, по меньшей мере, весьма ограниченном распространении серпентинов с морской изотопной меткой (-40 - -30%) (Burkhard, O Neil, подтверждено позднейшими исследованиями, которые в частности показали, что значения δD около -30% в некоторых образцах серпентина из гипербазитов Урала обусловлены не морским происхождением водного а эффектом рэлеевского истощения при просачивании расходовании на серпентинизацию местной метеорной воды (Уханов, 1996). Простейшее из возможных, объяснений отмеченного парадокса - тектоническое, - допускающее, что гипербазиты, испытавшие серпентинизацию под действием морской водой, были просто сорваны при обдукции, не вполне убедительно, так как в офиолитовых разрезах нередко сохраняются даже самые верхние горизонты, такие как шаровые лавы. Не убеждает также и ссылка на изотопный обмен с метеорной водой попадающих на континент "морских" серпентинов, поскольку его скорость была бы пренебрежительно мала по сравнению со скоростью самой метеорной серпентинизации, так что этот процесс не имел бы значения в случае общем неполностью серпентинизированных Относительная легкость, с которой в условиях земной коры реакции гидратации-дегидратации меняют свое направление при температуры в пределах 350-700°C, подсказывает решение, состоящее, на наш взгляд, в том, что серпентинизированные гипербазиты океанской коры при перемещении на континент и сопутствующем ему нагревании испытали полную дегидратацию, а затем, при остывании в приповерхностных условиях были вновь повсеместно серпентинизированы, но уже водой метеорного происхождения. Температура метаморфизма гипербазитов при обдукции могла превышать 470° (температуру образования оливин-антигоритовых пород - войкаритов - (Уханов, Устинов, 2000) совершенно несвойственных океанической обстановке) и, следовательно, быть достаточной дегидратации лизардит-хризотиловых серпентинитов океанской коры (350-400°). Примечательно, что войкариты нередко содержат реликты и останцы "свежих", а фактически регенерированных, перидотитов. Общим признаком регенерированных перидотитов могут служить низкие (<<5%), немантийные

значения величины δ^{18} О породообразующего оливина (Устинов, Уханов, 1999). Альпинотипные гипербазиты с таким изотопно-легким кислородом достаточно широко распространены в офиолитовой формации, что и является серьезным аргументом в пользу высказанной гипотезы. Ее принятие повлекло бы пересмотр некоторых представлений о мантийных процессах и геохимии ряда редких элементов в гипербазитах.

КСЕНОЛИТЫ АПЛИТОВ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ МЫСА НАВАРИН, КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ

Федоров П.И.*, Золотарев Б.П.*, Колосков А.В.**, Дриль С.И.***, Головин Д.И.*, Ерощев-Шак В.А.*

ГИН, **ИВГиГ, *ГЕОХИ СО РАН*

Наряду с многочисленными глубинными ксенолитами в щелочных базальтоидах района мыса Наварин, в основном представленными шпинелевыми лерцолитами, встречены редкие ксенолиты кварцполевошпатовых пород - аплитов.

Аплиты представляют собой лейкократовую катаклазированную породу, характеризующуюся аллотриоморфнозернистой структурой с довольно значительным количеством (15-20 об. %) бесцветного интерстициального кремнекислого вулканического стекла, содержащего трудно определимые кристаллиты. Состав стекол изменяется от натриевого щелочного дацита до калиевого щелочного риолита. Структура стекла перлитовая. Стекло резорбирует кварц и отчасти калиевый полевой шпат. Аплиты сложены ксеноморфными амебовидными и округлыми кристаллами кварца, размером 0.3-2 мм (40-60 %) и калишпат-плагиоклазовым агрегатом, составляющим 20-30 % объема породы. Преобладает калиевый полевой шпат. Иногда в интерстициях наблюдается катаклазит, сложенный обломками кварца и полевого шпата. Из акцессорных минералов присутствует рудный минерал (<<1 %), образующий ксеноморфные и мелкие (0.05-0.1 мм) округлые каплевидные выделения, а также единичные призматические кристаллы циркона. В кварце иногда наблюдаются округлые включения буроватого вулканического стекла, по-видимому, более основного состава, чем стекло интерстиций и очень редко округлые в сечении мелкие включения апатита.

По валовому химическому составу ксенолиты отвечают гранитам. Концентрации Hf (2.2 г/т), Та (0.83 г/т) и Th (3.9 г/т) низкие, по сравнению с калиевыми риолитами и гранитами островных дуг и складчатых областей. Распределение P3Э фракционированное (La_n/Sm_n=7.2, La_n/Yb_n=14.6), близкое к таковому во вмещающих базанитах (La_n/Yb_n=16-21), характеризуясь, вместе с тем, более низкими абсолютными концентрациями и иным спектром поведения средних и тяжелых лантаноидов. По изотопному составу стронция (87 Sr/ 86 Sr=0.70364) и кислорода (δ^{18} O=6.8) аплиты находятся в изотопном равновесии с вмещающими базанитами (87 Sr/ 86 Sr=0.70342-0.70379 и δ^{18} O=6.1-

7.2), что позволяет рассматривать их как крайний дифференциат базанитового расплава. Однако, К-Аг датировки аплитов (6.3 млн лет) и базанитов (1.59-1.45 млн лет) также допускают предположение о коровой природе первых.

ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ КОРЕЙСКОГО РЕГИОНА

Федоров П.И.*, Ляпунов С.М.*, Колосков А.В., Филатова Н.И.***** *ГИН. **ИВГиГ. ***ИЛС

Глубинные ксенолиты крайне редко встречаются в пределах Корейского региона и известны лишь в вулканическом ареале Чаньён и на о-ве Пэннёндо среди плейстоценовых базанитов и тефритов.

Все ксенолиты по минеральному составу отвечают шпинелевым лерцолитам, состоящим из оливина, ортопироксена, клинопироксена и шпинели с незначительными вариациями в количественных соотношениях. Оливины образуют относительно идиоморфные кристаллы размером до 4-6 мм. Их состав, по данным зондового анализа, меняется в пределах 85-89 % Fo. Ортопироксены образуют сростки со шпинелью и неравномерно распределены в объеме лерцолитов. Их состав $Wo_{0.6-0.9}En_{87-89}Fs_{10-11}$. Клинопироксены резко ксеноморфны ПО отношению к оливину и ортопироксену. По составу отвечают диопсидам ($Wo_{49.5-51.5}En_{44.1-45.7}Fs_{4.2-5.1}$). Содержание Na₂O в клинопироксенах колеблется от 0.05 до 0.15 мас. %. Шпинель присутствует в виде ксеноморфных выделений в интерстициях зерен оливина. По составу шпинель низкохромистая и высокоглиноземистая.

По минеральному и химическому составам изученные перидотитовые включения относятся к лерцолитовой серии (по X. Куно) и на основе геохимических критериев ($mg_\#=88-89$, CaO=3.5-3.7 %; $Al_2O_3=2.7-2.9$ %, $TiO_2=0.1-0.11$ %) отвечают обогащенному типу этой серии, по П. Никсону и др. (1981), в тоже время характеризуясь примитивным или слабо деплетированным распределением РЗЭ ($La_n/Sm_n=0.95-0.98$; $La_n/Yb_n=0.98-1.035$).

Состав ксенолитов свидетельствует, что возникновение магматических расплавов происходило на уровне шпинель-лерцолитового равновесия.

УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ МОРСКИХ БАЗАЛЬТОВ РАЙОНА ТРОЙНОГО СОЧЛЕНЕНИЯ БУВЕ, Ю. АТЛАНТИКА

Хворов Д.М.*, Мигдисова Н.А.*, Сущевская Н.М.**, Коптев-Дворников E.B.*

*Москва, МГУ, Геологический факультет, **Москва, ГЕОХИ РАН

Оценены физико-химические условия формирования серии морских толеитовых базальтов хр. Шписс, драгированных на станциях G96-11, G96-

12, G96-13, G96-14, G96-10, G96-15 итало-русской геолого-геофизической экспедицией "Геленджик"-96. Обломки базальтов пористостые от 5 до 60 %, степень раскристаллизации основной массы 30-90 %. Структуры пород интерсертальные, афировые или слабопорфировые. Вкрапленники представлены плагиоклазом (An_{93-85}), оливином (Fo_{91-81}), клинопироксеном ($Wo_{42-33}En_{59-51}Fs_{12-02}$) и титаномагнетитом. Составы стекол хр. Шписс приведены в табл. 1.

Таблица 1. Средние составы стекол (сгруппированы способом

кластеризации) (вес. %)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Количество составов
49.01	2.33	16.40	9.95	0.17	7.07	9.49	3.53	1.33	0.70	4
51.38	1.81	14.72	10.58	0.17	6.92	11.50	2.41	0.35	0.16	2
52.24	2.48	14.37	10.90	0.18	5.28	9.79	3.74	0.72	0.31	4
51.50	2.77	14.45	11.87	0.21	4.88	9.48	3.58	0.82	0.45	21
56.83	2.50	13.38	12.20	0.22	2.60	6.05	3.87	1.69	0.67	3

В качестве стартовых составов магмы для серии толеитовых базальтов хр. Шписс рассмотрены состав "А" (см. табл. 2), близкий к ТОР-1 [7] и состав "Б", использованный в экспериментах Бендера [5]. Состав "А" найден численно. По сравнению с ТОР-1, в составе "А" несколько повышены содержания титана и калия, что, по-видимому, может отражать локальные особенности магматизма района хр. Шписс [2]. Способом Френкеля-Арискина [3, 4] численно найдена последовательность составов расплавов, порождаемых из расплава "А" в результате фракционной кристаллизации. Температурная (°C) последовательность кристаллизации: оливин (1310), плагиоклаз (1239), клинопироксен (1203), магнетит (1090) в условиях низких давлений 2-3 кбар и низкой летучести кислорода в исходной магме магме "А" $[Fe_2/(Fe_2+Fe_3)=0.97]$. Содержание воды в исходной превосходило 0.3 вес. %, увеличивалось до 0.6 при приближении к полю наиболее магнезиальных стекол хр. Шписс и достигало 1.5 % в низкотемпературной области, что согласуется с данными Симонова [1].

Таблица 2. Оценки состава исходной магмы хр. Шписс (вес. %)

SiO_2	TiO ₂	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P_2O_5	Состав
49.26	1.00	15.65	6.67	0.20	13.32	12.62	1.81	0.25	0.01	A
48.20	0.73	16.30	8.92	0.25	10.70	12.00	1.95	0.09	0.00	Б

Расчеты фракционной кристаллизации состава "Б" дали верхнюю оценку давлений образования стекол хр. Шписс, составляющую 6 кбар. При сравнении численных результатов расчета равновесной кристаллизации состава "Б" в условиях закалочных опытов [5] получена погрешность, не превосходящая по температуре 10°С. Применение эмпирической геобарометрии, основанной на зависимости состава клинопироксена от давления [6] дало почти тот же результат: ниже 7 кбар.

При поддержке РФФИ, грант 99-05-65118.

Литература:

Симонов В.А. и др.// Геология и геофизика. 1996, 37(2), 86-96

Сущевская Н.М. и др. // Российский журнал наук о земле. 1999, 1(3), 221-250

Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика базитовых магм. М.: Наука, 1995

Ariskin A.A. // Comp. Geosci., 1993, 19, 1155-1170

Bender J.F. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978, 41(3), 277-302

Nimis P. // Contrib. Mineral. Petrol. 1995, 121, 115-125

Sobolev A.V., Dmitriev L.V. // Abstracts. IGC. Washington D.C. 1989, 3, 147-148

НОВЕЙШИЙ ВКЛАД В МИНЕРАЛОГИЮ И ПЕТРОЛОГИЮ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Хомяков А.П.

ИМГРЭ, Москва

незатронутых выветриванием зонах массивов агпаитовых нефелиновых сиенитов Хибино-Ловозерского (Кольский комплекса полуостров) автором установлено широкое распространение пересыщенных летучими И редкими элементами щелочными, пегматоидных пород ультраагпаитового типа, рассматриваемых продукты предельно как щелочных, условий минералообразования в магматических процессах. Для них характерны: (1) присутствие большой группы растворимых в воде или легко изменяющихся в атмосферных условиях солевых минералов, (2) минеральных необычное разнообразие видов, представленных ведущими классами химических соединений, (3) тесная пространственная и парагенетическая связь с уникальными по масштабам месторождениями редкометально-фосфатного сырья.

Обнаружение в ультраагпаитах обильных скоплений самых щелочных из когда-либо встреченных в природе представителей карбонатов (натрит), силикатов (натросилит) и фосфатов (олимпит) по существу означает открытие неизвестного ранее явления нахождения природных веществ в ультращелочном состоянии. В таком состоянии магматические расплавы приобретают свойства универсальных растворителей, что обеспечивает возможность накопления в них громадных масс полезных компонентов. Это месторождений, супергигантские размеры определяет связанных агпаитовым магматизмом, их ярко выраженный комплексный характер и чрезвычайное минералогическое разнообразие. Только за период с 1970 г. по настоящее время в ультраагпаитах Хибин-Ловозера и аналогичных породах массивов Илимауссак (Гренландия) и Сент-Илер (Канада) описано около 150

новых минералов, большей частью представленных гипернатриевыми соединениями фосфора и редких элементов.

СТРУКТУРНО-СИММЕТРИЙНЫЙ ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ УНИКАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЩЕЛОЧНОГО РЯДА

Хомяков А.П.

ИМГРЭ, Москва

Среди минералогических уникумов нашей планеты особое место дифференцированные нефелин-сиенитовые комплексы ультращелочными (ультраагпаитовыми) пегматитами и гидротермалитами. Только в четырех таких комплексах - Хибины, Ловозеро, Илимауссак и Сент-Илер (ХЛИС) за период с 1970 по 2000 гг. было открыто и утверждено в ММА около 150 новых минеральных видов, а с учетом предшествующих периодов в них описано в общей сложности около 200 ранее неизвестных минералов. В основном это сложные по составу и строению гипернатриевые соединения, разнообразие которых в значительной мере определяется способностью атомов Na распределяться ПО многим кристаллической структуры и формировать различные по форме и размеру полиэдры с уникальным набором координационных чисел от 4 до 12. Другой важной особенностью этих минералов, условно рассматриваемых в качестве наиболее характерных для ХЛИС, является доминирование в их конституции предельно упорядоченных низкосимметричных структур, что соответствует представлениям о принадлежности нефелин-сиенитовых комплексов с ультраагпаитовыми породами к продуктам высших ступеней эволюции щелочных магм.

Полученные выводы подтверждаются сравнением симметрийных особенностей новых минералов ХЛИС (учтены 173 вида с надежно определенной системой симметрии) с таковыми для общей системы минеральных видов (3534 вида с установленной симметрией, по данным на 1995 г.). Выявлена следующая картина распределения минералов по 7 видам симметрии (в %):

	куб	гекс	тет	триг	ромб	МОН	трик	трик/куб
Новые минералы	5.2	8.1	5.8	11.0	24.3	31.8	13.9	2.7
ХЛИС Минералы в целом	10.0	8.9	7.6	8.7	22.5	33.1	9.1	0.9

Таким образом, если в минеральном мире в целом имеет место преобладание кубических минералов над триклинными, то для наиболее

характерных минералов ХЛИС устанавливается почти трехкратное преобладание триклинных минералов над кубическими.

ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА УМБОЗЕРИТА

Чуканова В.Н.*, Пеков И.В.*, Чуканов Н.В.** МГУ*, ИПХФ**

Умбозерит известен только в Ловозерском щелочном массиве (Кольский п-ов). Он был открыт здесь на г. Карнасурт в уссингитовых прожилках. Минерал метамиктный, рентгеноаморфный; для него дана формула $Na_3Sr_4ThSi_8O_{23}(OH)$ (Еськова и др., 1974). В 1979 г. умбозерит был дополнительно изучен, и предложена формула: $Na_3Sr_4Th(Fe,Mn,Zn)Si_8O_{24}(OH)$ (Хомяков и др., 1979). После этого минерал практически не исследовался.

За последние 20 лет подземными выработками в Ловозерском массиве вскрыто большое число новых пегматитов, включая очень крупные. Многие из них отличаются высокой гамма-активностью, что создает существенные проблемы при производстве горных работ. Как показывают наблюдения, эта радиоактивность в основном связана с торием в умбозерите, торием и ураном в стенструпине (Пеков и др., 1998). По сравнению со стенструпином, умбозерит намного более обогащен торием. Кроме того, этот минерал, ранее считавшийся довольно редким, обнаружен в ряде пегматитов в значительном количестве (например, в очень крупном теле "Шкатулка", г. Аллуайв) и может рассматриваться в них как главный концентратор тория. Умбозерит — нестойкий минерал, легко изменяющийся в поверхностных условиях, что может приводить к миграции тория. Все это делает детальное исследование умбозерита весьма актуальным.

Авторами изучены 4 образца умбозерита из ультращелочных пегматитов гор Аллуайв, Кедыкверпахк и Карнасурт (Ловозеро). Все они представлены призматическими зернами красно-бурого (обр. 2 и 4) или зеленого (обр. 1 и 3) цвета. Обр. 1, 3 и 4 происходят из подземных выработок, а обр. 2 – с поверхности. Морфология их практически одинакова; встречаются зерна с отчетливым квадратным сечением. Катионный состав и стехиометрия "свежего" умбозерита (обр. 1, 3 и 4) достаточно хорошо выдерживаются. ИКспектры всех четырех образцов практически идентичны, в спектре обр. 2 полосы, отвечающие колебаниям Н2О, намного более интенсивны. Все это позволяет считать, что умбозерит некогда представлял собой кристаллическое вещество с достаточно устойчивым составом, и можно попытаться "реконструировать" вероятные изоморфные замещения в этой протофазе. По результатам электронно-зондовых анализов, катионный состав образцов отвечает следующим формулам, рассчитанным наших $[(Si,P)_8(O,OH)_{25}]$:

Обр. 1 (Кедыкверпахк):

 $(Na_{2.15}Ca_{0.03})_{2.18}(Sr_{3.78}Ba_{0.12}La_{0.04}Ce_{0.02})_{3.96}Th_{1.10}$

 $(Zn_{0.53}Fe_{0.28}Mn_{0.16}Mg_{0.08}Al_{0.03})_{1.08}(Si_{7.94}P_{0.06})_{8.00}O_{23.84}(OH)_{1.16}$

Обр. 2 (Карнасурт):

 $(Ca_{0.24}Na_{0.08}K_{0.05})_{0.37}(La_{0.10}Ce_{0.04}Nd_{0.04})_{0.18}Th_{2.78}$

 $(Fe_{1.11}\ Al_{0.32}Mn_{0.14}Mg_{0.04}Ti_{0.03})_{1.64}Si_{8.00}O_{22.93}(OH)_{2.07}$

Обр. 3 (Карнасурт):

 $(Na_{1.16}Ca_{0.06}K_{0.02})_{1.24}(Sr_{3.50}Ba_{0.15}Ce_{0.05})_{3.70}Th_{1.08}$

 $(Mn_{0.46}Zn_{0.33}Fe_{0.16}Mg_{0.07})_{1.02}(Si_{7.92}P_{0.08})_{8.00}O_{22.19}(OH)_{2.81}$

Обр. 4 (Аллуайв, пегматит "Шкатулка"):

 $Na_{1.97}(Sr_{3.53}Ba_{0.05})_{3.58}Th_{1.07}(Mn_{0.54}Zn_{0.43}Fe_{0.03})_{1.0}(Si_{7.89}P_{0.11})_{8.00}O_{22.52}(OH)_{2.48}$

Итак, в "свежем" умбозерите соотношения между главными компонентами для идеализированной формулы $Na_{3-x}Sr_4ThMSi_8O_{24}(OH,O)$ постоянны. Выделяются три типа умбозерита по преобладающему М-катиону: Мп-, Zn- и Fe-доминантные. Образец 2, по сути, является уже не умбозеритом, а псевдоморфозой по нему: в его составе отсутствуют Na и Sr, а количество Th повышено вдвое по сравнению с другими образцами.

ГЕНЕЗИС МАГМА ОКЕАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ В СВЕТЕ ДАННЫХ О ГЛОБАЛЬНОМ МАГМАТИЧЕСКОМ ФРАКЦИОНИРОВАНИИ ПРИ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

Шкодзинский В.С.

Институт геологических наук ЯНЦ СО РАН, Якутск

Современные данные о существовании глобального магматического фракционирования при аккреции Земли определяют необходимость учета этого явления при решении генетических проблем петрологии. Выполненные расчеты свидетельствуют, что мантия сложена кумулатами магматического океана и продуктами быстрого компрессионного затвердения расплавов в возникавших на его дне импактных углублениях. В первичной мантии снизу вверх увеличивалось среднее содержание литофильных компонентов вследствие накопления их в магматическом океане по мере роста Земли и малобарическая толеитовая тендценция дифференциации постепенно сменялась на барическую щелочную вследствие увеличения глубины океана при возрастании скорости и температуры аккреции.

В сете этих данных образование наиболее бедных литофильными N-толеитов быстроспрединговых СОХ обусловлено компонентами В декомпрессионным переплавлением продуктов затвердевания расплавов раннего магматического океана в поднимающихся нижнемантийных плюмах. Отсутствие в этих толеитах вкрапленников - следствие очень высокой температуры их магм, связанной с подогревом нижних частей мантии изначально более горячим ядром. Остывание малоглубинная дифференциация очагов толеитовых магм в верхних частях растекавшихся от СОХ астеносферных потоков — причина возникновения дифференцированной толеитовой (базальт-исландит-риолитовой) серии океанических островов. Магматизм "горячих точек" обусловлен длительным подъемом магм в проплывающие плиты из малоподвижных центральных частей мантийных конвективных ячей.

В зонах субдукции очаги толеитовой магмы, расположенные вынужденных обтекать погружающуюся океаническую плиту астеносферных потоках, кристаллизуются и фракционируют под влиянием увеличения давления. Рост последнего обусловливает возникновение в этих очагах известково-щелочного тренда дифференциации и кислых остаточных расплавов в результате кристаллизации и отсадки граната. Такой механизм образования известково-щелочной серии подтверждается сопряженностью тренда ее дифференциации с трендом N-толеитов по содержанию K, Rb и других компонентов, отсутствием андезитов ряда континентальных окраинах с очень пологим залеганием зоны Беньофа, при погружении океанической плиты на глубину менее 70 км и прекращением известково-щелочного магматизма при прекращении процессов субдукции. Он объясняет смену толеитового магматизма чаще всего андезитовым и затем дацит-риолитовым в направлении от передовой зоны субдукции к тыловой и при эволюции субдукционных обстановок во время. Высокие начальные температуры известково-щелочных магм, связанные с их образованием в результате процессов компрессионной кристаллизации астеносферных магматических очагов, являются причиной формирования этими магмами в основном вулканитов. Возникновение этих магм при процессах магматического фракционирования обусловливает повышенное содержание в них летучих компонентов, особенно в конечных кислых дифференциатах, и широкое распространение в субдукционных вулканитах туфов и игнимбритов.

СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ КАК КРИТЕРИЙ ОЦЕНКИ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Шукайло Л.Г., Поповченко С.Е.

НГА Украины, Днепропетровск

1. Изучались включения в акцессорных минералах андезитовых формаций Закарпатья. Формирование формаций ЭТИХ многими исследователями объясняется наличием здесь внутриконтинентальной зоны субдукции. Наиболее интересные результаты получены при изучении акцессорных минералов гипабиссальных интрузий Вышковского рудного поля (ВРП), где наблюдаются дифференциаты исходной магмы от габбропорфиров до гранит-порфиритов. Большая часть интрузий сложена двумя разновидностями порфиритов меланократовых диоритовых лейкократовых кварцевых. Наряду с самостоятельными массивами этих пород наблюдаются частые округлые включения меланократовых разностей в лейкократовых с четкими, но не резкими контактами. Для магматических пород ВРП весьма характерны автометасоматические изменения. Эксплозивные брекчии ВРП содержат золото-полиметаллическое оруденение, которое сопровождается теми же, что и автометасоматические изменения, процессами калишпатизации и гидрослюдизации.

- 2. В кристаллах апатита распространены только аутигенные включения (стекло + кристаллическая фаза + газ) с суммарным составом, отвечающим лейкократовым порфиритам до гранит-порфиров. Наблюдаются также включения с составом меланократовых порфиритов до габбро-порфиритов. (N'=1.520)Стекло включений среднем содержит 10 K₂O. Кристаллическая фаза включений определяется чешуйчатый как калийсодержащий минерал с составом гидрослюды (N_p '=1.563; N_g '=1.577). Газовая составляющая включений отличается высоким содержанием СН₄, C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10} , а также H_2O и CO_2 . Гомогенизация включений наступает при 1250-1300°С. Наблюдаются включения ликвационного типа.
- 3. Кристаллы циркона обычно содержат большое количество первичных включений как аутигенных (ультракислое стекло), так и ксеногенных (апатита, ильменита, породообразующих минералов). С помощью метода катодолюминисценции установлена сложная тонкая зональность кристаллов циркона, определяющая их длительный рост в изменяющейся гетерогенной среде.
- 4. На основании термометрических наблюдений гомогенизации аутигенных включений в породообразующих и акцессорных минералах и термодинамических расчетов формирование массивов гипабиссальных пород ВРП происходило в интервале температур 1185-1480°C.
- 5. Родоначальная магма гипабиссальных интрузий ВРП длительное время была в гетерогенном состоянии и наряду с кристаллизационной претерпевала дифференциацией процессы флюидно-магматического взаимодействия ликвации. Зa счет специфики И развивающегося интрузивного очага сформировались не просто эксплозивные, а флюидноэксплозивные структуры. В образовании последних, по аналогии с кимберлитами, важную роль играет механизм флюидного брекчирования.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ							
А Азадалиев Дж.А13 Андреева И.А14, 15 Аношин Г.Н42 Антонов А.В89 Арзамасцев А.А.16, 17 Арзамасцева Л.В17 Архангельская В.В.19	Верхульст А	Девирц А.Л					
Б		Ерощев-Шак В.А. 150					
Балаганская Е.Г.20,	Галабурда Ю.А 37 Ганзеев А.А 38, 39	3					
21, 105 Балашов Ю.А22 Баранкевич В.Г136 Баянова Т.Б23, 45 Беа Ф16 Беард А21 Беловицкая Ю.В24 Беляцкий Б.В17, 138 Бердников Н.В120 Бибикова Е.В25, 70	Геворкян М.Р40 Геворкян Р.Г40 Геншафт Ю.С141 Герасимов В.Ю41 Гертнер И.Ф42 Гирнис А.В43, 135 Глазнев В.Н16 Глазунов О.М44 Гоголь О.В45 Головин Д.И150	Загнитко В.Н					
Бицоев К.Б94	Голубев В.Н73	И					
Богатов В.И	Горнова М.А136 Горожанина Е.Н109 Грачев А.Ф. 46, 47, 48 Гречищев О.К39 Григорян А.Ю40 Гриневич Н.Г117 Гриненко В.А72 Грознова М.В49 Гусев Г.С50 Гущин А.В50 Гущина Н.Ф51, 52	Иванов А.В 31, 32 Иванов В.Г 59 Ивануш В 36 Иващенко В.И 60, 62 Игнатиков Е.Н 139 Икорский С.В.63, 69, 105 Илупин И.П 65, 66 Ионов Д.А 67 Ишбулатов Р.А 85					
В	Д	К Казакова А 68					
Васильев Г.А139	Даунс Х21	Каменский И.Л.63,					

69, 105 Карпенко С.Ф70 Карпухина Е.В71 Карпушина В.А.51, 72 Кларк Д.Б110 Клаэссон С25 Кобылкина О.В54 Коваленко В.И. 14, 15 Ковальский А.М77	Лапухов А.С130 Лапцевич А.Г33, 99 Ларин Н.В87 Лебедев Е.Б88 Левский Л.К27, 89 Лепехина Е.Н89 Лиферович Р.П.20, 21 Ловская Е.В90, 146 Лохов К.И89 Ляпунов С.М151	Никитина Т.М 55 Никифоров А.В.106, 107 Николаев Г.С.108, 117 Носик Л.П 94 Носова А.А 109
Ковязин С.В. 130, 131		Окросцваридзе
Когарко Л.Н.49, 51,	M	A.B
52, 56, 68, 70, 72,	Maxanana II II 55 01	Орлов Ю.С145
73, 86, 126	Майорова Н.П55, 91	
Козлов В.В119	Макаров В.П 92, 94 Малышев А.И 95	П
Козорезов Е.В126	Мамедов М. Н96	Павлишин В.И 37
Колосков А.В.73,	Маслов В.А86	Пахомовский Я.А.137
150, 151		Пейве А.А131
Кондрашов И.А71	Матвийчук М.В. ···· ⁹⁷ Мато Ж70	Пеков И.В.24, 56, 90,
Конев А.А75	Махмудов С. А96	111, 146, 148, 155
Конева М.А	Махнач А.С33	Первов В.А71
Кононкова Н.Н.14,	Мигдисова Н.А152	Петухова Л.Л 112
15, 24, 90, 119, 144, 146	Миронов Ю.В.98,	Плечов П.Ю 118
	116, 121	Поляков Г.В 42
Коптев-Дворников Е.В152	Мирталипов Д.Я139	Попов В.С 114
Корзун В.П33, 99	Михайлов Н.Д33, 99	Поповченко С.Е 158
Кориковский С.П41	Миязаки Т34	Портнягин М.В 114
Коротаева Н.Н146	Моисеенко В.Г100	Преззер Дж.Л.В 36
Костицын Ю.А76	Монтеро П16	Приходько В.С.67,
Котельников А.Р77	Моралев В.М87	112
Котельникова З.А77	Морикио Т34	Прокофьев В.Ю115
Кравченко С.М78	Мочалкина Л. Н103	Пустовой А.А.98,
Кравчук И.Ф79, 88	Муравьева Н.С104	116, 121
Краснова Н.И80	Мусаева М.М 139	Пчелинцева Н.Ф117
Крачевский П.И83		Р
83 Кривдик С.Г	Н	<u> </u>
85 Кригман Л.Д85	Hanguagna D.D. 100	Расс И.Т118
Крупчатников В.И. 42	Наркисова В.В 109	Рассказов С.В 31, 32
Крылов И.Н55	Наумов В.Б.14, 15, 144	Рахимджанов А.А.
	Нивин В.А.63, 104,	139
Л	105	Рахманов К.А 119
Лазаренков В.Г86	Никитина Л.П89	Резницкий Л.З 31, 32
Tasapenkob D.I00		

Романовский Н.П. 120	Соловова И.П. 83, 135	Ф
Рыкус М.В122	Соловьева Л.В.44,	
Ряховский В.М.98,	136	Федоров П.И.150, 151
116, 121	Сорохтина Н.В 137	Филатова Н.И 151
	Степанюк Л.М 25	Флеров Г.Б73
С	Стрекозов С.Н83	
Савельев Д.Е122	Сущевская Н.М.138,	X
Савельева В.Б124	152, 153	Хворов Д.М152
Сазонова Л.В109		Хозяинов М.С 126
Салтыковский А.Я.	Т	Хомяков А.П.153,
141	Таловина И. В 86	154
Самаркин Г.И125	Терехов Е.H87	134
*	Тимофеева Т.С139	Ч
Самаркина Е.Я125	-	
Самородская М.А. 126	Титаева Н.А. 140, 141	Черная Л.А 114
	Тихомирова С.Р142 Тогонидзе М.Г55	Чуканов Н.В. 111, 155
Самородский П.Н.	Тологидзе М.1 105	Чуканова В.Н 155
126 Сахно В.Г100		
	Толстых М.Л 144	Ш
Светов С.А127	Трунилина В.А 145 Т В. А 72, 145	
Семенов И.В128	Турков В.А 73, 145	Шарков И.В 69
Семка В.А37	Турчкова А.Г.111,	Шахмурадян А.Р. 132
Сенин В.Г104	146, 148	Шкодзинский
Симакин С.Г114		B.C156
Симонов В.А.130,	У	Шукайло Л.Г 158
131, 153	Ульянов A.A148	
Ситникова М.А 132	Уолл Ф132	Я
Слуцкий А.Б132	Уралов Б.Х 139	Garrage D. D. 106
Смолькин В.Ф127	Устинов В.И52, 148	Ярмолюк В.В.106,
Сначев В.И122	Уханов А.В149	107
Соболев Р.Н135	3 AutiOB A.D149	