

Российская Академия Наук
Дальневосточное Отделение
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Дальневосточный геологический институт

На правах рукописи



Давыдова Мария Юрьевна

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМ ВУЛКАНИЧЕСКОГО
ЦЕНТРА УКСИЧАН (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ КАМЧАТКИ)**

Специальность 25.00.04 – петрология, вулканология

Диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
канд. геол.-мин. наук Перепелов А.Б.

Владивосток - 2014

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
Условные обозначения и сокращения	15
Глава 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КАМЧАТКИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ	17
1.1. Геологическое строение островодужной системы Камчатки	17
1.2. История геодинамического развития островодужной системы Камчатки.	18
1.3. Вулканический пояс Срединного хребта Камчатки	23
Глава 2. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА УКСИЧАН	27
2.1. Результаты предшествующих исследований	27
2.2. Структурная позиция, геологическое строение, возраст и история развития вулканического центра Уксичан	35
2.3. Выводы	40
Глава 3. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД	42
3.1. Стратовулкан (N ₂)	42
3.2. Щитовой вулкан (N ₂)	49
3.3. Кальдера-вулкан (N ₂)	54
3.4. Поздние щитообразные вулканические постройки (Q ₃)	58
3.5. Ареальные конуса (Q ₄)	62
3.6. Выводы	64
Глава 4. ГЕОХИМИЯ ПОРОД И ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА УКСИЧАН	67
4.1. Классификация и номенклатура пород	67
4.2. Главные элементы	72

4.2.1. Вулкан Уксичан (N ₂)	72
4.2.2. Поздние щитообразные вулканические постройки (Q ₃)	78
и ареальные конуса (Q ₄)	
4.3. Микроэлементы	79
4.3.1. Вулкана Уксичан (N ₂)	79
4.3.2. Поздние щитообразные вулканические постройки (Q ₃)	86
и ареальные конуса (Q ₄)	
4.4. Радиогенные и стабильные изотопы	87
4.4.1. Вулкан Уксичан (N ₂)	87
4.4.2. Поздние щитообразные вулканические постройки (Q ₃)	90
и ареальные конуса (Q ₄)	
4.5. Выводы	91
Глава 5. ПЕТРОГЕНЕЗИС	94
5.1. Роль коровой контаминации	94
5.2. Субдукционные компоненты	97
5.3. Состав надсубдукционной мантии	101
5.4. P-T параметры кристаллизации магматических расплавов по данным геотермометров	110
5.5. Математическое моделирование процессов кристаллизационной дифференциации	112
5.5.1. Критерии отбора образцов для расчета	113
5.5.2. Принципы расчета в программе КОМАГМАТ	114
5.5.3. Результаты расчетов	115
5.6. Генезис высокоглиноземистых пород вулкана Уксичан	123
5.7. Геодинамические условия магматических процессов	128
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	132
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	134-153
Приложения	

ВВЕДЕНИЕ

Формирование восточной окраины Евразии происходило под влиянием разновозрастных субдукционных событий. Для их реконструкции необходимо отчетливое понимание процессов, происходящих в современных островодужных системах, многие из которых все еще остаются дискуссионными, несмотря на огромное число проведенных геологических, геофизических, петрологических и экспериментальных исследований. В настоящее время не вызывает сомнения в преобладающей роли мантийного вещества в субдукционном магмогенезе (Arculus, Powell, 1986), хотя имеются геохимические свидетельства вовлечения в плавление погружающейся океанической коры (Defant, Drummond, 1990; Peacock et al., 1994). Недостаточно понятна роль субдукционного компонента, его состав и физическая природа. Слабо изучено влияние «несубдукционных» факторов в субдукционном магмогенезе, например, активности задуговых тектоно-магматических процессов (Pearce, Parkinson, 1993), трансформных разломов (Авдейко и др., 2002; Мартынов и др., 2004), гетерогенности фундамента (Arculus, 1994; Мартынов и др., 2007). Практически не изучены вопросы эволюции долгоживущих вулканических центров.

Единственным регионом в России, где возможно исследование всех этих процессов, является Курило-Камчатская островная дуга. Хорошая сохранность современных вулканических построек, отсутствие значительных вторичных изменений излившихся пород, возможность надежной реконструкции последовательности вулканических событий, позволяет получать надежные данные, необходимые для решения вопросов происхождения и эволюции субдукционных магм.

Актуальность работы. За последние тридцать лет опубликовано большое количество работ по геолого-структурным (Авдейко и др., 2002; Апрельков, Попруженко, 1984; Очерки тектонического.... 1987; Шеймович, Патока, 1989 и др.), минералогическим, петрохимическим и изотопно-

геохимическим (Волынец и др., 1990; Волынец, 1993; Геохимическая типизация.....1990; Колосков, 2001; Перепелов, 1989; Пополитов, Волынец, 1981; Churikova et al., 2001; Duggen et al., 2007; Кеpezhinskas et al., 1997; Portnyagin et al., 2001 и др.) особенностям четвертичного вулканизма Камчатки. Вместе с тем выполнено очень мало (Волынец и др., 1999; Горбоч, 2013; Мартынов и др., 2005; Перепелов, 2004, 2005; Хубуная С.А. и др., 2007; Ozerov, 2000; Ozerov et al. 1996, 1997) комплексных петролого-геохимических исследований долгоживущих вулканических центров. Немногочисленна информация и о физико-химических условиях кристаллизации расплавов, что затрудняет оценку термодинамических параметров их зарождения и эволюции.

В диссертации сделана попытка решения некоторых из перечисленных вопросов на примере одного из крупнейших вулканических центров Срединного Хребта Камчатки – Уксичан. Его становление и развитие приходится на слабо изученный период тектонической перестройки полуострова, прекращения активности древней зоны субдукции и зарождения новой, современной.

Цель исследований. Реконструкция условий происхождения и эволюции разновозрастных магм плиоцен – поднеплейстоцен-голоценового вулканического центра Уксичан на основании новых прецизионных аналитических данных по минералогическому и изотопно-геохимическому составу пород различных возрастных этапов формирования.

В ходе исследований были выполнены:

1. Микроскопические и микрозондовые исследования минералов-вкрапленников разновозрастных эффузивных и экструзивных образований.
2. Анализ распределения петрогенных оксидов, микроэлементов, радиогенных (Sr, Nd, Pb) и стабильных (O) изотопов в преимущественно основных разновидностях пород.
3. Реконструкция состава и вклада в магмогенезис субдукционных и мантийных компонентов.

4. Расчет термодинамических параметров кристаллизации (T , P , fO_2) и оценка роли фракционной кристаллизации в эволюции магматических расплавов.

5. Реконструкция геодинамического режима формирования вулканогенных серий в плиоцен - голоцене.

Научная новизна исследований. Впервые дана детальная петрологическая и изотопно-геохимическая характеристика пород различных этапов развития вулканического центра Уксичан, включая плиоценовый, совпадающий со временем геодинамической перестройки Камчатки. Проведена оценка возможных механизмов образования высокоглиноземистых лав, роли кристаллизационного фракционирования в магматической эволюции. Предложена взаимосогласованная петрологическая модель строения и эволюции питающей системы вулканического центра, согласующаяся с геолого-геофизическим данным по современным вулканам Камчатки.

Основные защищаемые положения:

1. Изотопно-геохимические характеристики разновозрастных базальтов долгоживущего вулканического центра Уксичан (Срединный хребет Камчатки) указывают на их происхождение из гетерогенного мантийного источника, в различной степени деплетированного в отношении «консервативных» некогерентных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, HREE) и метасоматически преобразованного субдукционными компонентами (водный флюид, расплав/надкритический флюид).

2. Минералогические, геохимические и изотопные данные, в сочетании с результатами математического моделирования, свидетельствуют о преобладающей роли фракционной кристаллизации в магматической эволюции центра.

3. Происхождение высокоглиноземистых плиоценовых базальтов и андезибазальтов центра Уксичан связано с декомпрессионно-изобарическим

фракционированием ранних, обогащенных водой (~ 2.5 мас.%) мантийных выплавок.

4. Геологические и петрологические данные, особенности поведения свинцовых изотопов подтверждают модель происхождения плиоцен – позднеплейстоцен-голоценовых лав вулканического центра Уксичан в сложном геодинамическом режиме перехода от этапа скольжения океанической литосферной плиты, с разрывом древней олигоцен-миоценовой субдукционной пластины, к формированию современной зоны субдукции.

Практическая значимость. Новые минералогические и геохимические данные, полученные в ходе выполнения работы, могут быть использованы при дальнейших исследованиях вулканизма Камчатки, построении моделей генерации магм, реконструкции геодинамической истории развития региона.

Методика исследований. Для решения поставленных задач соискатель стремился придерживаться максимальной комплексности исследований с использованием современных методов инструментального анализа. При интерпретации полученных данных использовался опыт, полученный при работе в Дальневосточном геологическом институте (2007-2014 гг.), стажировке в Московском государственном университете им. М.В. Ломоносова и Институте геохимии РАН им. Вернадского (2009-2011 гг.).

Коллекция из 156 геологических проб и образцов, была собрана в ходе предшествующих экспедиционных исследований и любезно предоставлена автору А.Б. Перепеловым. 30 образцов были отобраны непосредственно автором в полевой экспедиции 2009 года с участием сотрудников Дальневосточного геологического института ДВО РАН, Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

В процессе выполнения исследований было описано 155 прозрачных шлифов; выполнено 252 валовых химических анализов, включающих определение содержаний петрогенных оксидов и микроэлементов. Для 10 представительных образцов получены данные по распределению

радиогенных ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) и стабильных изотопов. 20 полированных шлифов изучены микрозондовым методом.

Пробоподготовка производилась на оборудовании для обработки геологических проб и образцов российского производства и фирмы Fritsch (Германия) с контролем качества и чистоты.

Описание прозрачных шлифов было выполнено с использованием современного поляризационного микроскопа ERGAVAL CARL ZEISS JENA (Германия) (ДВГИ ДВО РАН).

Составы породообразующих и аксессуарных минералов, стекла основной массы определялись с использованием рентгеновских микроанализаторов JXA-8100 (JEOL Ltd., Япония) (ДВГИ ДВО РАН), Camebax 244 (ИВиС ДВО РАН).

Содержания породообразующих оксидов в 252 образцах и микроэлементов в 81 пробе определялись в ДВГИ ДВО РАН и ИГХ СО РАН.

Концентрации петрогенных элементов были получены в аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН (ЦКП (ПЦЛЭИА) ДВГИ ДВО РАН) с применением методов гравиметрии (SiO_2) и атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^* , CaO , MgO , MnO , K_2O , Na_2O , P_2O_5) на спектрометре ICAP 6500 Duo (Thermo Electron Corporation, США). В качестве внутреннего стандарта добавлялся раствор кадмия (концентрация 10 г/т) (аналитики В.Н. Каминская, М.Г. Блохин, Г.И. Горбач). Учитывая преимущественно основной состав и относительно низкое содержание щелочей в исследуемых образцах, для перевода в раствор применяется метод открытого кислотного разложения в смеси кислот HF , HNO_3 , HClO_4 («superapure», Merck) в отношении 2.5:1:0.5. Градуировочные растворы готовились из стандартных образцов состава ДВА, ДВБ, ДВД, ДВР, СА-1 (Россия) путем открытого разложения. Определение примесных элементов выполнялось методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 (Agilent Technologies, США)

с использованием в качестве внутреннего стандарта ^{115}In при конечной концентрации в растворе 10 мг/т. Для градуирования прибора использовали многоэлементные сертифицированные растворы CLMS -1, -2, -3, -4 (США); в качестве стандартов – геологические образцы базальтов JB-2, JB-3, андезита JA-2 (Япония).

В Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН определение петрогенных элементов выполнялось на многоканальном X-Ray спектрометре СРМ-25 (ЗАО Научприбор, Орел, Россия). Калибровка рентгенофлуоресцентного анализа проводилась по стандартным образцам СТ-1А (трапп, Россия) и JB-1 (базальт, Япония) (Финкельштейн и др., 1984; Афонин и др., 1984; Afonin et al., 1992). Разделение $\text{F}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ выполнено методом титрования. Концентрации микроэлементов в пробах получены методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS). Измерения проводились на масс-спектрометре с магнитным сектором ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Germany) с двойной фокусировкой и регистрацией сигнала в трех разрешениях: низкое (LR)-300, среднее (MR)-4000 и высокое (HR)-10000 М/ΔМ. Анализ проводили при стандартных операционных условиях (Смирнова и др., 2004). Детальное описание условий химической подготовки проб к ICP-MS анализу и условий измерений концентраций микроэлементов в породах приведено в работе (Перепелов и др., 2007). Правильность определения концентраций микроэлементов контролировалась по международным стандартным образцам базальтов BHVO-1, BHVO-2 и андезитов AGV-1, AGV-2.

Изотопные характеристики ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, ^{18}O) 10-ти образцов пород получены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург), Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН и Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН.

В Институте геологии и геохронологии докембрия РАН, подготовка проб для изотопных анализов Nd и Sr, включая химическое разложение и

последующее выделение элементов методом ионообменной хроматографии, подробно описана в работе (Саватенков и др., 2004). Определение изотопного состава двух элементов проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton. Воспроизводимость результатов контролировалась определением состава стандартов La Jolla и SRM-987. За период измерений Sr полученное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандарте SRM-987 соответствовало 0.710241 ± 15 (2σ , 10 измерений), а величина $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla составила 0.511847 ± 8 (2σ , 12 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$, а состав Nd – по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Изотопный состав Nd приведен к табличному значению стандарта La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$.

Химическое выделение Pb из пород проводилось по стандартной методике. Изотопный анализ элемента выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов с погрешностью внутри опыта 0.01% (2σ). Измерения проводились в одноленточном режиме на рениевых испарителях с использованием силикатного эмиттера в смеси с H_3PO_4 . Общий уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.1 нг. Поправку изотопных отношений Pb на фракционирование проводили по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера $^{204}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (Мельников, 2005). Ошибки измерения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, определенные по серии параллельных анализов стандарта породы BCR-1, не превышали 0.03%, 0.03% и 0.05% соответственно.

В Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН методика исследований изотопного состава пород включала в себя следующее. Навеска 100 мг истертого образца разлагалась в тefлоновых бюксах в смеси кислот HNO_3 -HF- HClO_4 с использованием микроволновой печи. Выделение Sr и Nd проводилось с использованием смол EIChroM Industries, II (США). Выделение суммы редкоземельных элементов и разделение Sm и Nd

проводилось с использованием одноразовой смолы TRU Spec и многократной смолы Ln Spec по модифицированной методике (Pin, Zalduegui, 1997). Выделение Sr осуществлялось с использованием одноразовой смолы Sr Spec по методике (Pin et al., 1994). Выделение Pb произведено с использованием смолы BioRad-AG1X8 по методике (Krogh, 1973) с незначительными изменениями. Измерения изотопных отношений Nd, Sr и Pb осуществлялось на приборе Finnigan MAT-262 (Thermo Fisher Scientific, США). Качество анализа контролировалось измерением стандартных образцов SRM-987, JNd-1 и NBS-981. При масс-спектрометрических измерениях стронциевые изотопные отношения нормализованы к $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.375209$, а для неодима к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$. Изотопные отношения Pb скорректированы с учетом масс фракционирования для NBS 981.

Изотопный анализ кислорода силикатов выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (ЦКП (ПЦЛЭИА) ДВГИ ДВО РАН). Подготовка образцов к масс-спектрометрическому измерению проведена лазерным методом фторирования. Выделение кислорода выполнено при нагреве проб инфракрасным лазером (MIR-10-30, New Wave Research, USA) в атмосфере паров BrF_5 . Очистка кислорода произведена методом криогенного разделения, химическим методом с использованием KBr и хроматографическим методом на капиллярной колонке MOLSIV (длина 25 м, внутренний диаметр 0.32 мм, рабочая температура $=60^\circ\text{C}$). Измерение изотопного состава кислорода проведено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (Thermo Scientific, Germany), работающем в режиме постоянного потока гелия. Измерения выполнены относительно лабораторного стандарта O_2 , калиброванного по международному стандарту NBS-28, и стандарту UWG-2 (Valley J. W. et al., 1995). Результаты измерений представлены в общепринятой форме: $\delta = (R_{\text{образец}}/R_{\text{стандарт}} - 1) \times 1000$ (‰) где $R_{\text{образец}}$ и $R_{\text{стандарт}}$ - отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в образце и стандарте, соответственно. Воспроизводимость результатов $\delta^{18}\text{O}$ по стандартам (1 σ) составляла 0.2‰ ,

n=10. Вес анализируемых образцов 1-2 мг. Результаты измерений $\delta^{18}\text{O}$ образцов даны в отношении к международному стандарту VSMOW.

Состав первичной магмы рассчитывался по программе PRIMACALC2 (Kimura, Ariskin, 2014 в печати). Для оценки физико-химических условий кристаллизации (давления, температуры, летучести кислорода, объема кристаллизующихся фаз) использовались современные термогеобарометры (Putirka et al., 2008) и модельные расчеты по программе КОМАГМАТ (Ariskin et al., 1993). Проверка реалистичности термодинамического моделирования проводилась путем сопоставления с результатами петрохимических и минералогических исследований.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из 5 глав, Введения и Заключения, общим объемом 153 страницы. В работе использованы 47 иллюстраций, 2 фотографии, 16 таблиц. В списке литературы – 175 наименований.

Апробация работы. Материалы диссертации представлялись на IV всероссийском симпозиуме по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика», (Петропавловск-Камчатский, 2009), на всероссийском совещании с международным участием «Современные проблемы геохимии» (Иркутск, 2012), на молодежных конференциях: «Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего Востока России» (Владивосток, 2010), «Современные научные исследования на Дальнем Востоке» (Южно-Сахалинск, 2011), «Современные проблемы геохимии» (Иркутск, 2013) и «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (Владивосток, 2014).

По теме диссертации опубликовано 7 работ, из которых две – в российских рецензируемых научных журналах, входящих в список ВАК.

Мартынова (Давыдова) М.Ю., Антипин В.С. Геологическая и вещественная эволюция вулкана Уксичан в плиоцене и плейстоцене (Срединный хребет Камчатки) // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика»,

Петропавловск-Камчатский. 2009. С. 429–432.

Мартынова (Давыдова) М.Ю., Перепелов А.Б. Использование программы «Петротип» для выделения петрохимических типов вулкана Уксичан (Срединный хребет, Камчатка) // Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего Востока России: Материалы 3-й региональной конференции молодых ученых, Владивосток. 28-4 сентября 2010 г. Владивосток: Дальнаука. 2010. С. 102-105.

Мартынова (Давыдова) М.Ю. Перепелов А.Б. Оценка физико-химических условий эволюций магматических расплавов в. Уксичан и построек его территории с использованием программы КОМАГМАТ // Современные научные исследования на Дальнем Востоке: Молодежный научный симпозиум. Южно-Сахалинск: Изд-во ИРОСО. 2012. С. 73-78.

Мартынова (Давыдова) М.Ю. Петрология и вопросы эволюции плейстоцен-голоценовых лав вулканического центра Уксичан (Срединный хребет, Камчатка). Петропавловск-Камчатский: Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. выпуск № 20. С.231-246.

Мартынова (Давыдова) М.Ю. Вопросы эволюции плейстоцен-голоценовых лав вулканического центра Уксичан (Срединный хребет Камчатки) // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания. Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2012. В 3-х томах. Т. 2. с. 136-138.

Давыдова М.Ю. Петрология и генезис субщелочных лав вулкана Уксичан (Срединный хребет, Камчатка) // Современные проблемы геохимии: Материалы конференции молодых ученых (Иркутск, 23-28 сентября 2013г.), Иркутск: Издательство Института географии им. Сочавы СО РАН. 2013. С. 17-19.

Давыдова М.Ю. Геохимия пород вулканического центра Уксичан (Срединный хребет, Камчатка) // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск: Иркутский государственный

технический университет. 2013. №2 (43). С.78-84.

Благодарности. Автор глубоко признателен всем тем, кто оказывал помощь и поддержку в работе над диссертацией – как на этапе полевых исследований, так и в процессе обсуждения результатов и окончательных выводов. Автор искренне благодарен научному руководителю к.г.-м.н. А.Б. Перепелову за обсуждения, замечания и рекомендации, позволившие значительно улучшить качество диссертации. Особую признательность необходимо выразить д.г.-м.н. Ю.А. Мартынову и к.г.-м.н. А.А. Чашину за постоянную неоценимую помощь в работе, полезные советы и поддержку на протяжении всех этапов исследований, а также д.г.-м.н. А.А. Арискину – за консультации и помощь в освоении методов компьютерного моделирования. Автор признателен чл.-кор. В.Г. Сахно, д.г.-м.н. О.В. Авченко д.г.-м.н. С.В. Высоцкому д.г.-м.н. В.Г. Гоневчуку, д.г.-м.н. И.А. Тарарину, к.г.-м.н. С.О. Максимову, к.г.-м.н. В.Ф. Полину за ряд полезных советов при подготовке работы. Особая благодарность к.г.-м.н. В.Л. Леонову, А.Н. Рогозину, д.г.-м.н. А.В. Колоскову, к.г.-м.н. С.А. Хубуная, В.В. Ананьеву, к.г.-м.н. А.А. Максимову за помощь и сотрудничество в организации и проведении полевых работ; М.Г. Блохину, Л.С. Левчуку, В.Н. Залевской, Г.А. Горбач, Е.А. Ткалиной, Н.В. Хуркало, А.И. Алексеевой, В.Н. Каминской, Н.И. Екимовой - за аналитическое обеспечение исследований. За предоставленный каменный материал автор выражает искреннюю признательность д.г.-м.н. Перетяжко И.С.; за помощь в техническом оформлении – Н.Н. Семеновой, А.В. Ветошкиной.

Полевые и лабораторные исследования осуществлялись благодаря финансовой поддержке грантов РФФИ (№ 13-05-00100; 13-05-12090), а также грантов руководителем которых являлся автор работы РФФИ № 12-05-31046 и ДВО РАН № 10-III-B-08-202; 12-III-B-08-159; 13-III-B-08-186, 14-III-B-08-175.

Условные обозначения и сокращения

Минералы и компоненты твердых растворов

Ab – альбит	Fs - ферросилит
An – анортит	Ilm - ильменит
Amp – амфибол	Ol – оливин
Aug – авгит	Orx- ортопироксен
Bi – биотит	Or – ортоклаз
Cpx – клинопироксен	Pig – пижонит
En – энстатит	Px – пироксен
Fa – фаялит	TiMgt- титаномagnetит
Fo – форстерит	Wo – волластонит

Характеристики процессов фракционирования

K_D – коэффициент распределения минерал-расплав
f_{O_2} – фугитивность кислорода
ϕ – степень кристаллизации расплава
$dP/d\phi$ – скорость декомпрессии кристаллизующегося расплава
P – давление
T – температура

Используемые аббревиатуры

AK – ареальные конуса (Q_4)
BK – Восточной Камчатки
BK- – высококалийевые породы
MK - Международный геологический союз
PK – Петрографический кодекс России
ПП – поздние щитообразные вулканические постройки (Q_3)
CB – стратовулкан Уксичан (N_2)
CX – Срединного хребта
ЦКД – Центральной-Камчатской депрессии
ЩВ – щитовой вулкан Уксичан (N_2)
ЮК – Южной Камчатки
AFC – процессы кристаллизационной дифференциации (FC), сопровождающиеся ассимиляцией (A) корового материала
AOC – измененная океаническая кора
BMS – валовый состав океанического осадка
FM – фертильная мантия
FS – фракционная кристаллизация
HFSE – высокозарядные элементы
HREE – тяжелые редкоземельные элементы
I-MORB – обогащенные базальты индийского-типа срединно-океанических хребтов
LILE – крупноионные литофильные элементы
LREE – легкие редкоземельные элементы

MGT – магнезиальность рассчитанная по формуле $Mg/(Mg+Fe)$ ат. %
NHRL – референсная линия средних составов базальтов северного полушария
N-MORB – базальты N-типа срединно-океанических хребтов
NNO – кислородный буфер никель-бунзениит
OIB – базальты океанических островов
REE – редкоземельные элементы
RLM – деплетированная литосферная мантия

Другие обозначения

Вулканический центр Уксичан – стратовулкан (N₂), щитовой вулкан (N₂), кальдера-вулкан (N₂), поздние щитообразные вулканические постройки (Q₃), ареальные конуса (Q₄).

Вулкан Уксичан (N₂)/ плиоценовый этап- стратовулкан (N₂), щитовой вулкан (N₂), кальдера-вулкан (N₂).

Позднеплейстоцен-голоценовый этап – поздние щитообразные вулканические постройки (Q₃), ареальные конуса (Q₄).

Глава 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КАМЧАТКИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

1.1. Геологическое строение островодужной системы Камчатки

Камчатка является одним из наиболее молодых и активных в тектоно-магматическом отношении участков зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту (Очерки тектонического....., 1987). На юге структурные элементы полуострова продолжают тектоническую систему Курильской островной дуги, а на севере переходят в Корякскую складчатую область, находящуюся в стадии орогенеза. С востока к ней причленяется Алеутская островная дуга. Всё это вносит специфические особенности в геологическое строение рассматриваемой территории. Наряду с типичными островодужными тектоническими элементами (глубоководный желоб, внешняя невулканическая и внутренняя вулканическая дуги), здесь присутствуют и ряд нестандартных структурных образований, таких как тыловой вулканический пояс Срединного хребта, Центрально-Камчатская депрессия, Малко-Петропавловская зона поперечных разломов (Эрлих, 1973; Леглер, 1977; Пополитов, Волынец, 1981 и др.). Учитывая эти данные, а также континентальный тип земной коры, ряд исследователей (Volynets, 1992; Perepelov, Antipin, 1992; Волынец, 1993) отмечали определенное сходство геологической структуры Камчатки с активной континентальной окраиной.

Основные геолого-геофизические параметры островодужной системы Камчатки: угол наклона субдуцирующей плиты – $45-50^{\circ}$; угол схождения литосферных плит – $85-90^{\circ}$; расстояние от глубоководного желоба до вулканического фронта, измеренное по направлению движения Тихоокеанской плиты – 180-210 км.

Мощность земной коры составляет 36-46 км, при этом мощность «гранитного» геофизического слоя невелика и лишь под Срединным хребтом

и Центрально-Камчатской депрессией соответствует континентальному (Авдейко и др., 1987; Волынец, 1993 и др.).

Вулканогенные толщи слагают несколько разновозрастных вулканических поясов северо-восточного простирания: Срединного хребта (Центрально-Камчатский), Центрально-Камчатской депрессии, Восточной и Южной Камчатки (рис. 1.1). Существует точка зрения, что территория Южной Камчатки представляет собой южное продолжение позднекайнозойского Центрально-Камчатского вулканического пояса (Апрелков, Жегалов, 1972). Многие исследователи полагают, что Южно-Камчатская вулканическая зона является северным окончанием Курильского сегмента системы (Шанцер, Шапиро, 1984), хотя это утверждение спорно в свете новых изотопно-геохимических данных по Курильской островной дуге (Мартынов, 2009; Мартынов и др., 2010)

1.2. История геодинамического развития островодужной системы Камчатки.

Начало формирования позднекайнозойской островодужной системы в пределах Камчатского региона приходится на поздний олигоцен – ранний миоцен. Но только в конце миоцена – начале плиоцена после заложения северного отрезка Курило-Камчатского глубоководного желоба, регион приобретает все черты, присущие островной дуге в тектоническом понимании этого термина, включая глубоководный желоб и сопряженные с ним пояса наземного вулканизма. (Петрология и геохимия, 1987).

Первая интерпретация истории формирования островодужной структуры Камчатки с позиций тектоники литосферных плит была предпринята В.А. Леглером (1977). Согласно его представлениям, Камчатка испытала два этапа островодужного магматизма. На первом, более 40 млн. лет назад, образовалась палеоцен-эоценовая островная дуга, которая частично располагалась на океанической коре (меловые офиолитовые

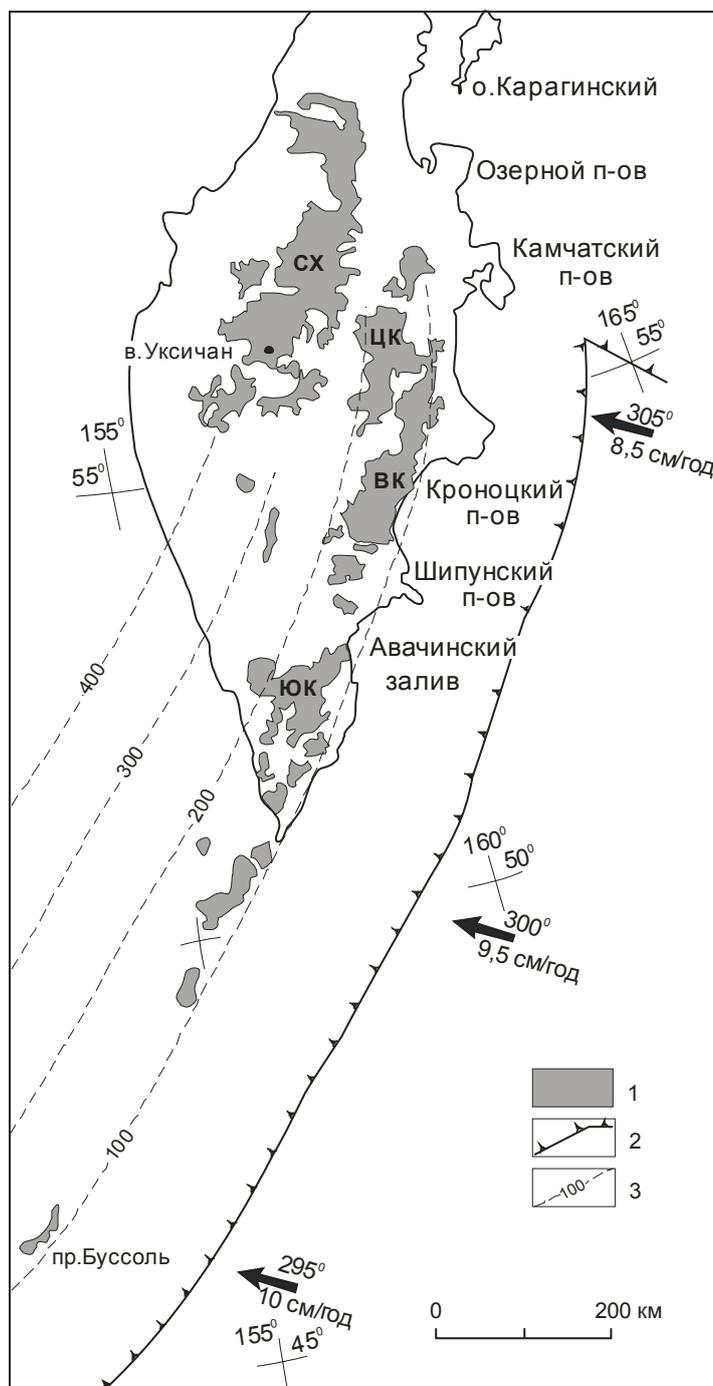


Рис. 1.1. Распределение позднекайнозойских вулканогенных толщ Камчатской островодужной системы (по Авдейко и др., 2002).

Условные обозначения: 1 – плиоцен-четвертичные вулканогенные толщи; 2- осевая зона глубоководного желоба; 3 – изолинии глубины до сейсмофокальной зоны в км. Стрелками показано направление и скорость движение Тихоокеанской плиты.

Вулканические зоны: СХ – Срединный хребет, ЦКД – Центрально-Камчатская депрессия, ВК – Восточная Камчатка, ЮК – Южная Камчатка.

комплексы пород северо-восточной части полуострова) и частично на границе с континентальным массивом (домезозойские и мезозойские гранитно-метаморфические комплексы юго-западной части Камчатки).

В конце олигоцена, в связи с образованием Алеутской дуги, произошло отсечение по зоне трансформного разлома северного отрезка Камчатской островодужной структуры. В результате центральный сектор Камчатки образовал выступ Тихоокеанской плиты, ограниченный двумя субширотными зонами трансформных разломов. Однако, вследствие смещения 7 млн. лет назад зоны субдукции на восток, выступ прекратил свое существование и началось формирование современной плиоцен-четвертичной Курило-Камчатской островодужной системы. Продолжение вулканической активности в Срединном хребте в этот период В.А. Леглер объясняет «инерционностью» вулканических процессов по отношению к тектоническим движениям.

По мнению Г.П. Авдейко с соавторами (Авдейко и др., 2001, 2003), начиная с олигоцена, в пределах Камчатки и Курил существовала система из двух дуг – Срединно-Камчатской и Южно-Камчатско-Курильской. В конце миоцена – начале плиоцена на участке от Авачинского залива до Камчатского полуострова в результате аккреции полуостровов Восточной Камчатки происходит блокировка зоны субдукции и её перемещение на современное положение. Постепенное отмирание древней зоны субдукции под Срединным хребтом, сопровождалось отрывом погружающейся части плиты и внедрением через образовавшуюся брешь горячей астеносферной мантии в надсубдукционный мантийный клин. В результате этого на территории вулканического пояса Срединного хребта появились магмы с внутриплитными геохимическими характеристиками.

В пределах Южной Камчатки и Курил субдукция сохранялась практически в неизменном виде с конца олигоцена. В связи с этим, здесь широким распространением пользуются породы островодужного геохимического типа.

Проявления внутриплитных магм в островодужном вулканическом поясе, а также адакитов в зоне Камчатско-Алеутского сочленения, по мнению Г.П. Авдейко с соавторами, также вызвано частичным плавлением

верхней части погружающейся молодой океанической коры на контакте с «горячей» астеносферной мантией, поступавшей в разрывы погружающейся Тихоокеанской плиты. Предполагается, что возникновение адацитов связано с косою субдукцией, переходящей в трансформный разлом.

Согласно предложенной модели, развитие «внутриплитных» магм на территории Восточной Камчатки происходило на начальном этапе формирования новой зоны субдукции в результате частичного плавления переднего края подвигаемой плиты при её контакте с более горячей мантией.

По мнению А.И. Ханчука (Ханчук, Иванов, 1999; Khanchuk et al., 2003), кайнозойская эволюция Курило-Камчатской островодужной системы связана с чередованием в её развитии субдукционных и трансформных геодинамических обстановок (рис. 1.2). В конце олигоцена – в миоцене на месте современного Срединного хребта существовала Центрально-Камчатская вулканическая дуга, являющаяся северным продолжением Курильской островодужной системы. В конце миоцена произошло погружение олигоцен-миоценовой зоны спрединга под Центрально-Камчатскую вулканическую дугу и причленение к полуострову Кроноцкий неактивной островной дуги. Это привело к прекращению субдукции, латеральному скольжению океанической плиты относительно Камчатки и, как следствие, разрыву олигоцен – миоценовой субдукционной пластины с формированием «астеносферных окон». Взаимодействие континентальной литосферы и океанической астеносферы вызвало образование в пределах Восточной Камчатки *позднемиоценовых и плиоценовых* вулканических толщ, сложенных К-На щелочными базальтами ($N_1^3-N_2$) с внутриплитными геохимическими характеристиками (Волынец и др., 1990). Эти породы в виде прерывистой полосы протягиваются вдоль западного обрамления Восточно-Камчатского пояса по восточным отрогам Валагинского хребта и хр. Тумрок, а также картируются в низах неогенового разреза в зоне сочленения Тюшевского прогиба со структурой Кроноцкого полуострова.

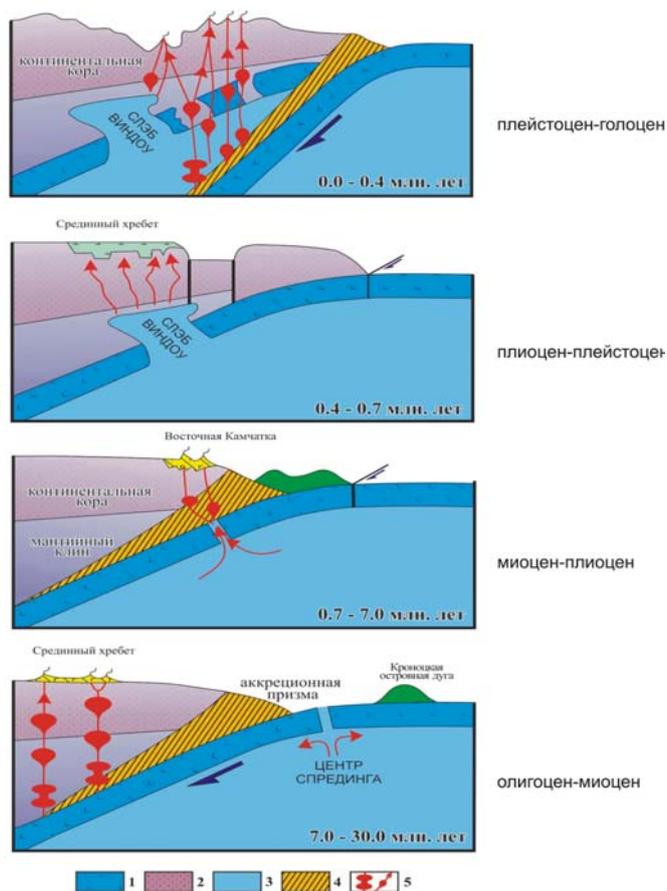


Рис. 1.2. Модель развития Камчатской островодужной системы (по Khanchuck et al., 2003).

Условные обозначения: 1 – литосфера, 2 – континентальная кора, 3 – астеносфера, 4 – аккреционная призма, 5 – зона магмообразования в мантийном клине.

В плиоцене, в результате формирования новой зоны субдукции, в пределах Восточной Камчатки произошла смена внутриплитного вулканизма на субдукционный. В плиоцен-голоценовое время (N_2-Q_4) формирование внутриплитных К-На щелочных комплексов происходило только в пределах Срединного хребта (Volynets, 1994), как следствие продолжающегося астеносферного мантийного диапиризма при отрыве древней субдукционной пластины.

В *плейстоцен-голоценовое время* разрывы в субдукционной пластине формируются и в пределах участков локальных растяжений грабеннообразной структуры Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД). Здесь проявлен аномальный по своим геохимическим характеристикам вулканизм, переходный от типично субдукционного, к внутриплитному. К

примерам вулканитов с переходными геохимическими характеристиками можно отнести высококалийные базальтоиды отдельных вулканоструктур и некоторых зон шлаковых конусов (в. Николка, Плоские Сопки, Толбачинская региональная зона шлаковых конусов), магнезиальные базальты и андезиты с адакитовой тенденцией вулканов Шивелуч, Харчинский, Заречный (Волынец и др., 1999).

Особенности геологического строения и истории развития вулканических поясов различных структурных зон Камчатки изложено в многочисленных публикациях (Апрелков, Жегалов, 1972; Авдейко и др., 1987; Кожемяка и др., 1975; Долгоживущий центр....., 1980; Огородов и др., 1972; Эрлих, 1973; и др.). Поскольку вулкан Уксичан расположен в пределах вулканического пояса Срединного хребта, далее мы остановимся на этой геологической структуре более подробно.

1.3. Вулканический пояс Срединного хребта Камчатки

Вулканический пояс Срединного хребта Камчатки представляет собой зону развития позднекайнозойских вулканогенных толщ на фундаменте, сложенном более ранними олигоцен-миоценовыми эффузивами. Общая протяженность пояса достигает более 700 км – от вулкана Хангар на юге до широты Корякского перешейка, при ширине до 100 км (рис. 1.3). Существует точка зрения, что олигоцен-миоценовые вулканиты Срединного хребта могли являться северным продолжением одновозрастного вулканического пояса Южной Камчатки (Апрелков, Петренко, 2003). По данным С.Т. Балесты (1981), мощность континентальной коры под вулканическим поясом Срединного хребта составляет 35-40 км. В пределах южного его окончания кайнозойские эффузивы перекрывают гранито-метаморфические комплексы домезозойского и мезозойского возраста. Здесь расположено самое южное вулканическое сооружение – вулкан Хангар, которое относится к немногочисленному ряду активных вулканических структур Срединного хребта (Pevzner, Volynets, 2006).

В истории плиоцен-четвертичного вулканизма Срединного хребта могут быть выделены два крупных этапа вулканической активности.

На *первом этапе* (плиоцен) образуются контрастные базальт-дацитовые толщи вулканитов известково-щелочного ряда (алнейская серия). Наибольшим распространением она пользуется в восточной части Срединного хребта (хребты Быстринский, Козыревский, Крюки, Столбовая тундра), где представлена чередующимися потоками базальтов, андезитов, дацитов, горизонтами игнимбритов, туфов, туфоконгломератов, экструзиями и дайками андезитов, дацитов и риолитов. Доминируют базальты и андезибазальты. На поздней стадии развития в плиоценовые отложения внедрились интрузии диоритов, диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров. В целом, для контрастной толщи характерны резкая литолого-фациальная изменчивость и «пестрота» состава. Из-за слабой изученности и отсутствия надежных датировок, среди геологов до сих пор нет единого мнения о возрасте и объеме плиоценовой толщи. По мнению одних исследователей, ее следует рассматривать в качестве алнейской серии позднего миоцена-плиоцена. Другие расчленяют толщу на более дробные стратиграфические подразделения (Мелекесцев и др., 1974). Тем не менее, плиоценовые эффузивно-пирокластические и вулканогенно-осадочные образования формируют на Камчатке единый структурный ярус, отделенный от нижележащих отложений стратиграфическим и угловым несогласием и перекрытый четвертичными эффузивами.

Второй этап развития Срединно-Камчатской вулканической зоны связан с четвертичным вулканизмом, который проявился преимущественно в водораздельной части Срединного хребта и на его западных склонах, а также незначительно на восточных. Четвертичные магматические образования наиболее развиты в центральной части хребта – от р. Ича на юге и до истоков р. Хайлюля на севере. По данным Н.В. Огородова и Н.Н. Кожемяки (1972), здесь выявлено 120 полигенных вулканов и около 1000

мелких моногенных вулканических аппаратов – шлаковых и лавовых конусов ареального типа.

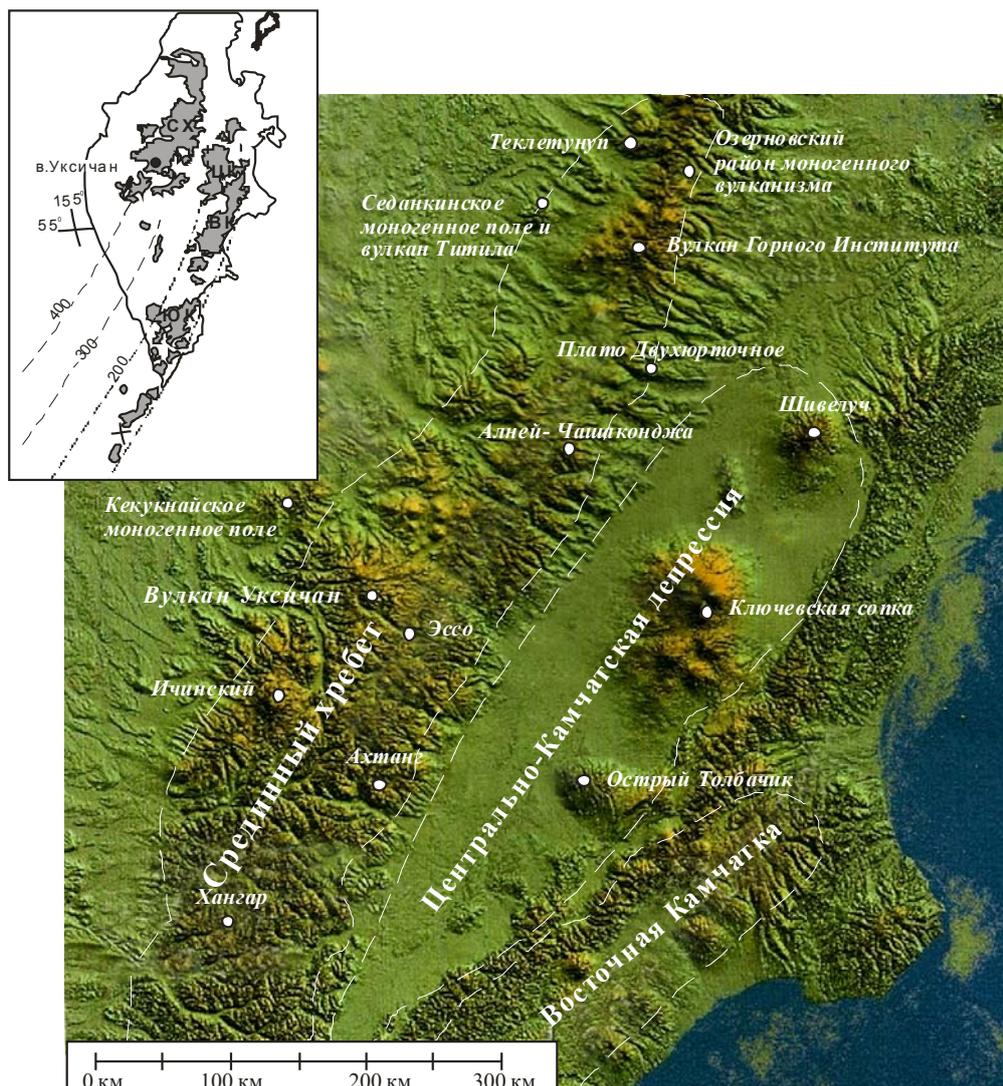


Рис. 1.3. Схема вулcano-тектонического районирования Камчатки.
Границы вулканических зон по <http://kamchatka.ginras.ru/>.

Формирование новейшей зоны вулканизма началось в раннеплейстоценовое время с развития комплекса платоэффузивов и щитообразных вулканов, а также отдельных страто- и кальдера-вулканов, причем последние довольно часто наследуют крупные центры плиоценового вулканизма (Большая Кетепана, Лаучан и др.). В этот период времени, наряду с известково-щелочными породами, в обрамлении вулкана Ичинский накапливались субщелочные и щелочные лавы. В среднечетвертичное время возникли вулканические постройки, сложенные

дифференцированными (от базальтов до риолитов) лавовыми сериями. На южном фланге зоны в это время формируются крупные центры кислого вулканизма (вулканы Ичинский, Хангар) (Переплов, 2006).

В позднеплейстоцен-голоценовое время вулканизм в пределах Срединного хребта приобретает характер массовых излияний недифференцированных известково-щелочных базальтов, которые образуют щитовые вулканы, близкие к исландскому типу, и ареальные зоны шлаковых и лавовых конусов. Широко проявлен четвертичный ареальный вулканизм. Площадь, занимаемая ареальными базальтами, составляет 3500 км², а объем излившихся пород превышает 300 км³ (Мелекесцев и др., 1991).

Глава 2. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА УКСИЧАН

Вулкан Уксичан расположен в центральном секторе вулканического пояса Срединного хребта Камчатки в его осевой зоне (рис. 1.3). Размер этого одного из крупнейших древних вулканических сооружений достигает 51 x 54 км, а объем изверженного материала ~ 750 км³ (табл. 2.1) (Кожемяка, 1995). Его центральная часть осложнена кальдерной депрессией диаметром до 15 км и глубиной до 900 м (рис. 2.1). Кровля мелового фундамента залегает на глубине 2-4 км, а гранитно-метаморфического слоя – не более 6 км (Балеста и др., 1977) при общей мощности консолидированной коры 28-30 км.

2.1. Результаты предшествующих исследований

Выбор долгоживущего вулканического центра Уксичан в качестве модельного объекта петрологического изучения определен на основании результатов предшествующих исследований. Главные черты строения и истории вулканического сооружения были отражены в работах Н.В. Огородова и др. (1967, 1972), В.Н. Скороходова (1976, 1979), Ю.М. Стефанова и Б.И. Широкого (1980), а также в материалах государственных геолого-съемочных работ, выполненных в разные годы ПГО «Камчатгеология» под руководством В.Н. Гундобина (1965-1967), С.Е. Апрелькова (1965-1966) и М.Г.Патоки (1984).

Первые сведения о развитии высококалийевых субщелочных пород в пределах вулкана Уксичан приведены в работах Н.В. Огородова с соавторами (1972). Сам вулкан был определен как щитообразная постройка древнечетвертичного возраста, в строении которой выделено три вулканических яруса. Нижний – отвечает миоцен-плиоценовому возрастному интервалу (N₁-N₂) формирования фундамента (эффузивная, вулканогенная и эффузивно-пирокластическая толщи). Средний

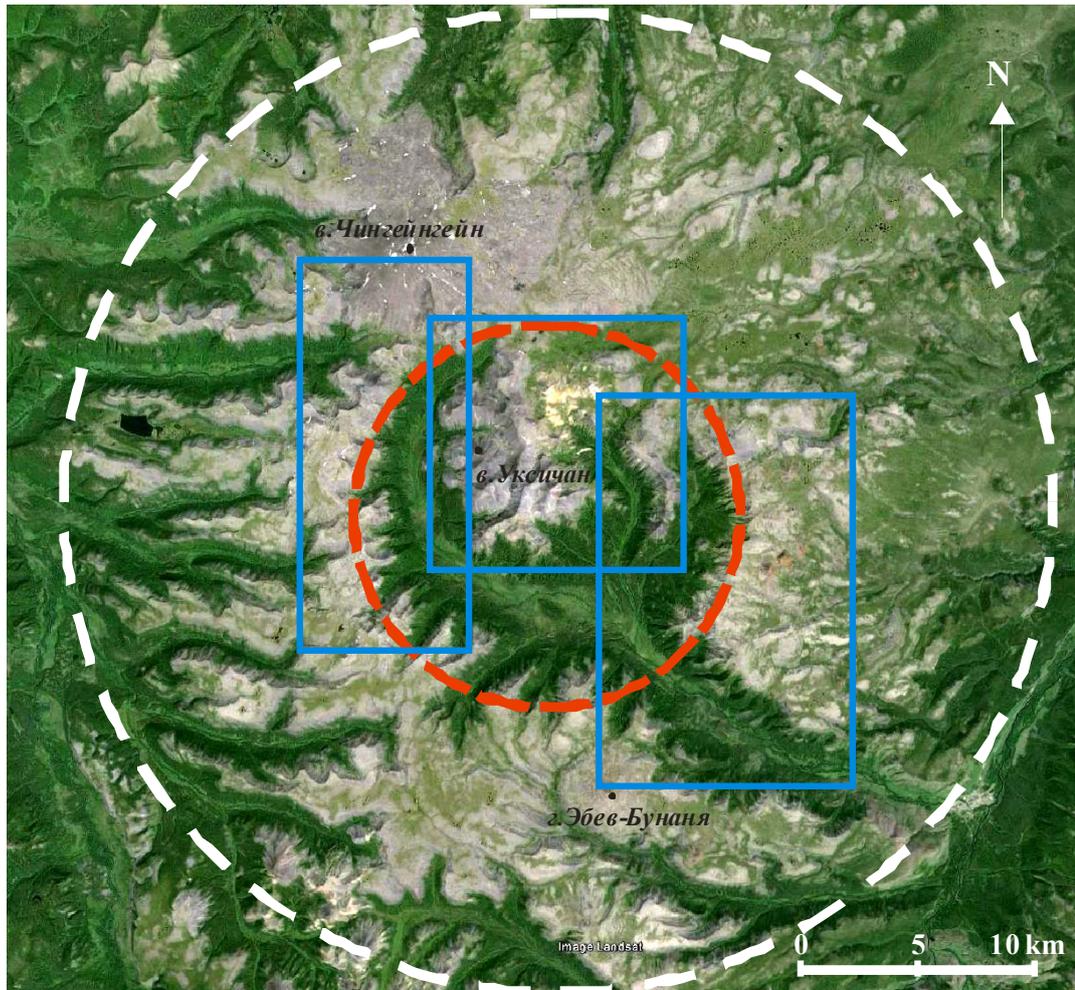
Таблица 2.1.

Основные количественные показатели некоторых вулканических центров Камчатки

Вулкан (его абсолютная отметка)	Тип постройки	Диаметр основания, км	Относительная высота, м	Площадь, км ² (S)	Индекс возраста	Объем, км ³ (V)				Соотношение основных, средних и кислых пород, % от всей массы	Серия пород	Преобладающий состав вулканитов
						Всего вулканитов	из них					
							основные	средние	кислые			
Срединно-Камчатская зона												
Уксичан (1685)	Щитообразный вулкан с кальдерой	51 x 54	700	1850	N ₂ -Q ₄ -Q ₃	~750 (650)	620 (500)	110 (130)	20	82 : 15: 3	Базальт-дацитовая	Базальты-андези-базальты
Алней-Чашаконджа (2581)	Вулканический массив	27 x 30	1800	800	N ¹ ₂ -Q ⁴ ₄ (Q ₁ -Q ₄)	~600 (500)	492	90	18	82 : 15: 3	Базальт-риолит-дацитовая	Базальты-андези-базальты
Ичинский (2581)	Сложный конусовидный стратовулкан	25 x 30	2500	560	Q ² ₃ -Q ⁴ ₄	450	~300	~80	~70	70 : 20: 10	Базальт-риолит-дацитовая	Базальты-андези-базальты
Южно-Камчатская зона												
Опала (2475)	Сложный лавовый стратовулкан с кальдерой	22 x 30	1000	500	Q ₂ -Q ⁴ ₄	300	210	75	15	70 : 25: 5	Базальт-риолит-дацитовая	Базальты-андези-базальты
Большая Ипелька (1189)	Щитообразный	32 x 40	1100	1200	Q ₁ -Q ₃	500	495	5	0	99 : 1: 0	Базальт-андезитовая	Базальты

Вулкан (его абсолютная отметка)	Тип постройки	Диаметр основания, км	Относительная высота, м	Площадь, км ² (S)	Индекс возраста	Объем, км ³ (V)				Соотношение основных, средних и кислых пород, % от всей массы	Серия пород	Преобладающий состав вулканитов
						Всего вулканитов	из них					
							основные	средние	кислые			
Восточно-Камчатская зона												
Кроноцкий (3528)	Сложный конусовидный стратовулкан	16 x 18	2800	280	Q ³ ₂ -Q ⁴ ₄	290	290	0	0	100 : 0 : 0	Базальт-андезит-базальтовая	Базальты
Шмидта (2020)	Щитообразный	15 x 31	1700	470	Q ₁	300	297	3	0	99 : 1 : 0	Базальт-андезитовая	Базальты
Центрально-Камчатская зона												
Ключевской (4860)	Конусовидный стратовулкан	17 x 20	3100	280	Q ² ₄ -Q ⁴ ₄	300	300	0	0	100 : 0 : 0	Базальт-андезит-базальтовая	Базальты
Шивелуч (3283)	Вулканический массив	30 x 40	2900	1100	Q ² ₃ -Q ⁴ ₄	1100	200	900	0	20 : 80 : 0	Базальт-андезитовая	Андезиты

Примечание: таблица приведена по (Кожемяка 2001, 1995) с небольшими изменениями.



--- 1 □□□ 2 — 3

Рис. 2.1. Границы вулканических структур и схема опробования вулканического центра Уксичан.

Условные обозначения: 1 – граница кальдеры, 2 – граница основания вулканического центра Уксичан; 3 – поля опробования.

ярус сформирован эффузивным комплексом пород собственно вулкана Уксичан, сохраняющего форму прежней вулканической постройки (базальты, андезиты, трахиандезиты и трахиты). В кальдере, образованной путем обрушения кровли близповерхностного очага, отмечалось широкое развитие экструзивных образований и наличие зоны измененных пород. Нижняя возрастная граница деятельности вулкана датировалась плиоценом. Древнечетвертичный возраст постройки подтвержден палеомагнитными исследованиями.

Верхний ярус вулканического сооружения представлен группой верхнеплейстоцен-голоценовых щитовых вулканов, а также шлаковыми и лавовыми конусами (Q_3 - Q_4), расположенными на склонах плиоценового вулкана. Тектонический блок, на котором расположен Уксичанский вулканический центр, по данным Н.В. Огородова и др. (1972), в значительной степени опущен по отношению к соседней территории.

В.Н. Скороходов (1976, 1979) отмечал, что на протяжении всего четвертичного времени вулкан Уксичан формировался в системе единого магматического очага, а его внутрикальдерный экструзивный комплекс рассматривался им в качестве серии выходов на поверхность «...единого мощного интрузивного тела» (V_i - трахидациты). Были выделены три крупных этапа вулканизма: плиоценовый (фундамент), нижне-среднечетвертичный (лавовый комплекс щитообразной постройки), среднечетвертичный (кальдерные экструзии).

Ю.М. Стефанов и Б.Н. Широкий (1980) рассматривали вулкан Уксичан как кольцевую вулкано-тектоническую структуру. В истории его развития авторы выделяют два возрастных цикла: плиоценовый и четвертичный. Фундамент вулкана и зона эпитептермального оруденения по эффузивным андезитам, дацитам, игнимбрикам и туфам среднекислого состава кальдеры, отнесены к миоцену. Плиоценовая история вулканизма связывается с формированием стратовулкана (андези-базальты, пемзовые туфы и игнимбриты) и заложением кальдеры с купольным воздыманием внутри нее. К четвертичному циклу отнесено формирование щитовой постройки с дальнейшим ростом купола и очередным дифференцированным проседанием кальдеры. Периферийные экструзивные купола (трахидациты, трахириолиты) связываются с кольцевыми кальдерообразующими разломами и определены как более щелочные по отношению к центральной экструзии, представленной андезидацитами и дацитами, возраст которых датируется средним-верхним (?) плейстоценом. Конечный этап развития структуры, по

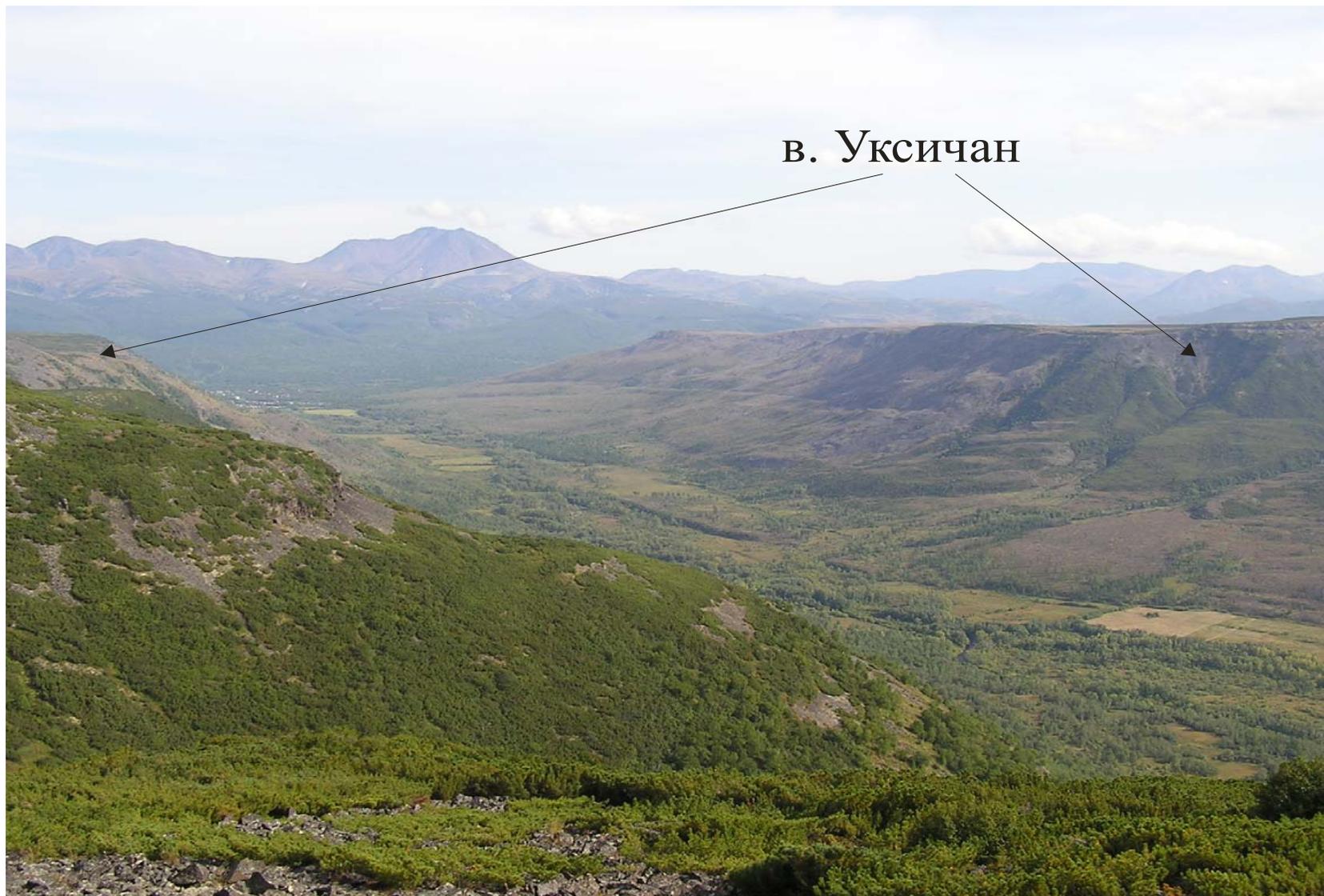


Фото 2.1. Вулканический центр Уксичан вид с севера-запада.

мнению авторов, связан с формированием верхнеплейстоценовых лавовых построек и голоценовых шлаковых конусов.

В результате более поздних исследований, в работах Э.И. Пополитова и О.Н. Волынца (1981), а также О.Н. Волынца с соавторами (1986) в общих чертах были затронуты петрологические и геохимические вопросы формирования вулкана Уксичан. Авторы указывали на место вулкана в структуре поперечной петрогеохимической зональности островодужной системы Камчатки и вулканического пояса Срединного хребта, относя породы центра к субщелочной серии калиевого ряда. Анализируя распределение ряда редких и петрогенных элементов, они впервые отметили, что серия лав кальдеры Уксичан является типичным представителем абсарокит-шошонит-латит-трахитовой серии, наблюдаемых во многих островных дугах и окраинных вулканических поясах. Авторами обсуждалась роль процессов дифференциации, были даны предпосылки геодинамической интерпретации условий магмообразования.

На основании петрохимических, геохимических и минералогических исследований, А.Б. Перепелов (1989) и В.С. Антипин с соавторами (1987) включили породы вулканического центра в состав высококалиевой известково-щелочной, шошонит-латитовой и умереннокалиевой известково-щелочной серии. На основании геохимических характеристик вулканогенных образований, предпринимались попытки установить геодинамические условия формирования центра Уксичан. Магматические расплавы известково-щелочного базальтоидного и шошонит-латитового рядов рассматривались как разноглубинные, образовавшиеся в результате эволюции различных родоначальных магм. При этом формирование первичных высококалиевых расплавов объяснялось меньшей степенью плавления в большей степени метасоматической переработки субстрата.



Фото 2.2. Коренные выходы пород вулкана Уксичан (N₂).

На фото участники полевых работ. Слева на право: Зубова В.А., Ковальская А., Леонова Т.В., Вакуленко Д., Ковальский Я.

2.2. Структурная позиция, геологическое строение, возраст и история развития вулканического центра Уксичан

В современном виде вулкан Уксичан представляет собой крупную щитообразную постройку с центральной кальдерной депрессией (рис. 2.2). Кальдера имеет округлую форму с серией кулисообразных разрывных нарушений, амплитуда смещения по которым составляет первые сотни метров. Места расположения внутрикальдерных разломов подчеркиваются долинами современных водотоков. Борта кальдеры поднимаются относительно ее ложа на высоту до 900 м и открыты в северо-восточном и в юго-восточном секторах (долина р. Уксичан).

Вулканический центр расположен на пересечении северо-восточных и относительно более древних северо-западных зон разрывных нарушений. В гравиметрическом поле он выражается отчетливой изометричной областью повышенных значений силы тяжести, общие контуры которой несколько превышают диаметр современной кальдеры (до 18 км). В трансформированных полях аномалия еще более усиливается и сохраняется при осреднениях до глубины 6-8 км, распадаясь на ряд локальных максимумов, расположенных по периферии кальдеры. В центре последней оконтуривается отчетливый минимум. По ее периметру фиксируются высокоинтенсивные положительные магнитные аномалии (Перепелов, 1989).

Вулканогенный фундамент представляет собой сложный эффузивно-экструзивный и вулканогенно-осадочный комплекс пород, пересеченный серией разрывных нарушений, которые привели в соприкосновение разнопостроенные блоки (Перепелов, 1989). В более позднее время породы фундамента были интенсивно переработаны гидротермальными процессами. В строении фундамента выделяются крупные (мощностью до 200-300 м) субвулканические тела гидротермально измененных долеритоподобных базальтов и андезибазальтов, которые иногда сменяются субвулканическими разностями андезитов и реже дацитов.

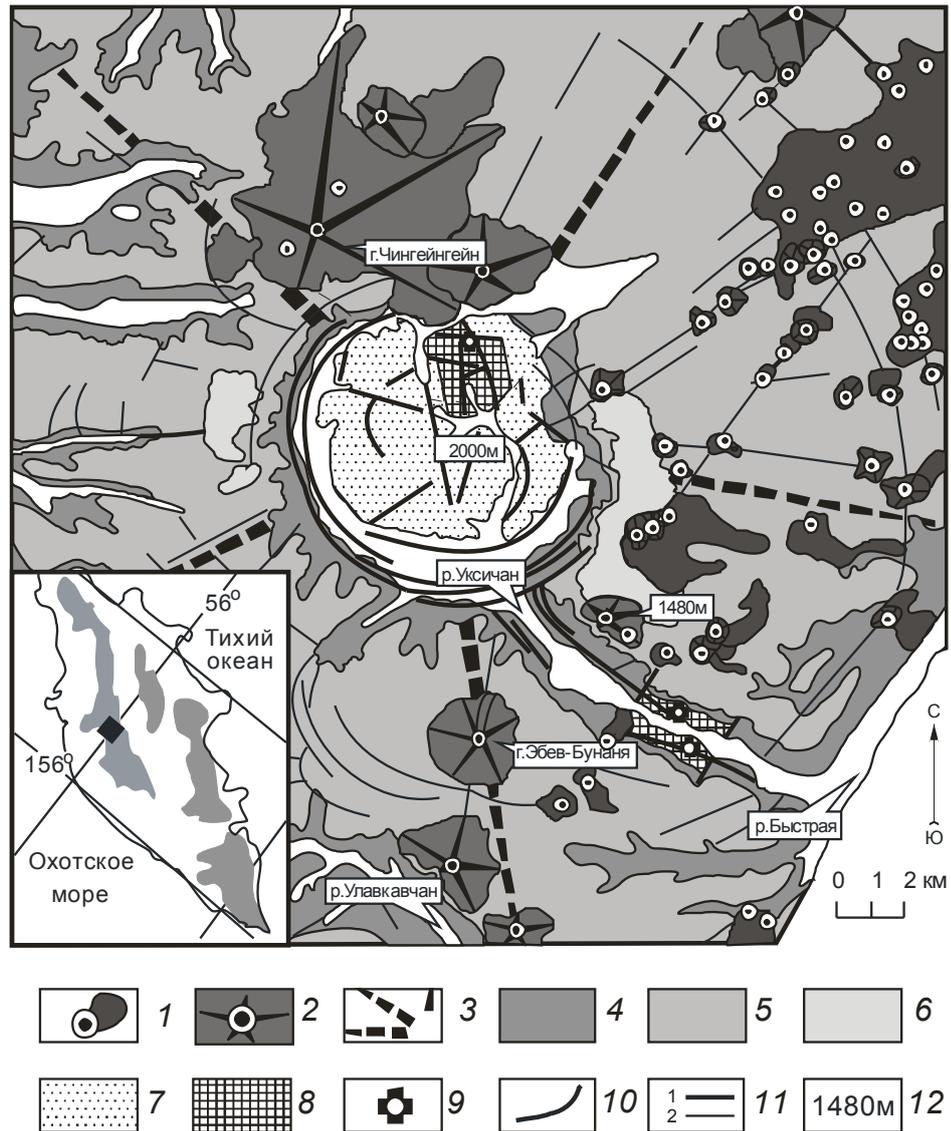


Рис. 2.2. Схема геологического строения вулкана Уксичан (по Стефанову, Широкому, 1980, с небольшими изменениями).

На врезке: положение вулкана Уксичан (залитый знак ромба) и вулканических поясов на территории Камчатки (по Авдейко и др., 2002, с небольшими изменениями).

Условные обозначения: 1 – голоценовые (Q₄) ареальные шлаково-лавовые вулканические конуса (Mg-базальты и андезибазальты, их туфы и шлаки); 2 – позднеплейстоценовые (Q₃) щитообразные вулканические постройки (базальты, андезибазальты, андезиты); 3 – среднеплиоценовая (N₂) постройка вулкана Уксичан: 4 – стратовулкан (BK-базальты); 5 – щитовой вулкана (лавы латитов); 6 – кальдера (кварцевые латиты и их игнимбриты); 7 – внутрикальдерный экструзивный комплекс (BK-дациты, трахидациты); 8 – миоцен-плиоценовый (N₁-N₂) вулканогенный фундамент; 9 – участки эпитермального оруденения; 10 – кольцевые разрывные нарушения кальдеры; 11 – разрывные нарушения кальдеры, грабены долины р. Уксичан и вулканогенного фундамента (1), другие предполагаемые и дешифрованные разрывные нарушения (2); 12 – максимальные и маркирующие абсолютные высотные отметки, наименования горных сооружений и рек.

По вулканогенным образованиям отмечается окварцевание, пропицитизация, цеолитизация и сульфидизация. Туфогенно-осадочные отложения, общей мощностью до 100 м, завершаются горизонтом (до 8 м) базальных конгломератов. Кроме указанных типов пород в строении фундамента принимают участие плагиофировые базальты, андезиты, плагиогаббро и перлиты риодацитов (Перепелов, 1989). Возраст фундамента принимался как нижнеплиоценовый (N^1_2) (Перепелов, 1989).

Формирование собственно постройки вулкана Уксичан следует связывать со средним плиоценом, о чем свидетельствуют имеющиеся изотопные даты: K-Ar – 3.6 млн. лет (Перепелов и др., 2006), Ar-Ar – 3.56 ± 0.50 и 3.34 ± 0.07 млн. лет (Bindeman et al., 2010), U-Pb – 3.28 ± 0.04 млн. лет (Костицын, Аносова, 2013). Таким образом, новейшие исследования показывают, что в. Уксичан сформировался в исключительно короткий интервал геологического времени ~ 0.1-0.3 млн.л.

Вулканическое сооружение прошло три стадии своего развития: стратовулкан, щитовой вулкан и кальдера-вулкан. На первом этапе извержения носили как эффузивный, так и пирокластический характер с излиянием лав высококалиевых базальтов и их аглютинатов, реже магнезиальных и глиноземистых разновидностей высококалиевых (ВК) базальтов, высококалиевых (ВК) андезибазальтов, формированием покровов агломератов и псефитовых туфов (Перепелов, 1989) (рис. 2.3.). Мощность разрезов вулcano-пирокластического материала в стенках кальдеры достигает 750 м. Мощность туфовых горизонтов и лавовых потоков в низах разрезов колеблется от 2 до 6 м при соотношении их объемов 4:1. Выше по разрезу мощность лавовых потоков увеличивается до 10-12 м (Перепелов, 1989). На первом этапе в центральной части вулкана формируются субвулканические тела глиноземистых ВК-базальтов и андезибазальтов. Лавово-туфовая толща разбита значительным количеством небольших по мощности (0.5-3 м) даек радиальной ориентировки. Крутые наклоны потоков и

Внутрикальдерный
экструзивный комплекс

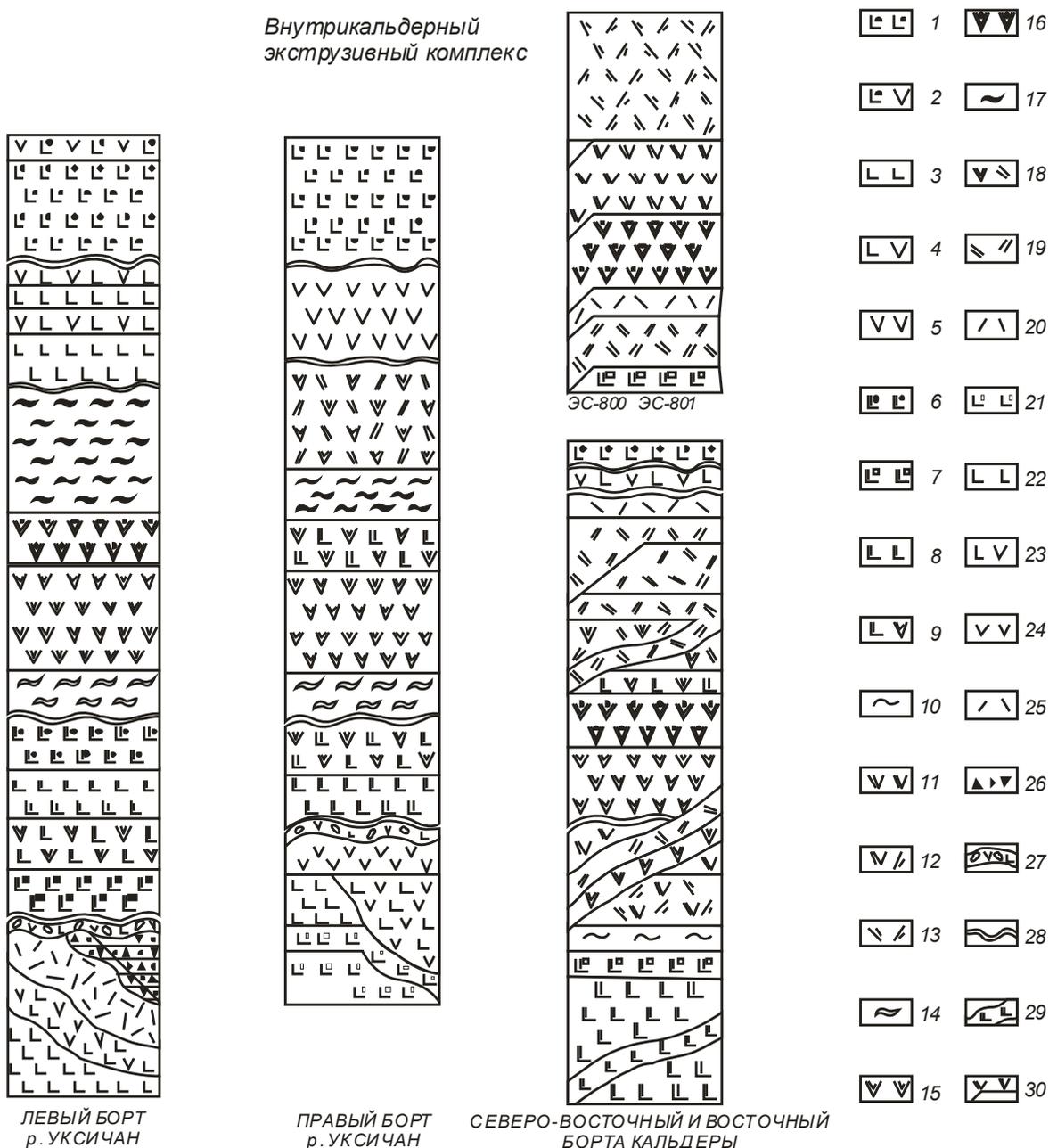


Рис. 2.3. Сводные схемы геологических разрезов постройки вулкана Уксичан (по Перепелову, 1989, с небольшими изменениями).

Условные обозначения: Лавы голоценовых ареальных конусов (Q_4): 1 – базальты, их туфы и шлаки; 2 – андезибазальты и их туфы.

Лавы верхнеплейстоценовых щитовых вулканических построек (Q_3): 3 – базальты; 4 – андезибазальты; 5 – андезиты.

Вулкан Уксичан (N_2): 6- Mg-ВК-базальты; 7 – Al-ВК-базальты; 8 – ВК-базальты, их туфы и аглютинаты; 9 – ВК-андезибазальты; 10 – игнимбриты и лавы афировых-субафировых латитов; 12 – порфиновые латиты; 13 – игнимбриты и 14 – лавы кварцевых латитов; 15 – ВК-андезиты; 16 – игнимбриты и 17 – лавы ВК-андезидацитов; 19 – трахидациты; 20 – трахириодациты.

Миоцен-плиоценовый вулканогенный фундамент (N_1-N_2): 21 – Al-базальты, 22 – базальты, 23 – андезибазальты, 24 – андезиты, 25 – субвулканические тела дацитов и риодацитов; 26 – псаммитовые и псефитовые туфы базальтов и андезибазальтов; 27 – горизонт базальных конгломератов с гальками андезибазальтов и андезитов.

28 – места предполагаемых стратиграфических несогласий; 29 – условные границы даек и 30 – субвулканических тел.

Расположение горизонтов пирокластического материала на схеме не отражено, учтены только лавовые и субвулканические образования.
Масштаб условный.

пирокластических горизонтов (30-35°) указывают на их формирование на склонах крупного стратовулкана (Перепелов, 1989).

В дальнейшем, вероятно, после незначительного прекращения вулканической деятельности, началось развитие щитовой постройки (лавы ВК-андезибазальтов, латитов, кварцевых латитов и их игнимбритов). Основание разрезов представлено горизонтами латитов, игнимбритов и спекшихся туфов сходного состава (2-7 м мощности и до 70 м вблизи обнаруженных центров извержений, в. 1480.8 м) (Перепелов, 1989). Выше их перекрывают афировые-субафировые латиты (15-30 м). Согласно нашим данным, а также исследованиям О.Н. Волынца, среди лав щитовой постройки обнаружены редкие лавовые горизонты ВК-базальтов и ВК-андезитобазальтов. Протяженные потоки латитов (до 20 км) являются маркирующими для разрезов вулкана Уксичан (рис. 2.2). Порфиновые латиты образовались вслед за комплексом лав и игнимбритов; их мощность достигает 12-15 м (Перепелов, 1989).

Вслед за излияниями порфиновых латитов произошло формирование мощных лавово-игнимбритовых толщ, состоящих из крупных покровов лав и игнимбритов кварцевых латитов, суммарной мощностью 120-150 м (Перепелов, 1989). Мощность отдельных игнимбритовых потоков варьирует от 7 до 18 м, а покровов лав - до 20-35 м (Перепелов, 1989).

После завершения формирования щитовой постройки, по системе кольцевых разломов происходило обрушение центрального блока и формирование кальдеры. Синхронно с кальдерообразованием и в посткальдерный этап в центральной части структуры развивается экструзивный комплекс, а за пределами кальдеры - появление небольших по площади покровов лав ВК-андезитов и андезидацитов, а

также редких потоков трахидацитов и трахириодацитов (Перепелов, 1989). В центральной части кальдеры формируется гигантский экструзивно-эффузивный купол ВК-дацитов. По периферии кальдеры, вблизи кольцевых разломов, образовались субвулканические тела трахидацитов и трахириодацитов. Согласно А.Б. Перепелову (1989), формирование комплекса внутрикальдерных субвулканических тел было кратковременным.

После завершения магматической деятельности вулкана Уксичан проявился этап интенсивной гидротермальной переработки пород экструзивных фаций в северо-восточной части кальдеры (ВК-андезиты, латиты) (рис. 2.2), сопровождаемый процессами цеолитизации, алунитизации, сульфидизации, пропилитизации и окварцевания вплоть до появления кварцевых прожилков и массивных вторичных кварцитов (Перепелов, 1989).

В позднем плейстоцене и голоцене на описываемой территории началось формирование базальт-андезибазальт-андезитовых щитообразных вулканов (вулканы Чингейнгейн, Эбев-Бунаня, в.1480.8 м), а позднее, в голоцене – моногенных шлаковых вулканических конусов с лавовыми потоками базальтов и реже андезибазальтов. Эти центры приурочены, в основном, к разломным нарушениям северо-восточного простирания. Наряду с лавами здесь широко развиты аглютинаты, агломератовые и псефитовые туфы и шлаки (Перепелов, 1989).

2.3. Выводы

Вулканический центр Уксичан – является одним из наиболее крупных построек Срединного хребта Камчатки. В истории его развития выделяются два этапа: 1) формирования среднеплиоценовых построек центрального типа – стратовулкана, щитового вулкана и кальдера-вулкана; 2) развития в позднплейстоцен - голоцене небольших щитообразных вулканических построек и ареальных конусов.

Значительные вариации составов пород плиоценовых аппаратов центрального типа (ВК-базальт – трахириодацит) позволяют предполагать высокую степень дифференцированности магматических расплавов, а наличие кальдеры – на существование и обрушение близповерхностной магматической камеры. Сравнительно однородный петрохимический состав вулканитов позднеплейстоцен-голоценовых ареальных конусов и поздних щитообразных построек (базальты, андезибазальты, редко андезиты) свидетельствует об их формировании в режиме быстрого подъема магматического расплава к поверхности, без длительной задержки в периферических очагах.

Глава 3. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД

При проведении минералого-петрографических исследований разновозрастных лав центра Уксичан, установлены минеральные парагенезисы и направленность эволюции составов минералов. Результаты изучения изложены во временной последовательности формирования вулканических комплексов.

3.1. Стратовулкан (N₂)

Высококалийевые базальты характеризуются массивной текстурой и преимущественно порфировой структурой. Во вкрапленниках встречаются плагиоклаз, оливин, клинопироксен, редкие кристаллы титаномагнетита и ортопироксена.

Таблитчатые фенокристаллы *плагиоклаза* (2-3 мм) с прямой зональностью отличаются широкими вариациями составов от An₈₇₋₅₂ Or₀₋₃ (битовнит-лабрадор) в центре до An₈₆₋₄₇ Or₀₋₄ (битовнит-лабрадор-андезин) в краевой зоне. В некоторых образцах высококалийевых базальтов отмечены *гибридные ассоциации*, представленные вкрапленниками плагиоклаза с обратной (центр – An₈₃₋₅₂ Or₀₋₃, край – An₈₆₋₆₂ Or₀₋₂), прямой (центр – An₇₁₋₆₄ Or₂, край – An₆₄₋₄₇ Or₂₋₄) зональностями, а также незональными кристаллами. Крупные плагиоклазы (до 1 мм, центр – An₆₉₋₅₅ Or₂₋₃, край – An₇₆₋₇₄ Or₁) с обратной зональностью присутствуют и в виде включений в авгитах (~ 1-1.5 см, Wo₄₂₋₄₁ En₄₄ Fs₁₄₋₁₅) (рис. 3.1).

Слабозональные вкрапленники *оливина* (гортонолит, центр – Fo₇₄₋₆₀, край – Fo₇₃₋₆₃) имеют размеры до 0.5-1 мм, редко до 3 мм. Для них характерно небольшое увеличение железистости к краевым зонам.

Фенокристаллы *клинопироксена* (~ 0.5-1 мм, редко до 5 мм), представленные, главным образом, авгитом (центр – Wo₄₃₋₄₁ En₄₄₋₄₃ Fs₁₃₋₁₇, край – Wo₄₄ En₄₂ Fs₁₅), редко Mg-пижонитом (центр – Wo₇ En₅₉ Fs₃₄),

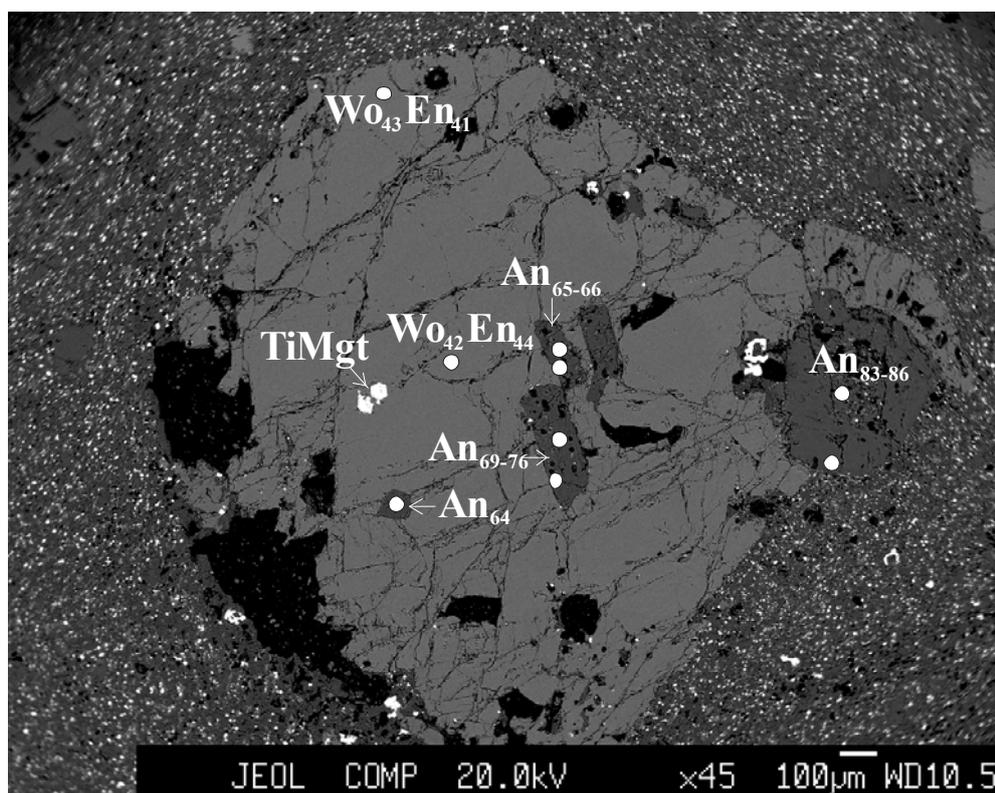


Рис. 3.1. Включения титаномагнетита и плагиоклаза с прямой и обратной зональностями в клинопироксене ВК-базальта стратовулкана (обр. ES-914).

Прибор JXA-8100. Здесь и далее изображение в обратно рассеянных электронах. Линейка размеров в микронах приведена на снимке.

Таблица 3.1.

Химический состав минералов (обр. ES-914).

Минерал Фаза	Срх		Срх		Pl		Pl			Pl		TiMgt Ф _ц
	Ф _ц	Ф _{кр}	Ф _ц	Ф _{кр}	Ф _ц	Ф _{кр}	Ф _ц	Ф _ц	Ф _{кр}	Ф _ц	Ф _{кр}	
SiO ₂	51.47	48.82	51.55	50.02	49.99	48.15	51.15	46.6	46.93	51.05	50.42	
TiO ₂	0.73	0.92	0.66	0.97								7.74
Al ₂ O ₃	2.99	4.62	3.22	4.60	31.06	32.77	30.09	33.21	33.99	30.93	31.00	5.46
FeO*	8.87	9.05	8.1	9.21	0.87	0.91	0.93	0.88	1.04	0.84	0.9	76.68
MnO	0.49	0.34										0.36
MgO	15.78	14.31	15.46	14.45								4.50
CaO	20.89	20.86	21.27	21.04	14.58	16.28	13.27	17.32	17.89	13.9	14.17	0.31
Na ₂ O		0.51	0.57		3.31	2.64	3.96	1.91	1.65	3.76	3.7	
K ₂ O					0.37	0.25	0.29			0.47	0.41	
Сумма	101.22	99.43	100.83	100.29	100.16	101.01	99.69	99.93	101.5	100.94	100.6	95.05
Wo/An	42	43	43	44	69	76	64	83	86	65	66	
En/Ab	44	41	44	42	29	22	34	17	14	32	31	
Fs/Or	14	16	13	14	2	2	2	0	0	3	3	

характеризуются слабо выраженной прямой зональностью (например, центр – $Wo_{43} En_{44} Fs_{13}$, край – $Wo_{44} En_{42} Fs_{15}$) (рис. 3.4 А). Отмечены редкие сростки авгита ($Wo_{43-42} En_{44} Fs_{13-15}$) и битовнита ($An_{83} Or_0$), а также авгита ($Wo_{44} En_{42} Fs_{14}$) и титаномагнетита (TiO_2 7.39 мас.%). Иногда клинопироксен образует гломеропорфиновые сростки с оливином.

Рудный минерал (~0.5 мм), присутствует в небольшом количестве (титаномагнетит, TiO_2 6.43-12.12 мас.%). В виде включений (TiO_2 7.74-11.14 мас.%) титаномагнетит встречается в авгитах ($Wo_{43-42} En_{44} Fs_{14-15}$) и оливинах (Fo_{64}).

Редкие фенокристаллы *ортопироксена* по составу отвечают бронзиту (центр – $Wo_5 En_{72-68} Fs_{23-28}$, край – $Wo_3 En_{69} Fs_{28}$) и гиперстену (центр – $Wo_4 En_{62} Fs_{34}$). Иногда ортопироксен образует реакционную кайму вокруг кристаллов оливина (Fo_{74}). Отмечены сростки ортопироксена ($Wo_5 En_{72} Fs_{23}$) и оливина (Fo_{72}).

Основная масса состоит из вулканического стекла с микролитами битовнита ($An_{72} Or_2$), лабрадора ($An_{69-52} Or_{2-3}$), андезина ($An_{45} Or_4$), титаномагнетита (TiO_2 7-12.64 мас.%), авгита ($Wo_{42-37} En_{44-42} Fs_{14-21}$), бронзита ($Wo_5 En_{71} Fs_{24}$), оливина (Fo_{74-47}) и незначительного количества ильменита. Структура основной массы – гиалопилитовая, витрофировая, пилотакситовая.

Высококалийевые андезибазальты представляют собой породы с массивной реже пористой текстурой и порфировой структурой. Во вкрапленниках встречаются плагиоклаз, клинопироксен, оливин, редкие кристаллы титаномагнетита.

Фенокристаллы *плагиоклаза* (1-2 мм, центр – $An_{54-52} Or_{3-4}$, край – $An_{50} Or_4$) имеют прямую зональность и, иногда, содержат включения рудного минерала, пироксена и оливина. Наблюдаются кристаллы с резорбированными краями, обрастающими каймой более позднего плагиоклаза.

Фенокристаллы *клинопироксена* (1-1.5 мм), пользуются значительным распространением (центр – $Wo_{42} En_{43-42} Fs_{15-16}$, край – $Wo_{41} En_{42} Fs_{17}$). Иногда в них, в виде включений, встречается рудный минерал.

Редкие кристаллы *оливина* (0.5-1 мм) по составу отвечают гортонолиту (центр – Fo_{67-64} , край – Fo_{62}).

Рудные минералы (0.5-1 мм) представлены редкими вкрапленниками титаномагнетита (TiO_2 10.99-12.86 мас.%).

Основная масса состоит из вулканического стекла с микролитами лабрадора ($An_{68-64} Or_2$), андезина ($An_{45} Or_4$), титаномагнетита (TiO_2 14.57 мас.%), авгита ($Wo_{40-39} En_{44-39} Fs_{15-22}$), Mg-пижонита ($Wo_7 En_{60} Fs_{33}$) и редкими зернами оливина и ильменита. Структура основной массы гиалопилитовая.

Высокоглиноземистые андезибазальты представляют собой массивные, реже пористые породы с порфировой структурой. Во вкрапленниках встречаются плагиоклаз, клинопироксен, оливин, редкие кристаллы титаномагнетита.

Плагиоклазы (1-2 мм, редко 4-5 мм) отличаются прямой зональностью варьирующие по составу от $An_{85-73} Or_1$ в центре кристалла, до $An_{82-57} Or_{1-3}$ в краевой зоне (см. Приложение 1).

В некоторых образцах наблюдается *гибридная минеральная ассоциация*, для которой характерны плагиоклазы с прямой, обратной и ритмичной зональностью (см. Приложение 1). При этом доминируют фенокристаллы с прямой зональностью (центр – $An_{78-51} Or_{1-4}$, край – $An_{71-45} Or_{1-4}$). Плагиоклазы с ритмичной (например, центр – $An_{58} Or_3$, промежуток – $An_{68} Or_2$, край – $An_{50} Or_3$) и обратной зональностями встречаются в небольшом количестве. Последние по составу варьируют от $An_{55-65} Or_{2-3}$ (лабрадора) в центре до $An_{66-75} Or_{1-4}$ (лабрадор-битовнита) в краевой зоне. Лабрадор ($An_{53} Or_2$) присутствует в виде включений в авгите ($Wo_{40} En_{45} Fs_{15}$). Редко наблюдаются кристаллы с резорбированными краевыми зонами, обрастающие каймой более позднего плагиоклаза.

Небольшое количество фенокристаллов *клинопироксена* (1-1.5 мм, редко ~5 мм) по составу отвечают авгиту (центр – $Wo_{42} En_{44-42} Fs_{13-16}$, край – $Wo_{43-37} En_{43-45} Fs_{14-18}$). В виде включений этот минерал встречается во вкрапленниках плагиоклаза.

Редкие кристаллы *оливина* (0.5-1 мм) по составу отвечают гортонолиту (центр – Fo_{70-63} , край – Fo_{67-63}). В виде включения минерал (Fo_{70}) присутствует в битовните ($An_{77} Or_0$). Некоторые зерна оливина (Fo_{70-63}) обрастаются каемками бронзита ($Wo_1 En_{74} Fs_{24}$), гиперстена ($Wo_4 En_{64} Fs_{32}$) и пижонита ($Wo_7 En_{61} Fs_{32}$).

Рудные минералы (0.5-1 мм) представлены редкими кристаллами титаномагнетита (TiO_2 10.99-12.86 мас.%). Отмечены включения этого минерала (TiO_2 7.75-10.33 мас.%) в оливине ($Fo_{63, 69}$) и авгите ($Wo_{42} En_{44} Fs_{13}$).

Ортопироксен (0.5-1 мм) образует редкие вкрапленники, отвечающие по составу бронзиту ($Wo_3 En_{71-70} Fs_{26-27}$).

Основная масса состоит из вулканического стекла с микролитами лабрадора ($An_{68} Or_2$), андезина ($An_{50-38} Or_{2-7}$), титаномагнетита (TiO_2 3.97-9.81 мас.%), авгита ($Wo_{41-38} En_{45-41} Fs_{14-21}$), Mg-пижонита ($Wo_{12} En_{60} Fs_{28}$) и редкими зернами оливина (Fo_{65-62}). Структура основной массы – гиалопилитовая.

Высококальциевые андезиты лавовых потоков и субвулканических тел. Петрографические различия между эффузивными и экструзивными фациями пород не наблюдаются. Текстура обычно массивная, реже пористая. Структура – редкопорфировая. Во вкрапленниках встречаются плагиоклаз, ортопироксен, клинопироксен и редкие кристаллы титаномагнетита.

Фенокристаллы *плагиоклаза* (~1 мм) характеризуются тремя типами зональности: (1) прямой, (2) обратной и (3) ритмичной (например, центр – $An_{40} Or_4$, промежуток – $An_{66} Or_2$, край – $An_{49} Or_4$) (рис. 3.2). Плагиоклазы первого и второго типа распространены достаточно широко. Вкрапленники с прямой зональностью варьируют по составу от $An_{65-32} Or_{1-7}$ (лабрадор-

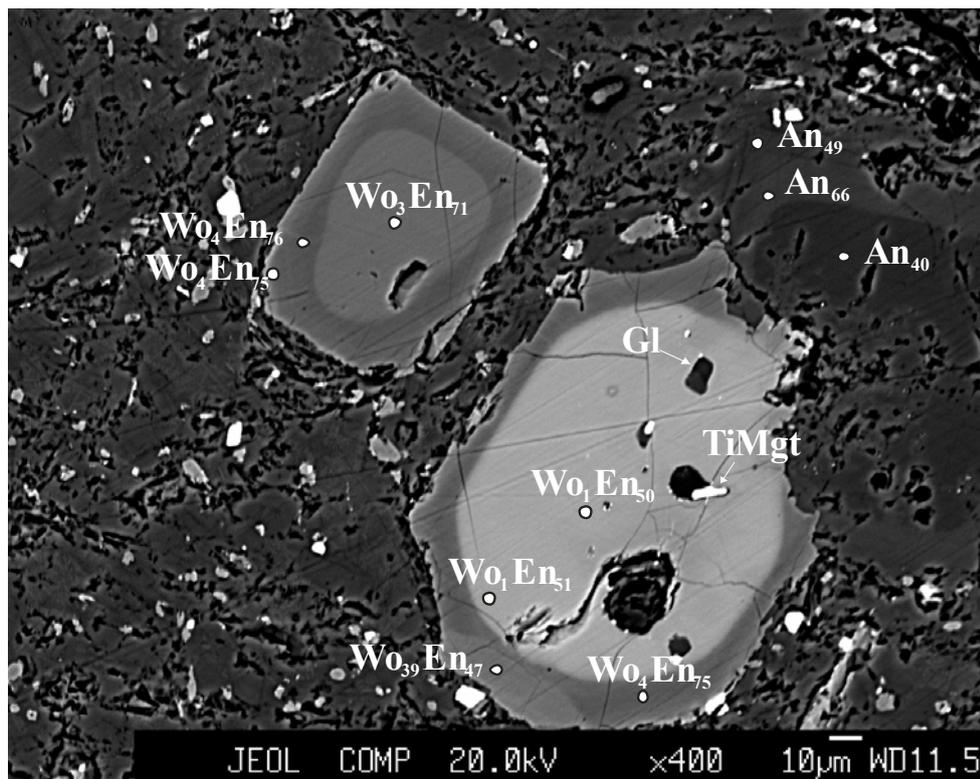


Рис. 3.2. Вкрапленники ортопироксена и плагиоклаза с обратной зональностью в ВК-андезитах статовулкана (обр. ES-777). Прибор JXA-8100.

Таблица 3.2.

Химический состав минералов (обр. ES-777).

Минерал Фаза	Орх			Срх	Орх			Pl			Gl	TiMgt
	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _{кр}	К	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _{кр}		Φ _ц
SiO ₂	49.58	50.13	53.33	50.02	52.84	53.32	53.05	56.98	50.18	55.03	66.79	7.61
TiO ₂	0.32	0.24		0.74	0.32		0.36					13.04
Al ₂ O ₃	2.03	1.35	2.83	3.84	1.49	2.65	2.62	25.76	29.96	27.45	16.9	3.11
FeO*	28.75	28.07	13.3	9.22	16.5	12.72	13.85	0.39	0.73	1.18	1.52	69.68
MnO	1.25	1.06	0.43		0.74	0.32	0.36					0.84
MgO	17.1	17.36	27.74	16.35	26.45	28.08	27.34					1.91
CaO	0.55	0.63	2.01	18.75	1.36	2.07	1.92	8.35	13.86	10.34	3.79	
Na ₂ O								6.54	3.75	5.43	4.15	
K ₂ O								0.77	0.28	0.62	2.5	
Сумма	99.58	98.84	99.64	98.91	99.71	99.15	99.49	98.78	98.77	100.05	95.65	96.2
Wo/An	1	1	4	39	3	4	4	40	66	49		
En/Ab	50	51	75	47	71	76	75	56	32	47		
Fs/Or	49	48	21	14	26	20	21	4	2	4		

андезин) в центре до $An_{42-25} Or_{5-12}$ (андезин) в краевой зоне. Редкие кристаллы с обратной зональностью размером 2-3 мм варьируют по составу от $An_{60-31} Or_{4-7}$ (лабрадор-андезин) в центре, до $An_{64-36} Or_{2-6}$ (андезин) в краевой зоне. Ритмичный характер зональности плагиоклазов выражается в колебании составов от $An_{53-82} Or_{4-0}$, до $An_{30-49} Or_{9-4}$. Небольшое количество резорбированных кристаллов обрастает каймой более позднего плагиоклаза. Иногда в крупных резорбированных фенокристаллах встречаются включения авгита ($Wo_{43} En_{43} Fs_{14}$), титаномагнетита и ильменита.

Фенокристаллы незонального и зонального *ортопироксена* (1-2 мм, бронзит, редко гиперстен) пользуются значительным распространением (рис. 3.2). Среди них выделяются кристаллы со слабо ритмичной (например, центр – $Wo_3 En_{71} Fs_{26}$, промежуток – $Wo_4 En_{76} Fs_{20}$, край – $Wo_4 En_{75} Fs_{22}$) и обратной зональностями. Последние по составу варьируют от $Wo_{2-1} En_{68-50} Fs_{30-49}$ (гиперстен) в центре, до $Wo_4 En_{76-72} Fs_{20-24}$ (бронзит) в краевой зоне. Иногда во вкрапленниках бронзита ($Wo_3 En_{79} Fs_{17}$) встречаются включения авгита ($Wo_{40} En_{48} Fs_{13}$) и титаномагнетита. Некоторые зерна ортопироксена обрастаются авгитовой каймой ($Wo_{39} En_{48-47} Fs_{13-15}$).

Вкрапленники *клинопироксена* (до 0.5 мм, редко ~1 мм), по составу отвечающие авгиту (центр – $Wo_{38-36} En_{49-46} Fs_{13-17}$, край – $Wo_{42-41} En_{46-44} Fs_{13-15}$), пользуются широким распространением. Для них характерны незональные или слабозональные кристаллы. Фенокристаллы с обратной зональностью распространены в незначительном количестве (например, центр – $Wo_{42} En_{43} Fs_{15}$, край – $Wo_{42} En_{46} Fs_{13}$). Отмечены кристаллы авгита (центр – $Wo_{38-36} En_{49-46} Fs_{13-17}$), содержащие включения ортопироксена (центр – $Wo_4 En_{78-70} Fs_{18-26}$).

Рудный минерал (0.5 мм) представлен небольшим количеством титаномагнетита (TiO_2 8.88-11.04 мас.%). Его вкрапленники отличаются более высокими содержаниями глинозема (2.51-3.16 мас.%) по сравнению с микролитами основной массы (1.9-2.62 мас.%). Включения титаномагнетита (TiO_2 8.2-13.04 мас.%) в ортопироксенах (гиперстен $Wo_1 En_{50} Fs_{49}$, $Wo_2 En_{67}$

FS₃₁) и плагиоклазах (An₈₂) характеризуются высокими содержаниями MnO (0.84-1.02 мас.%) и Al₂O₃ (2-3.11) мас.%.

Основная масса с витрофировой структурой состоит из вулканического стекла с микролитами лабрадора An₆₉₋₅₀ Or₂₋₃, андезина An₄₇₋₄₃ Or₅₋₆ и An₃₀ Or₇, титаномагнетита (TiO₂ 6.97-12.16 мас.%), авгита (Wo₃₈₋₃₉ En₄₇₋₄₂ Fs₁₄₋₁₉), субкальцевого авгита (Wo₁₈ En₅₃ Fs₂₉), Mg-пижонита (Wo_{14,10} En₆₁ Fs_{25,29}) и редкими кристаллами бронзита (Wo₄ En₇₄ Fs₂₃) и гиперстена (Wo₄₋₅ En₆₆ Fs₃₀).

3.2. Щитовой вулкан (N₂)

Высококальцевые базальты – породы с пористой, реже массивной текстурой и субафировой, редкопорфировой структурой. Во вкрапленниках присутствует плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен, титаномагнетит и оливин.

Фенокристаллы *плагиоклазов* (0.5-3 мм) характеризуются прямой зональностью и варьируют по составу от An₉₀₋₇₀ Or₀₋₁ (битовнит) в центре, до An₇₈₋₄₇ Or₀₋₃ (битовнит-лабрадор-андезин) в краевой зоне (рис. 3.3 Б). Включения лабрадора (An₆₉₋₄₈ Or₃₋₁) установлены во вкрапленниках битовнита (An₈₉ Or₀), авгита (Wo₃₇ En₄₅ Fs₁₈) и бронзита (Wo₄ En₆₆ Fs₃₀).

Фенокристаллы *клинопироксена* (~0.5 мм, редко 4 мм) представлены авгитом с прямой зональностью с изменением состава от Wo₄₀₋₃₆ En₄₃₋₄₅ Fs₁₇₋₁₉ в центре до Wo₄₁ En₃₉ Fs₂₁ в краевой зоне (рис. 3.4 Б). Включения авгита (Wo₃₇ En₄₄ Fs₂₀) наблюдаются в оливине (Fo₆₅).

Вкрапленники *ортопироксена* (~0.5 мм) имеют слабовыраженную прямую зональность (Wo₄ En₆₇ Fs₂₉ в центре кристалла, Wo₄ En₆₄ Fs₃₂ в краевой зоне).

Вкрапленники *титаномагнетита* (0.5мм, редко 1 мм) распространены незначительно (TiO₂ 8.97-11.62 мас.%). В отдельных зернах наблюдаются включения ильменита (TiO₂ 46.62 мас.%). Титаномагнетит отмечен также в виде включений в авгите (Wo₄₂ En₃₉ Fs₁₉).

Редкие незональные кристаллы *оливина* (0.5мм) по составу отвечают гортонолиту (центр – Fo_{65-60} , край – Fo_{65-61}). Некоторые зерна имеют реакционную кайму Mg-пижонита ($Wo_{10-7} En_{58-60} Fs_{31-33}$) и бронзита ($Wo_{3-4} En_{69-67} Fs_{28-29}$) (см. Приложение 2).

Основная масса состоит из вулканического стекла с микролитами лабрадора ($An_{59-50} Or_{1-2}$), титаномагнетита (TiO_2 7.25-9.15 мас.%), авгита ($Wo_{36-39} En_{44-41} Fs_{20}$) и, редко, оливина (Fo_{63-61}) и ильменита (TiO_2 44.64-44.89 мас.%). Структура – витрофировая, редко гиалопилитовая.

Высококалиевые андезибазальты отличаются пористой, реже массивной текстурой и порфировой, редкопорфировой структурой. Типичной ассоциацией минералов-вкрапленников является плагиоклаз-клинопироксен-оливин-титаномагнетитовая.

Для фенокристов *плагиоклаза* (1-3 мм) характерна прямая зональность (рис. 3.3). По составу они варьируют в диапазоне от $An_{89-62} Or_{0-1}$ (битовнит-лабрадора) в центре, до $An_{71-39} Or_{2-3}$ (лабрадор-андезина) в краевой зоне. В одном образце (ES-1722) обнаружено небольшое количество плагиоклазов с обратной зональностью (лабрадор, центр – $An_{55-49} Or_{4-5}$, край – $An_{60-55} Or_{3-4}$). Включения лабрадора ($An_{55} Or_4$) отмечены в авгите ($Wo_{39} En_{45} Fs_{16}$).

Фенокристаллы *клинопироксена* (~1 мм) имеют слабо выраженную прямую зональность (авгит, центр – $Wo_{44-40} En_{43} Fs_{13-18}$, край – $Wo_{42-35} En_{44-46} Fs_{14-19}$) (рис. 3.4). Иногда мелкие кристаллы минерала (авгит – $Wo_{37} En_{45} Fs_{18}$) присутствуют в виде включений в лабрадорах ($An_{56,62}$) и (авгит – $Wo_{41} En_{45} Fs_{14}$, Mg-пижонит – $Wo_5 En_{73} Fs_{22}$) и в оливинах (Fo_{75}).

Для некоторых образцов высококалиевых андезибазальтов характерны *гибридные* ассоциации, включающие вкрапленники пироксенов с обратной зональностью (авгит, центр – $Wo_{40-38} En_{44-43} Fs_{16-19}$, край – $Wo_{43-42} En_{43-44} Fs_{13-14}$) и слабо выраженной прямой (авгит, центр – $Wo_{43-44} En_{44-43} Fs_{13}$, край – $Wo_{42} En_{44} Fs_{14}$).

Редкие идиоморфные кристаллы *оливина* (0.5мм, реже 1-2 мм) представлены форстеритом (Fo₈₂) и гортонолитом (центр – Fo₇₅₋₆₀, край – Fo₇₁₋₅₈). Некоторые зерна (Fo₄₇) имеют кайму из клинопироксена (пижонит Wo₅ En₅₂ Fs₄₃). Включения оливина (Fo_{63,54}) наблюдаются в авгите (Wo₄₀ En₄₃ Fs₁₈).

Титаномагнетит (~0.5 мм) распространен в небольшом количестве (TiO₂ 6.97-10.91 мас.%). Хроммагнетит (TiO₂ 1.65-0.93 мас.%, Cr₂O₃ 21.70-23.62 мас.%) отмечен во включениях в оливине (Fo₈₂₋₈₃); титаномагнетит (TiO₂ 7.85-8.83 мас.%) – в авгите (Wo_{44,39} En_{43,45} Fs_{13,16}) (см. Приложение 4).

Основная масса состоит из вулканического стекла с микролитами битовнита (An₇₂ Or₀), лабрадора (An₆₄₋₅₁ Or₂₋₃), титаномагнетита (TiO₂ 11.39-15.60 мас.%), авгита (Wo₃₉₋₄₀ En₄₅₋₄₃ Fs₁₆₋₁₈) и редкими зернами оливина (Fo₆₅₋₄₇). Структура – гиалопилитовая, редко витрофировая и пилотакситовая.

Латиты эффузивных и субвулканических тел. По данным петрографических и минералогических исследований, эффузивные и экструзивные латиты не различаются между собой по петрографическим признакам и в дальнейшем описываются совместно.

Текстура пород пористая, реже массивная. Структура – субафировая, редкопорфировая. Во вкрапленниках встречаются плагиоклаз, клинопироксен, титаномагнетит, редкие кристаллы ортопироксена, амфибола и биотита.

Фенокристаллы *плагиоклаза* (0.5-1 мм, редко 3мм) с прямой зональностью варьируют по составу от лабрадор-андезина (An₅₉₋₄₄ Or₃₋₄) в центре, до андезина (An₅₀₋₄₄ Or₄₋₂) к краевой зоне. Иногда наблюдаются резорбированные (в основном крупные) кристаллы, содержащие включения рудного минерала и пироксена.

Вкрапленники *клинопироксена* (0.5-1 мм) пользуются широким распространением. Зональность слабо выражена. Состав варьирует от Wo₄₃₋₄₁ En₄₃₋₄₄ Fs₁₄₋₁₆. (авгит) в центре, до Wo₄₁₋₃₉ En₄₄₋₄₃ Fs₁₅₋₁₈ (авгит) в краевой зоне (см. Приложение 2).

Рудный минерал (до 1 мм) представлен небольшим количеством титаномагнетита (TiO_2 4.79 мас.%), который встречается в виде кристаллических включений (TiO_2 13.23 мас.%) в амфиболах и оливинах.

Фенокристаллы *ортопироксена* (1 мм, бронзит – $\text{Wo}_3 \text{En}_{72-68} \text{Fs}_{25-29}$) и *оливина* (0.5-1 мм, гортонолит – центр – Fo_{70-63} , край – Fo_{69}) распространены незначительно.

Амфибол – присутствует в виде мелких единичных продолговатых кристаллов с опацитовой каймой. В экструзивных латитах по составу он соответствует магнезиогастингситу и ферромагнезиогастингситу (рис. 3.5, см. Приложение 5) Редкие кристаллы опацизированной *слюды* присутствуют в виде мелких шестоватых чешуек.

Основная масса состоит из вулканического стекла с микролитами андезина ($\text{An}_{48-40} \text{Or}_{3-4}$), олигоклаза ($\text{An}_{23} \text{Or}_8$), Na-санидина ($\text{An}_6 \text{Or}_{49}$), титаномагнетита (TiO_2 8.87-18.5 мас.%), авгита ($\text{Wo}_{41-39} \text{En}_{41-39} \text{Fs}_{19-22}$), пижонита ($\text{Wo}_8 \text{En}_{51} \text{Fs}_{41}$) и бронзита ($\text{Wo}_5 \text{En}_{70} \text{Fs}_{25}$). Структура – витрофирующая, редко гиалопилитовая и пилотакситовая.

Встречаются гломеропорфировые сростки $\text{Cpx}+\text{Pl}$; $\text{Cpx}+\text{Pl}+\text{руд.м.}$; $\text{Ol}+\text{Pl}$. Иногда встречаются гомеогенные кристаллические включения.

Кварцевые латиты представляют собой породы с пористой текстурой и редкопорфировой структурой. Во вкрапленниках встречаются плагиоклаз, титаномагнетит, клинопироксен и ортопироксен.

Среди вкрапленников *плагиоклаза* (андезин, центр – $\text{An}_{41} \text{Or}_4$, край – $\text{An}_{40} \text{Or}_5$) визуально определяются кристаллы с нормальным (таблитчатой формы) и волнистым погасанием (2-3 мм, округлые). Последние характеризуются резорбированными краевыми зонами. Иногда плагиоклазы содержат включения рудного минерала.

Рудные минералы представлены, в основном, небольшими шестоватыми и ксеноморфными кристаллами титаномагнетита (TiO_2 10.06-11.98 мас.%) и, в меньшей степени, ильменита (см. Приложение 4).

Небольшое количество фенокристаллов *клинопироксена* (~0.5 мм) имеет авгитовый состав (центр – $\text{Wo}_{41-43} \text{En}_{45-42} \text{Fs}_{14-15}$, край – $\text{Wo}_{44} \text{En}_{43} \text{Fs}_{14}$). Редкие фенокристаллы *ортопироксена* (0.5 мм) по составу отвечают бронзиту ($\text{Wo}_3 \text{En}_{72-71} \text{Fs}_{25-26}$).

Основная масса состоит из вулканического стекла с редкими микролитами плагиоклаза, титаномагнетита (TiO_2 17.06 мас.%), авгита ($\text{Wo}_{42} \text{En}_{44} \text{Fs}_{14}$), бронзита ($\text{Wo}_3 \text{En}_{72-71} \text{Fs}_{25-27}$) и ильменита. Структура пород – витрофировая.

Гломеропорфировые сростки представлены ассоциацией $\text{Cpx}+\text{Pl}$; $\text{Cpx}+\text{Pl}+\text{TiMgt}$; $\text{Pl}+\text{TiMgt}$, $\text{Cpx}+\text{TiMgt}$, $\text{Orx}+\text{Pl}$. Встречаются гомеогенные кристаллические включения.

Трахидацинты. Текстура пород пористая. Структура – редкопорфировая. Во вкрапленниках встречаются плагиоклаз, титаномагнетит, клинопироксен, ортопироксен.

Нерезорбированные фенокристаллы *плагиоклаза* (0.5-1 мм) по составу отвечают андезину (центр – $\text{An}_{48-35} \text{Or}_{4-6}$, край – $\text{An}_{39} \text{Or}_7$). Единичные кристаллы имеют волнистое погасание.

Широко распространены мелкие шестоватые и ксеноморфные кристаллы *титаномагнетита* (TiO_2 4.35-14.29 мас.%).

Присутствует небольшое количество слабозональных фенокристаллов *клинопироксена* (0.5 мм). Их состав варьирует от $\text{Wo}_{41} \text{En}_{43} \text{Fs}_{16-17}$ в центре до $\text{Wo}_{41} \text{En}_{44-43} \text{Fs}_{15-16}$ в краевой зоне (см. Приложение 2).

Фенокристаллы *ортопироксена* (0.5 мм) представлены редкими кристаллами бронзита (центр – $\text{Wo}_3 \text{En}_{70} \text{Fs}_{26-27}$, край – $\text{Wo}_3 \text{En}_{71} \text{Fs}_{26}$).

Основная масса состоит из вулканического стекла с микролитами плагиоклаза среднего и кислого составов, а также Na-санидина ($An_7 Or_{39}$), титаномагнетита (TiO_2 11.78 мас.%), авгита ($Wo_{41} En_{43} Fs_{16}$) и бронзита ($Wo_3 En_{70-69} Fs_{27-28}$). Структура – витрофирная.

Гломеропорфировые сростки в породах представлены Cr_x+Pl ; $Cr_x+Pl+TiMgt$; $Ol+Pl$.

3.3. Кальдера-вулкан (N₂)

Высококальциевые дациты. Текстура пород пористая, структура – порфировая. Во вкрапленниках встречаются биотит, амфибол, плагиоклаз, титаномагнетит и клинопироксен.

Слюда присутствует в виде мелких оранжево-коричневых чешуек (<0.5 мм). Некоторые зерна резорбированы и замещены рудным минералом. *Амфибол* - магнезиальная роговая обманка (см. Приложение 5), представлен мелкими (0.5 мм, редко 2 мм) продолговатыми, реже ромбовидными кристаллами темно-зеленого цвета. Фенокристаллы *плагиоклаза* (1 мм, редко 4-6 мм) характеризуются прямой зональностью и по составу соответствуют лабрадору (центр – $An_{68-64} Or_1$, край – $An_{62-49} Or_{1-2}$). По оптическим признакам выделяются таблитчатые кристаллы с нормальным погасанием и округлые зерна - с волнистым. *Рудные минералы* представлены, в основном, небольшими шестоватыми и ксеноморфными кристаллами титаномагнетита (см. Приложение 4).

Основная масса – витрофирная. В ней присутствуют реликты темноцветного минерала, которые, по тeneвым формам, вероятно, является амфиболом.

Трахидацинты. Текстура пород пористая, структура – порфировая, редкопорфировая. Ассоциация минералов-вкрапленников представлена плагиоклазом, клинопироксеном, ортопироксеном и титаномагнетитом. В

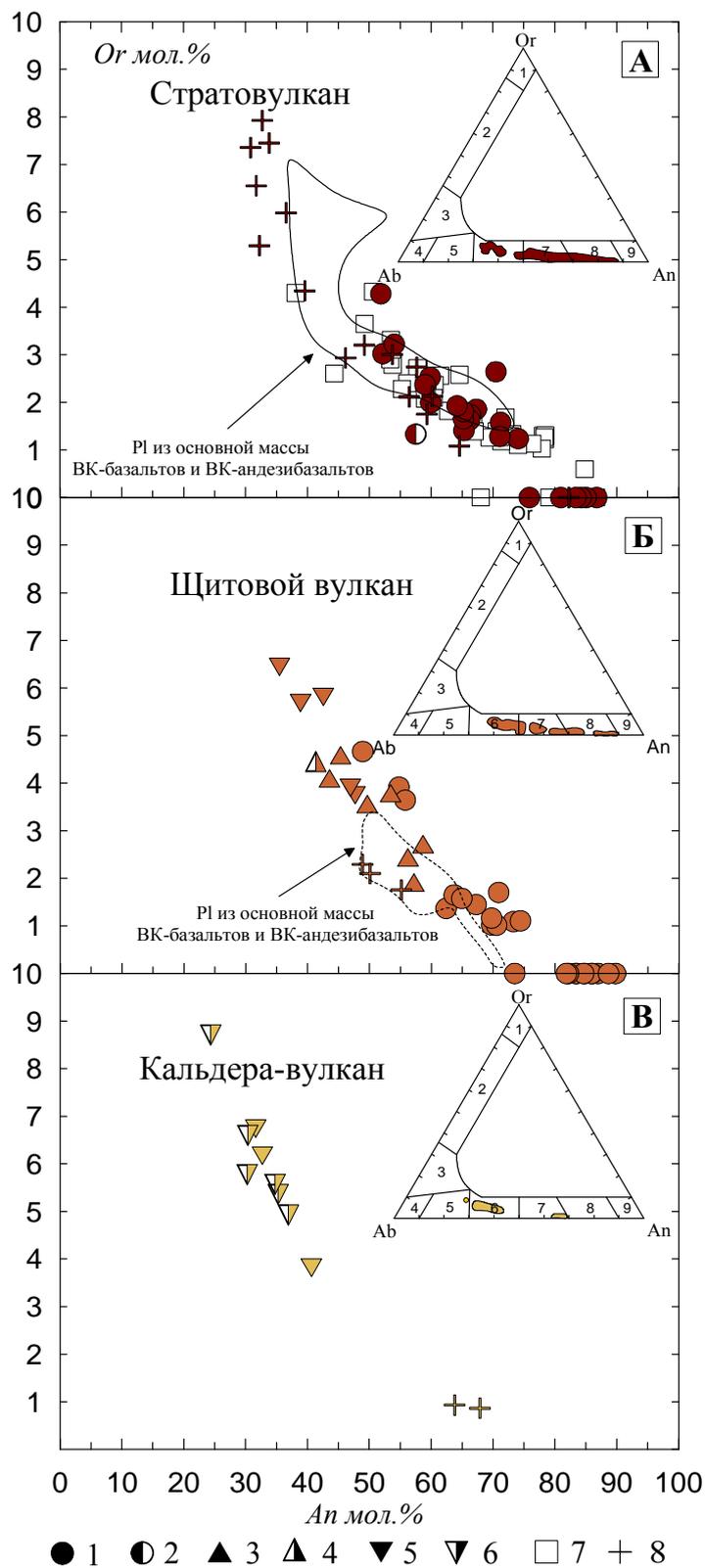


Рис. 3.3. Диаграммы An-Or для фенокристаллов плагиоклаза в породах стратовулкана (А), щитового вулкана (Б), кальдеры-вулкана (В).

На врезках поля составов: 1 – санидинов, 2 – Na-санидинов, 3 – анортоклазов, 4 – альбитов, 5 – олигоклазов, 6 – андезинов, 7 – лабрадоров, 8 – битовнитов, 9 – анортитов.

Условные обозначения: 1 – VK-базальт, VK-андезибазальт; 2 – VK-андезит; 3 – латит; 4 – кварцевый латит; 5 – трахидацит; 6 – трахириодацит; 7 – высокоглиноземистые VK-базальты и андезибазальты; 8 – экструзии и субвулканические тела.

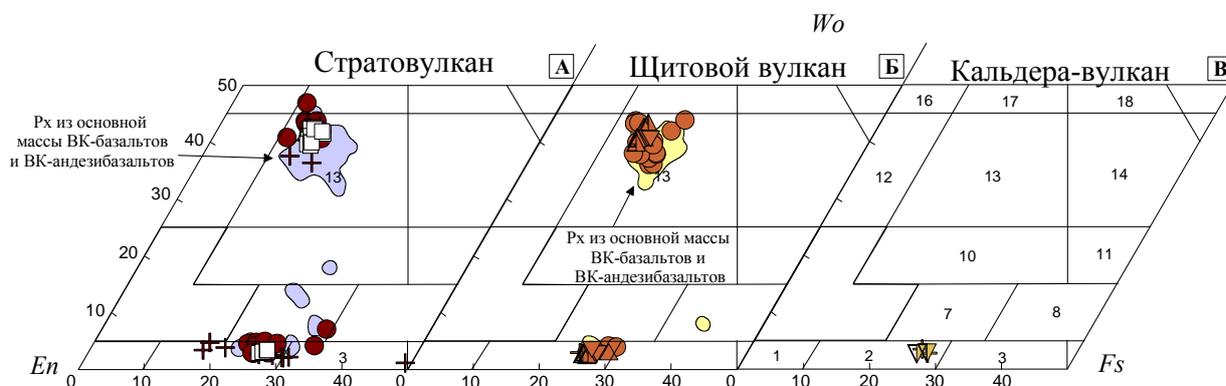


Рис. 3.4. Диаграмма *En-Wo-Fs* для фенокристаллов пироксена из пород стратовулкана (А), щитового вулкана (Б) и кальдеры-вулкана (В).

Поля составов пироксенов (по Дир и др., 1965): 1 – энстатит, 2 – бронзит, 3 – гиперстен, 7 – Mg-пижонит, 8 – пижонит, 10 – субкальцевый авгит, 11 – субкальцевый ферроавгит, 12 – эндиопсид, 13 – авгит, 14 – ферроавгит, 16 – диопсид, 17 – салит, 18 – ферросалит.

Условные обозначения на рис. 3.3.

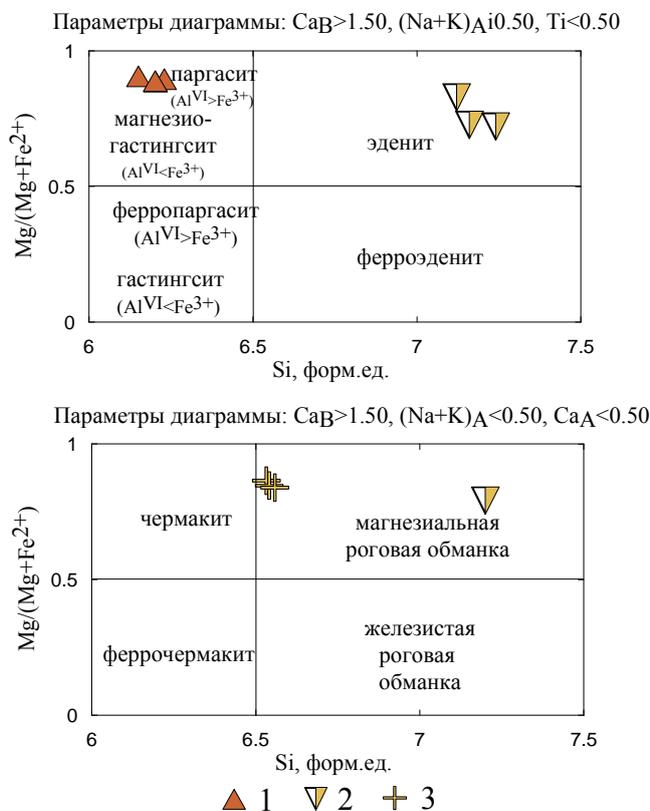


Рис. 3.5. Диаграмма *Si-Mg/(Mg+Fe²⁺)* (по Номенклатура амфиболов..., 1997) для амфиболов из пород щитового вулкана и кальдеры-вулкана Уксичан (N₂).

Условные обозначения: 1 – латиты щитового вулкана Уксичан (N₂); 2 – трахириодациты и экструзии ВК-дацитов кальдеры-вулкана (N₂).

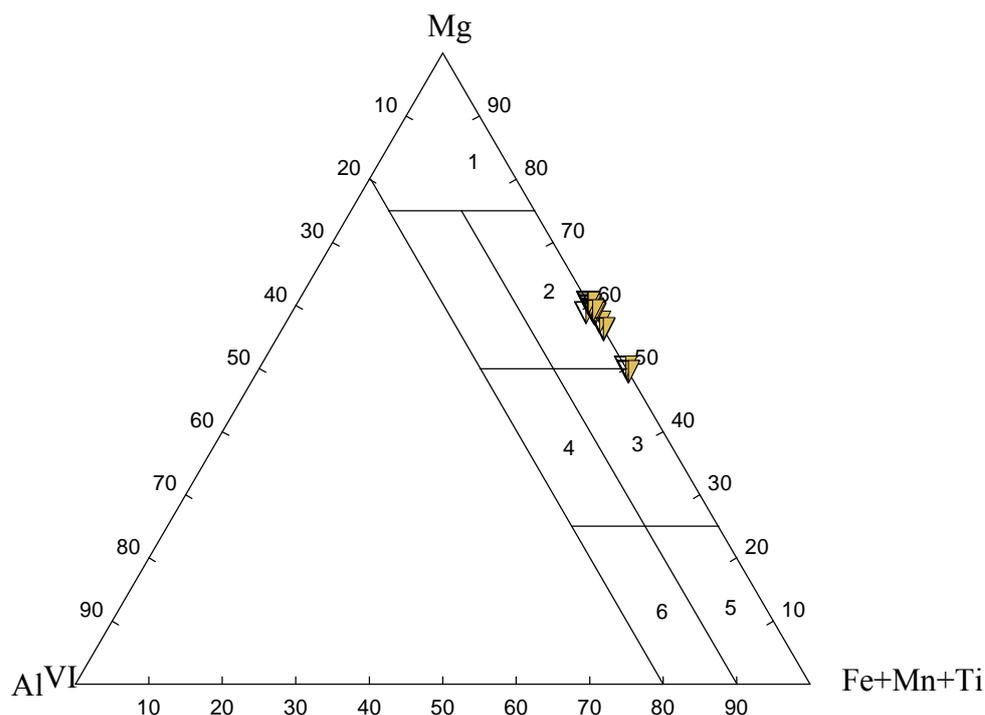


Рис. 3.6. Диаграмма Al^{VI} -Mg-Fe+Mn+Ti (по Владыкину, 1983) для слюд из трахириодацитов кальдеры-вулкана Уксихан (N_2).

Поля составов: 1 – флогопиты, 2 – железистые флогопиты, 3 – магнезиальные анниты, 4 – магнезиальные сидерофиллиты, 5 – анниты, 6 – сидерофиллиты.

некоторых образцах наблюдаются мелкие кристаллы биотита шестоватой формы.

Фенокристаллы *плаггиоклаза* (1 мм, редко 3мм) характеризуются прямой зональностью, с вариацией составов от $An_{41-32} Or_{4-7}$ в центре, до $An_{31} Or_7$ - в краевой зоне. Таблитчатые кристаллы отличаются нормальным погасанием; округлые, преобладающие – волнистым. *Клинопироксен* и *ортопироксен* представлены небольшим количеством кристаллов размером до 0.5 мм. *Титаномагнетит* (TiO_2 6.19 мас.%) образует небольшие шестоватые и ксеноморфные кристаллы. Гломеропорфировые сростки представлены ассоциацией $Srx+Pl$.

Основная масса состоит из вулканического стекла с редкими микролитами *плаггиоклаза* среднего и кислого составов, а также *Na-санидина* ($An_4 Or_{48}$) и *титаномагнетита*. Структура – *витрофировая*.

Трахирриодациты. Текстура пород флюидальная, пористая. Структура – редкопорфировая. Во вкрапленниках встречаются биотит, амфибол, плагиоклаз, единичные кристаллы титаномагнетита и клинопироксена, ортопироксена.

Слюда (<0.5 мм, редко до 2 мм) (см. Приложение 6) по составу отвечает железистому флогопиту и реже – магнезиальному анниту (рис. 3.6). Фенокристаллы *амфибола* (1-2 мм) (см. Приложение 5) представлены эденитом и магнезиальной роговой обманкой (рис. 3.5). Вкрапленники *плагиоклаза* андезинового ($An_{37-30} Or_{5-6}$) и олигоклазового ($An_{24} Or_9$) составов обрастают калинатровым полевым шпатом (Na-санидина $An_4 Or_{42-51}$). Фенокристаллы темноцветных минералов представлены *клино-* и *ортопироксенами* (0.5 мм, редко 1 мм). Оропироксены по составу отвечают бронзиту ($Wo_3 En_{72-70} Fs_{26-27}$). *Титаномагнетиты* (TiO_2 10.64 мас.%) образуют, в основном, небольшие шестоватые и ксеноморфные кристаллы. Встречаются в виде включений в пироксенах и плагиоклазах.

Основная масса состоит из вулканического стекла с редкими микролитами андезина ($An_{46-41} Or_{4-6}$), анортоклаза ($An_{18} Or_{15}$), Na-санидина ($An_7 Or_{39}$), санидина ($An_2 Or_{93}$), титаномагнетита (TiO_2 13.95 мас.%), авгита ($Wo_{44-40} En_{42-43} Fs_{15-18}$), бронзита ($Wo_3 En_{70} Fs_{27}$), ильменита, биотита. Структура– витрофировая.

3.4. Поздние щитообразные вулканические постройки (Q₃)

Базальты, андезибазальты и андезиты поздних щитообразных построек характеризуются порфировой структурой и, преимущественно, гиалопилитовой основной массой.

Базальты. Среди минералов-вкрапленников преобладает *плагиоклаз* (до 1 мм), отвечающий по составу лабрадору (центр – $An_{69-51} Or_1$, край $An_{60-50} Or_{1-2}$) (рис. 3.8 А). Встречаются редкие кристаллы с резорбированными краевыми зонами.

Идиоморфные кристаллы *оливина* (гортонолита), размером до 1 мм, обычно слабозональные (центр – Fe_{78-63} , край – Fe_{77-63}) (см. Приложение 3). В оливинах (Fe_{78}) отмечены включения плагиоклаза ($An_{59} Or_1$). Некоторые вкрапленники оливина (Fe_{76-62}) обрастают каймой Mg-пижонита ($Wo_{7-8} En_{66-59} Fs_{27-33}$) и авгита ($Wo_{39-34} En_{47-45} Fs_{14-21}$).

Фенокристаллы *клинопироксена* (рис. 3.9 А) (до 1 мм), характеризующиеся прямой зональностью (например, центр – $Wo_{37} En_{48} Fs_{15}$, край – $Wo_{38} En_{43} Fs_{19}$), представлены в основном авгитом (центр – $Wo_{38-39} En_{49-46} Fs_{13-15}$, край – $Wo_{38} En_{49-43} Fs_{13-19}$).

Ортопироксен (до 1 мм) (бронзит $Wo_4 En_{75} Fs_{21}$) и *титаномагнетит* распространены незначительно.

Присутствие гломеропорфировых сростков $Ol+TiMgt$, $Ol+Pl+Cpx$, $Ol+Cpx$ свидетельствует о совместной кристаллизации минералов.

Основная масса – гиалопилитовая, состоит из вулканического стекла с микролитами лабрадора ($An_{56-53} Or_2$), авгита ($Wo_{34} En_{47} Fs_{19}$), Mg-пижонита ($Wo_{7-9} En_{65-62} Fs_{28-29}$) и незначительной примесью рудного минерала (TiO_2 17.05-18.84 мас.%).

Андезибазальты. Преобладающим минералом-вкрапленником является *плагиоклаз* (до 0.5 мм, редко 1 мм), состав которого меняется от битовнита (центр – $An_{81-74} Or_0$, край $An_{72-57} Or_{1-2}$) до лабрадора (центр – $An_{66} Or_1$).

Состав *оливина* (гортонолит, размером до 1 мм) колеблется от Fe_{78-67} в ядре, до Fe_{71-67} – в краевых зонах. Важно отметить присутствие в оливине, в виде включений $Cr-TiMgt$ (TiO_2 2.36-5.03 мас.%, Cr_2O_3 23.29-22.25 мас.%) Fe_{78} (рис. 3.7).

Пироксены (0.5-1 мм) представлены *ромбическими* (бронзит $Wo_{4-5} En_{72-69} Fs_{23-26}$) и *моноклинными* (авгит, центр – $Wo_{35-32} En_{47-49} Fs_{17-19}$, край – $Wo_{34} En_{46} Fs_{20}$) разностями. Ядра вкрапленников более магниальные, чем краевые зоны (см. Приложение 2).

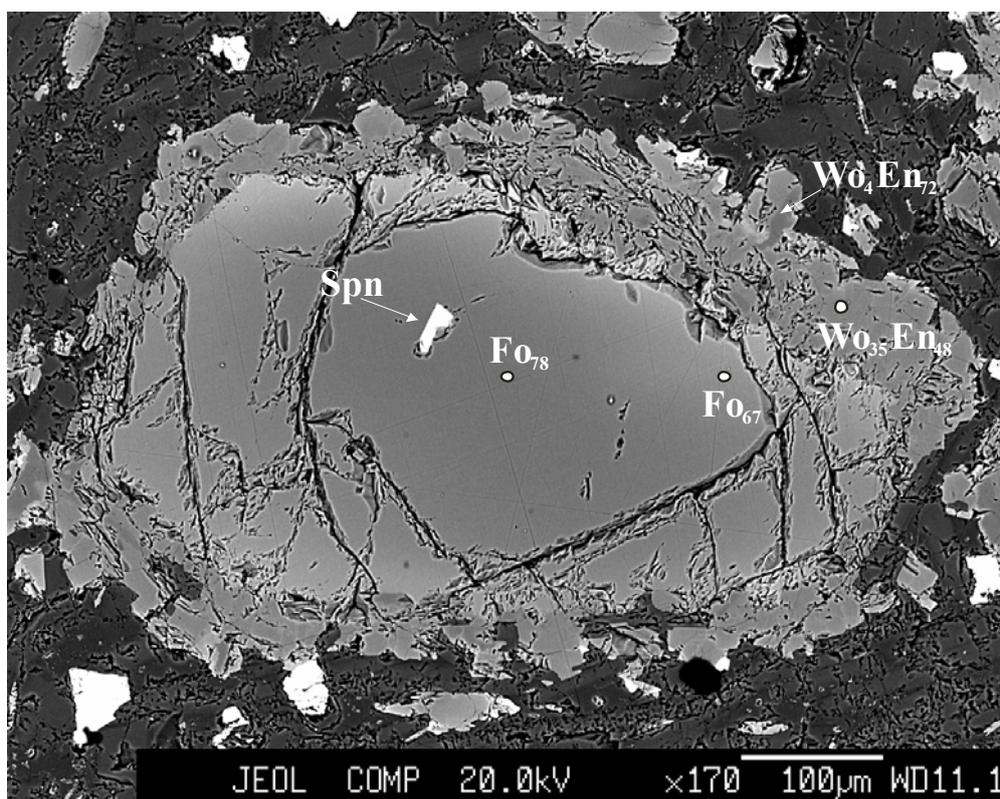


Рис. 3.7. Вкрапленник оливина, обрастающий каймой пироксена в андезибазальтах поздних щитообразных вулканических построек (обр. ES-887). Прибор JXA-8100.

Таблица 3.3.

Химический состав минералов (обр. ES-887).

Минерал Фаза	Fo		Срх	Орх	Spn
	Φ _ц	Φ _{кр}	К	К	ВК
SiO ₂	38.3	36.54	51.81	53.67	
TiO ₂			0.4	0.37	2.36
Al ₂ O ₃			1.91	1.04	13.82
FeO*	19.48	28.54	10.3	14.93	49.52
MnO	0.34	0.42		0.33	
MgO	40.04	33.02	16.82	26.18	6.34
CaO		0.31	16.95	2.25	
Cr ₂ O ₃					23.29
Сумма	98.16	98.84	98.19	98.77	95.33
Fo/Wo	78	67	35	4	
Fa/En	22	33	48	72	
Tf/Fs	0	0	17	24	

Агрегаты мелких кристаллов Mg-пижонита (Wo₅₋₁₅ En₆₉₋₅₉ Fs₂₅₋₂₈), авгита (Wo₃₅₋₃₆ En₄₈₋₄₇ Fs₁₇₋₁₈), реже пижонита (Wo₉ En₄₉ Fs₄₂) и бронзита (Wo₄ En₇₂ Fs₂₄) образуют реакционные каймы вокруг фенокристаллов оливина.

Вкрапленники ортопироксена обрастаются каймой, состоящей из мелких кристаллов клинопироксена (авгит $Wo_{32-38} En_{50-41} Fs_{18-25}$).

Титаномагнетит (< 0.5 мм, TiO_2 15.06-16.72 мас.%) образуется в небольшом количестве (см. Приложение 4).

Основная масса – гиалопилитовая, состоит из вулканического стекла с микролитами лабрадора ($An_{69-54} Or_{1-2}$), андезина ($An_{49-44} Or_3$), бронзита ($Wo_{4-5} En_{72-71} Fs_{24-25}$), пижонита ($Wo_{8-10} En_{55-44} Fs_{37-46}$) и незначительной примесью рудного минерала (TiO_2 14.86-17.96 мас.%).

Андезиты. Фенокристаллы *плагиоклазов* (< 1 мм) представлены лабрадором (центр – $An_{64} Or_1$, край $An_{51} Or_2$) (рис. 3.8 А). Иногда вкрапленники минерала ($An_{51} Or_2$) образуют гломеропорфировые срастания с бронзитом ($Wo_4 En_{70} Fs_{26}$).

Вкрапленники *ортопироксена* (< 1 мм, бронзит, центр – $Wo_3 En_{79} Fs_{18}$, край – $Wo_4 En_{69} Fs_{27}$) характеризуются прямой зональностью, с закономерным снижением содержанием оксида магния от центра к краю зерна (см. Приложение 2). Реакционные взаимоотношения фенокристаллов бронзита ($Wo_4 En_{78-71} Fs_{19-24}$) с основной массой иногда выражены в виде каймы, состоящей из мелких зерен авгита ($Wo_{37-31} En_{46-45} Fs_{17-24}$) (рис. 3.9 А).

Состав центральных зон редких кристаллов *оливина* (0.5 мм) колеблется в пределах Fo_{79-70} . Важно отметить присутствие в оливине (Fo_{70-78}) включений Cr-TiMgt (TiO_2 2.95-6.6 мас.%, Cr_2O_3 19.35-9.08 мас.%).

Фенокристаллы *клинопироксена* (< 1 мм, авгит, центр – $Wo_{37} En_{50} Fs_{13}$, край – $Wo_{36} En_{46} Fs_{18}$), также имеют прямую зональность. Мелкие кристаллы Mg-пижонита ($Wo_7 En_{66} Fs_{26}$) и бронзита ($Wo_5 En_{68} Fs_{27}$) образуют кайму вокруг фенокристаллов оливина (Fo_{79}) (рис. 3.7).

Титаномагнетит (< 0.5 мм) распространен в небольшом количестве.

Присутствие в породах гломеропорфировых сростков Pl+Orх, Ol+Crх позволяет предположить совместную кристаллизацию минералов.

Основная масса – гиалопилитовая, состоит из вулканического стекла с микролитами лабрадора ($An_{57-51} Or_{3-2}$), рудного минерала, бронзита ($Wo_{3-4} En_{80-69} Fs_{17-27}$) и клинопироксена.

3.5. Ареальные конуса (Q₄)

Среди вулканогенных образований ареальных конусов преобладают редкопорфировые базальты и андезибазальты с гиалопилитовой основной массой. Преобладающим минералом-вкрапленником является оливин; субфенокристаллы плагиоклаза и клинопироксена встречаются в небольшом количестве. Крупные выделения рудного минерала отсутствуют.

Идиоморфные фенокристаллы *оливина* (до 1 мм, редко 2-3 мм) (см. Приложение 3) по составу отвечают форстериту (Fo_{84-81}). При этом наиболее железистые кристаллы (Fo_{53-66}) встречаются в виде включений в клинопироксенах (авгит $Wo_{42-43} En_{41-42} Fs_{16}$).

Вкрапленники *клинопироксена* (авгит, ~ 1 мм, редко 2-3 мм) варьируют по составу от $Wo_{37} En_{47} Fs_{16}$ в центральных зонах до $Wo_{32} En_{42} Fs_{26}$ в краевых.

Включения Cr-TiMgt наблюдаются в оливине (Fo_{84}) и клинопироксене ($Wo_{45} En_{44} Fs_{12}$). Они обедняются Cr_2O_3 , но обогащаются TiO_2 при изменении состава минерала-хозяина и росте кремнекислотности пород (см. Приложение 4).

Вкрапленники нерезорбированного *плагиоклаза* (до 1 мм) по составу варьируют от $An_{84-76} Or_{0-1}$ (битовнита) в центральных зонах до $An_{75-52} Or_{1-2}$ (битовнит-лабрадора) в краевых (рис. 3.8 Б).

Фенокристаллы оливинов и пироксенов часто образуют гломеропорфировые сростки.

Основная масса – гиалопилитовая, состоит из вулканического стекла с микролитами битовнита ($An_{72-70} Or_{1-0}$), лабрадора $An_{68-67} Or_{0-1}$), андезина (An_{45-

30 Or₃₋₅), титаномагнетита (TiO₂ 7.49 мас.%), авгита (Wo₃₆₋₄₁ En₄₇₋₄₄ Fs₁₆₋₁₅), гортонолита (Fo₆₅₋₅₁).

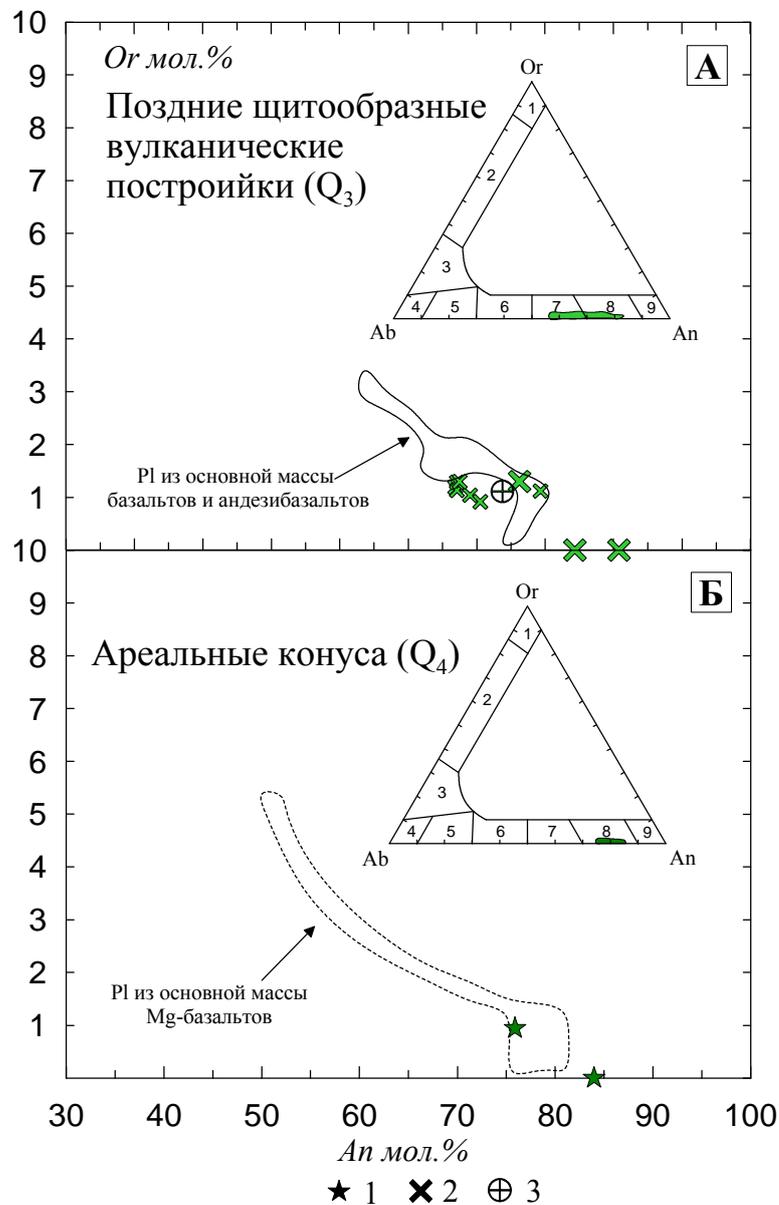


Рис. 3.8. Диаграммы An-Or для фенокристаллов плагиоклаза из пород (А) поздних щитообразных вулканических построек (Q₃) и (Б) ареальных конусов (Q₄).

На врезках поля составов Pl см. на рис. 3.3.

Условные обозначения: 1 – Mg-базальт; 2 – базальт, андезибазальт; 3 – андезит.

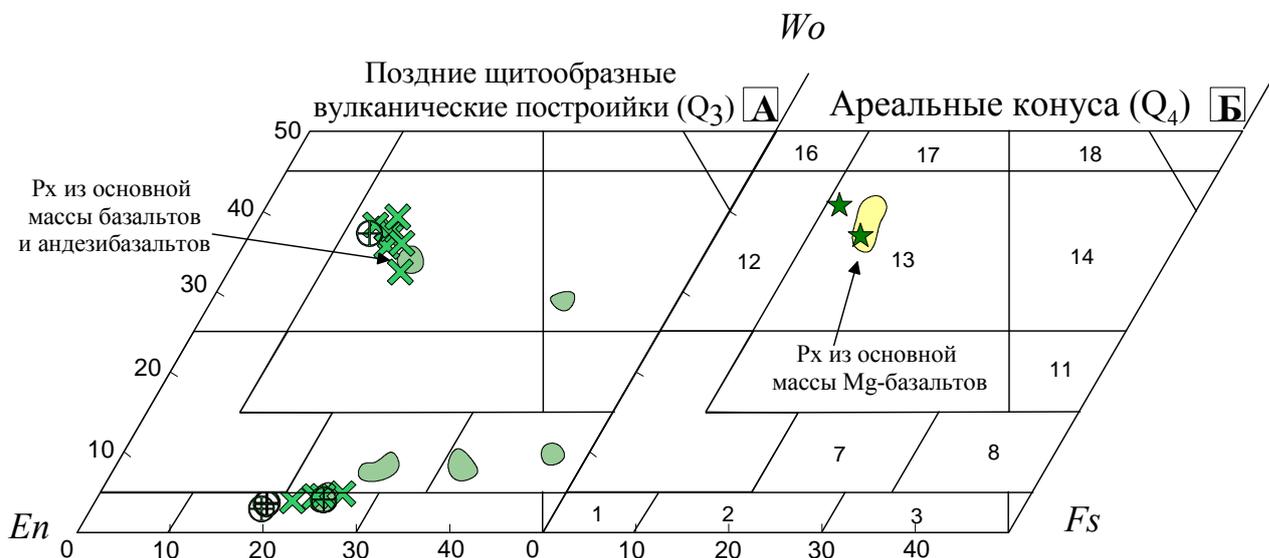


Рис. 3.9. Диаграмма *En-Wo-Fs* для фенокристаллов пироксена в породах (А) поздних щитообразных вулканических построек (Q_3) и (Б) ареальных конусах (Q_4).

Условные обозначения на рис. 3.8.

Поля составов пироксенов (по Дир и др., 1965) см. на рис. 3.4.

Гломеропорфировые сростания микролитов Pl ($An_{70} Or_0$), Ol ($Fo_{52,58}$) и Crx (авгит $Wo_{38} En_{47} Fs_{16}$) в основной массе базальтов свидетельствует об их совместной кристаллизации на последней стадии застывания расплава.

3.6. Выводы

Породы стратовулкана Уксичан (N_2) характеризуются последовательной сменой парагенезисов от Pl+Ol+Crx±TiMgt±Orx в ВК-базальтах до Pl+Orx+Crx±TiMgt±Ol в ВК-андезитах. Высокоглиноземистые ВК-андезиобазальты не отличаются от умеренноглиноземистых пород по набору и составу минералов-вкрапленников. Например, плагиоклазы в тех и других породах варьируют по составу от An_{85-51} до An_{87-52} , соответственно.

Важной, не отмечаемой ранее, минералогической особенностью некоторых образцов ВК-базальтов, ВК-андезибазальтов и ВК-андезитов стратовулкана и ВК-андезибазальтов щитового вулкана Уксичан (N₂) являются гибридные парагенезисы фенокристаллов плагиоклазов и пироксенов, с прямой, обратной и ритмичной зональностями. Несмотря на различные типы зональности, составы минералов достаточно близки между собой. Это косвенно свидетельствует о происхождении гибридных ассоциаций в результате сложного процесса кристаллизационной дифференциации единой родоначальной магмы в периферических магматических очагах – периодического взламывания частично раскристаллизованных участков вблизи холодных контактов новыми порциями расплавов из питающей системы или внутренних частей очага.

Породы щитового вулкана и кальдера-вулкана Уксичан (N₂) отличаются от лав стратовулкана более продвинутой степенью дифференциации и присутствием в парагенезисе водных минералов. Ассоциация минералов-вкрапленников изменяется от Pl+Cpx+TiMgt±Opx±Amp±Bi в латитах, Pl+TiMgt+Cpx±Opx в кварцевых латитах и трахидацитах щитового вулкана (N₂), до Bi+Amp+Pl+TiMgt±Cpx в ВК-дацитах и Pl+Cpx+Opx+TiMgt в трахидацитах кальдеры-вулкана.

Позднеплейстоцен-голоценовые лавы отличаются от пород плиоценового этапа менее дифференцированными сериями пород, составами породообразующих минералов-вкрапленников и отсутствием гибридных минеральных ассоциаций. Важной особенностью лав поздних щитообразных вулканических построек является присутствие фенокристаллов оливинов от базальтов до андезитов, а также наличие включений Cr-TiMgt в оливинах из андезибазальтов (Fo₇₈) и андезитов (Fo₇₀₋₇₈). По характеру сростков и включений предполагает следующий порядок кристаллизации: Ol±Px→Ol+Px+Pl±TiMgt.

Доминирующий характер оливина в составе минералов-вкрапленников отличает базальты ареальных конусов от близких по кремнекислотности

пород плиоценового и позднеплейстоценового этапов. По характеру сростков и включений предполагается следующий порядок кристаллизации:
 $Ol \pm Px \rightarrow Ol + Px \pm Pl \pm TiMgt.$

Глава 4. ГЕОХИМИЯ ПОРОД И ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА УКСИЧАН

4.1. Классификация и номенклатура пород

Использование в главах 2 и 3 наименований пород вулкана Уксичан и других вулканических сооружений его территории, требует некоторых пояснений.

В настоящее время существуют различные взгляды на условия и возможность использования тех или иных названий вулканических пород на основании минералогических и петрохимических признаков. Для того чтобы избежать неопределенностей, за основу классификации приняты положения Петрографического кодекса России (2009) с учетом предложений Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного геологического союза (МК, International Union of Geological Sciences Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks) (2002). Далее при описании типов пород и принадлежности к тем или иным этапам развития вулканического центра мы используем следующие сокращения: ПК – Петрографический кодекс России; МК - Международный геологический союз; СВ – стратовулкан Уксичан (N₂); ЩВ – щитовой вулкан Уксичан; КВ – кальдера-вулкан Уксичан; ПП – поздние щитообразные вулканические постройки; АК – ареальные конуса; ВК – высококалиевые породы; Mg – высокомагнезиальные породы; Al – высокоглиноземистые породы.

Породы вулканического центра Уксичан по составу соответствуют петрохимическим сериям нормальной и умеренной щелочности. Согласно принятым в данной работе классификационным признакам в наименования пород постройки внесены изменения, несколько отличающиеся от используемой номенклатуры предыдущих исследователей: А.Б. Перепелов (1989), В.С. Антипин с соавторами (1987), Н.В. Огородов с соавторами (1967, 1972), В.Н. Скороходов (1976, 1979), Ю.М. Стефанов и Б.И. Широкий (1980), Э.И. Пополитов и О.Н. Волынец (1981), О.Н. Волынец с соавторами

(1986). Лавы нормальной щелочности представлены здесь в основном Mg-базальтами, базальтами, андезибазальтами и андезитами плейстоцен-голоценовых построек. В ряд вулканитов умеренной щелочности включены такие породы, как ВК-базальты, ВК-андезибазальты, ВК-андезиты, ВК-дациты, латиты, кварцевые латиты, трахидациты, трахириодациты. Некоторые ВК-базальты и ВК-андезибазальты относятся к породам нормальной щелочности. Кроме указанных пород, среди вулканитов умеренной щелочности, вслед за А.Б. Перепеловым (1989), выделяются высокомагнезиальные ВК-базальты и высокоглиноземистые ВК-андезибазальты. Классификационные петрохимические и минералогические характеристики приведены в таблице 4.1.

Ниже дается обоснование принятой классификации, и приводятся главные характеристики выделенных типов пород вулканического центра.

Классификация пород вулканического центра Уксичан по Петрографическому кодексу России (2009):

1) **ВК-базальт** (СВ, ЩВ, КВ) – ряд нормально-, умереннощелочной, SiO_2 47-52 мас.%, серия высококалиевая (K_2O 1.14-2.28 мас.%), минералы вкрапленники: Pl, Ol, Срх, Орх, TiMgt. На классификационной диаграмме ПК (сумма щелочей к SiO_2) эти вулканиты попадают в поля *ВК-базальтов*, *трахибазальтов* и *абсарокитов*. Согласно рекомендации ПК, данную группу пород необходимо классифицировать как ВК-базальты. Породы не могут называться *трахибазальтами*, т.к. имеют более низкие содержания TiO_2 (ПК - 2-4 мас.%, Уксичан - ~1 мас.%), высокие содержания СаО (ПК - 6-8 мас.%, Уксичан - 8.87-10.11 мас.%) и отличаются присутствием Орх во вкрапленниках (ПК - Срх, Ol, Pl, Hbl).

Вулканиты не могут классифицироваться как *абсарокиты*, т.к. содержат плагиоклаз во вкрапленниках (фенокристаллы по ПК - Срх, Ol ± Vt). По определению ПК абсарокиты относятся к калиевому ряду щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$), тогда как вулканиты Уксичана – к калиево-натриевому (стратовулкан $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.59-2.78$).

**Номенклатура и классификационные характеристики пород
вулкана Уксичан.**

Характеристики	SiO ₂ (мас. %)	K ₂ O+Na ₂ O (мас. %)	Na ₂ O/K ₂ O	Минералы-крапленники
Плиоценовый этап				
ВК-базальт (СВ, ЩВ)	49.13-52.09	3.87-5.71	1.59-2.78	Pl, Ol, Cpx, Opх, TiMgt
Mg-ВК-базальт (СВ)	49.50-49.75	4.45-4.83	1.12-1.25	Ol, Cpx
ВК-андезибазальт (СВ, ЩВ)	51.87-56.15	4.69-6.22	1.19-2.26	Pl, Cpx, Opх, Ol, TiMgt
Al-ВК-базальты и андезибазальт (СВ, ЩВ)	51.55-55.10	5.22-6.37	1.21-1.72	Pl, Cpx, Ol, TiMgt, Opх
ВК-андезит (СВ)	56.39-60.30	6.38-7.09	0.84-1.76	Pl, Opх, Cpx, TiMgt.
Латит (ЩВ)	56.31-62.53	7.16-8.62	0.85-1.57	Pl, Cpx, TiMgt, Opх, Amp, Bi
Кварцевый латит (ЩВ)	61.03-62.80	8.51-9.82	0.69-1.21	Pl, TiMgt, Cpx, Opх
ВК-дацит (КВ)	63.64-67.20	6.28-7.65	1.08-1.55	Bi, Amp, Pl, TiMgt
Трахидацит (ЩВ, КВ)	62.60-67.03	9.19-10.43	0.69-1.03	Pl, TiMgt, Cpx, Opх
Трахиродацит (КВ)	67.55-69.12	9.55-11.21	0.75-1	Bi, Amp, Pl, TiMgt, Cpx, Opх
Позднеплейстоцен-голоценовый этап				
Mg-базальт (АК)	48.79-51.21	3.09-4.23	2.56-3.30	Ol, Cpx, Pl
Базальт (ПП)	50.45-52.26	3.98-4.36	2.49-3.74	Pl, Ol, Cpx, Opх, TiMgt
Андезибазальт (ПП, АК)	52.69-56.72	4.04-5.44	2.03-3.04	Pl, Ol, Cpx, Opх, TiMgt
Андезит (ПП)	57.20-57.70	5.22-5.53	1.68-2.41	Pl, Cpx, Opх, Ol, TiMgt

Принятые сокращения: ПК – Петрографический кодекс России; МК – Международного геологического союза; СВ – стратовулкан Уксичан (N₂); ЩВ – щитовой вулкан Уксичан; КВ – кальдера-вулкан Уксичан; ПП – поздние щитообразные вулканические постройки; АК- ареальные конуса; ВК – высококальциевые породы; Mg – высокомагнезиальные породы; Al – высокоглиноземистые породы.

2) ***ВК-андезибазальт*** (СВ, ЩВ, КВ) – ряд нормально-, умереннощелочной, SiO₂ 52-57 мас.%, серия высококалиевая (K₂O 1.44-2.71 мас.%), минералы вкрапленники: Pl, Ol, Cpx, Opx, TiMgt. Данная группа пород на классификационной диаграмме ПК (сумма щелочей к SiO₂), попадает в поля *ВК-андезибазальтов, трахиандезибазальтов и шошонитов*. Поскольку по петрохимическим и минералогическим характеристикам данные вулканиты представляют единую серию пород с ВК-базальтами, мы их классифицируем как ВК-андезибазальты. Кроме того, согласно ПК, *шошониты* характеризуются породами калиевого ряда (Na₂O/K₂O<0.6), тогда как породы стратовулкана (Na₂O/K₂O=1.40-1.94) и щитового вулкана (Na₂O/K₂O=1.19-2.26) представлены калиево-натриевыми составами.

3) ***Al-ВК-базальт и андезибазальт*** (СВ, ЩВ) – это ВК-базальт и андезибазальт с высокими содержаниями Al₂O₃ 18.78-19.74 мас.%, при низких концентрациях MgO 2.36-3.63 мас.% (ВК-базальты – Al₂O₃ 19.41 мас.%, MgO 3.63 мас.%, ВК-андезибазальты – Al₂O₃ 18.78-19.74 мас.%, MgO 2.36-3.56 мас.%), минералы вкрапленники: Pl, Cpx, Ol, TiMgt, Opx. В данной работе высокоглиноземистые породы стратовулкана и щитового вулкана Уксичан описываются совместно.

4) ***ВК-андезит*** (СВ) – ряд умереннощелочной, SiO₂ 56-64 мас.%, серия высококалиевая (K₂O 2.31-3.74 мас.%), минералы вкрапленники: Pl, Opx, Cpx, TiMgt.

Данная группа пород на классификационной диаграмме ПК сумма щелочей к SiO₂, попадает в поля *ВК-андезитов, трахиандезитов и банакитов*. Поскольку по петрохимическим и минералогическим характеристикам они представляют единую серию пород с ВК-базальтами и ВК-андезибазальтами, мы их классифицируем как ВК-андезиты. Вулканиты андезитового состава на диаграмме K₂O-SiO₂ (рекомендованного ПК) попадают в поле высококалиевых пород, однако не могут быть отнесены к *банакитам* (ПК Na₂O/K₂O<0.6) поскольку отличаются калиево-натриевой спецификой (стратовулкан Na₂O/K₂O=0.84-1.76).

5) **Латит** (ЩВ) – ряд умереннощелочной, SiO₂ 54-59 мас.%, серия высококалиевая (K₂O 3.08-4.66 мас.%), минералы вкрапленники: Pl, Срх, TiMgt, Орх, Amp, Vi. Породы андезитового состава на классификационной диаграмме ПК (сумма щелочей к SiO₂), попадают в поля *латитов*, *ВК-андезитов*, *банакитов*. Данные вулканиты мы выделяем из группы *ВК-андезитов*, поскольку от пород высококалиевой серии они отличаются значительно более высокими суммами щелочей (ВК-андезиты Na₂O+K₂O=6.38-7.09, латиты Na₂O+K₂O=7.16-8.62). Также по отношениям щелочей эти породы не могут классифицироваться как *банакиты* (ПК Na₂O/K₂O<0.6), т.к. имеют калиево-натриевую специфику (щитовой вулкан Na₂O/K₂O=0.85-1.57).

6) **Кварцевый латит** (ЩВ) – ряд умереннощелочной, SiO₂ 58-63 мас.%, серия высококалиевая (K₂O 3.94-5.33 мас.%), минералы вкрапленники: Pl, TiMgt, Срх, Орх. Кварцевые латиты – являются переходными по кремнекислотности и сумме щелочей между латитами и трахидацитами. Соответствуют нормам ПК.

7) **ВК-дацит** (КВ) – ряд нормально-, умереннощелочной, SiO₂ 65-68 мас.%, серия высококалиевая (K₂O 2.47-3.66 мас.%), минералы вкрапленники: Vi, Amp, Pl, TiMgt.

Поскольку вулканиты дацитового состава на диаграмме K₂O-SiO₂ (рекомендованного ПК) попадают в поле высококалиевых пород и, по-видимому, являются одной из заключительных ветвей эволюции ВК-серии, мы называем их ВК-дацитами.

8) **Трахидацит** (ЩВ, КВ) – ряд умереннощелочной, SiO₂ 61-69 мас.%, серия высококалиевая (K₂O 4.63-5.98 мас.%), минералы вкрапленники: Pl, TiMgt, Срх, Орх. Данная группа пород на классификационной диаграмме ПК сумма щелочей к SiO₂, попадает в поля трахидацитов и трахитов. Поскольку в породах вулкана не отмечено присутствие КПШ, характерного для трахитов, а также из-за близких

химических и минералогических составов, породы трахидацитов и трахитов отнесены в одну группу – трахидацитов, что не противоречит ПК.

9) **Трахириодацит** (КВ) - ряд умереннощелочной, щелочной, SiO₂ 67-73 мас.%, серия высококалиевая (K₂O 4.77-6.39мас.%), минералы вкрапленники: Вi, Amp, Pl, TiMgt, Срх, Орх. Данная группа пород на классификационной диаграмме ПК (сумма щелочей к SiO₂), попадает в поля трахириодацитов и щелочных риодацитов. Поскольку, породы вулкана, представлены калиево-натриевым типом щелочности, а также из-за близкого химического и минералогического составов, породы трахириодацитов и щелочных риодацитов отнесены в одну группу – трахириодацитов, что не противоречит ПК.

10) **Мг-базальт** (АК) – ряд нормальной щелочности, SiO₂ 45-52 мас.%, MgO 7-9.07 мас.%, минералы вкрапленники: Ol, Срх, Pl.

11) **Базальт** (ПП) – ряд нормальной щелочности, SiO₂ 47-52 мас.%, <MgO 7, минералы вкрапленники: Pl, Ol, Срх, Орх, TiMgt.

12) **Андезибазальт** (ПП) – ряд нормальной щелочности, SiO₂ 52-57 мас.%, минералы вкрапленники: Pl, Ol, Срх, Орх, TiMgt.

13) **Андезит** (ПП) – ряд нормальной щелочности, SiO₂ 56-63 мас.%, минералы вкрапленники: Pl, Срх, Орх, Ol, TiMgt.

Согласно выделенным этапам эволюции вулканического центра Уксичан и принятой номенклатуры типов пород, сформированных на этих этапах, далее приводятся результаты анализа вещественной эволюции вулкана.

4.2. Главные элементы

4.2.1. Вулкан Уксичан (N₂)

Поскольку плиоценовые вулканиты стратовулкана, щитового вулкана, кальдеры и внутрикальдерного экструзивного магматизма образуют, по существу, единые тренды на вариационных диаграммах, в дальнейшем они описываются совместно.

По содержанию SiO_2 плиоценовые вулканиты варьируют в широких пределах от 49 мас.% в породах стратовулкана до 69 мас.% в вулканитах кальдеры-вулкана (см. Приложение 7). По соотношениям $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 4.1) они относятся к умереннощелочному ряду. Исключение составляют некоторые ВК-базальты и ВК-андезибазальты стратовулкана и щитового вулкана, а также экструзий ВК-дацитов кальдеры-вулкана, фигуративные точки которых попадают в поле пород нормальной щелочности (рис. 4.1).

На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (рис. 4.2) все типы эффузивных плиоценовых вулканитов расположены в поле высококалиевой серии, за исключением ВК-базальтов и ВК-андезибазальтов стратовулкана и щитового вулкана, а также экструзий ВК-дацитов кальдеры, составы которых попадают на границу полей умеренно- и высококалиевой серий. При этом содержание K_2O в трахириодацитах этапа кальдерообразования увеличивается практически в 4 раз по сравнению с ВК-базальтами стратовулкана. Высокие содержания калия в средних и кислых породах отличают плиоценовые лавы вулкана Уксичан от молодых пород Срединного хребта, Центрально-Камчатской депрессии, Восточной и Южной Камчатки.

В соответствии с классификационной диаграммой $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (рис. 4.3), породы стратовулкана, щитового вулкана и кальдера-вулкана относятся к толеитовой серии, что, в целом, не характерно для более молодых эффузивов Срединного хребта. Составы ВК-андезитов субвулканических тел стратовулкана и ВК-дацитов кальдеры-вулкана располагаются преимущественно в известково-щелочном поле.

На вариационных диаграммах «петрогенные оксиды – MgO » (рис. 4.4) составы пород вулкана Уксичан формируют единый эволюционный ряд – ВК-базальты, ВК-андезибазальты, латиты, кварцевые латиты, ВК-дациты, трахидациты, трахириодациты, для которого свойственно закономерное снижение концентраций оксидов железа, кальция и глинозема и возрастание суммы щелочей и кремния при уменьшении магнезиальности пород. При

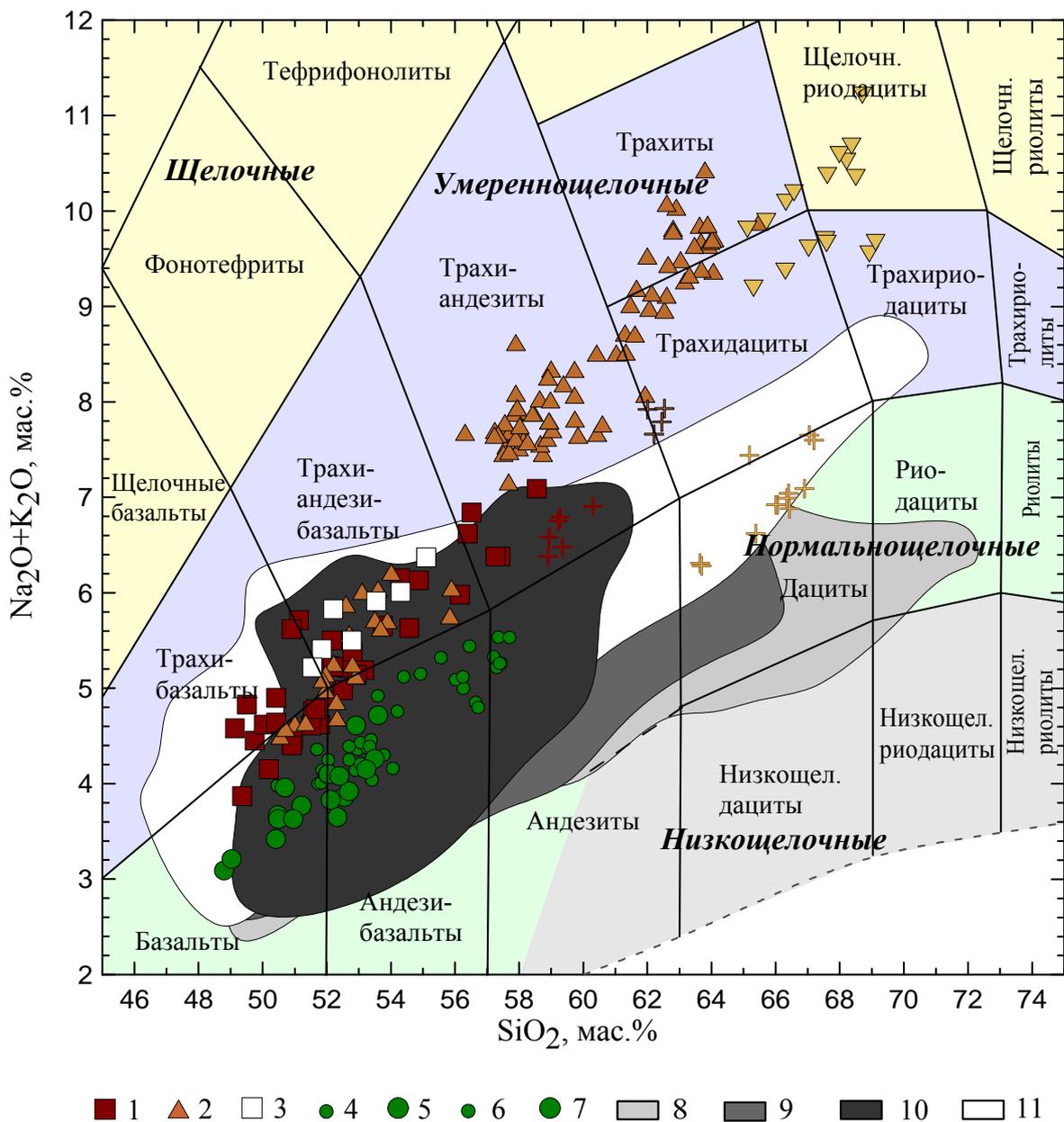


Рис. 4.1. Классификационная диаграмма $SiO_2-Na_2O+K_2O$ (Петрографический..., 2009) для пород вулканического центра Уксичан (N_2-Q_{3-4})

Условные обозначения: 1 – стратовулкан Уксичан (N_2); 2 – щитовой вулкан Уксичан (N_2); 3 – кальдера-вулкан Уксичан (N_2); 4 – высокоглиноземистые базальты и андезибазальты стратовулкана и щитового вулкана Уксичан (N_2); 5 – экструзии и субвулканические тела (N_2); 6 – поздние щитообразные вулканические постройки (Q_3); 7 – ареальные конуса (Q_4); 8 – вулканы Южной Камчатки, 9 – Восточной Камчатки, 10 – Центральной-Камчатской депрессии, 11 – Срединного хребта. При построении диаграммы были использованы данные, опубликованные в работах (Bindeman, Bailey, 1994; Churikova et al., 2001; Dorendorf et al., 2000a, 2000b; Dosseto et al., 2003; Duggen, 2007; Hochstaedter, 1996; Kepezhinskas et al., 1997; Kersting, Arculus, 1994; Saha et al., 2005; Volynets et al., 2010).

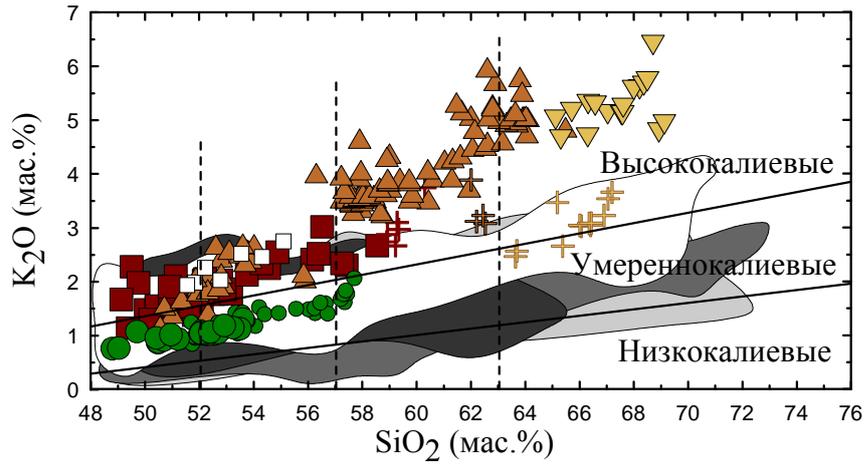


Рис. 4.2. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ (Петрографический..., 2009) для пород вулканического центра Уксичан ($N_2\text{-Q}_{3-4}$)
Условные обозначения см. рис. 4.1.

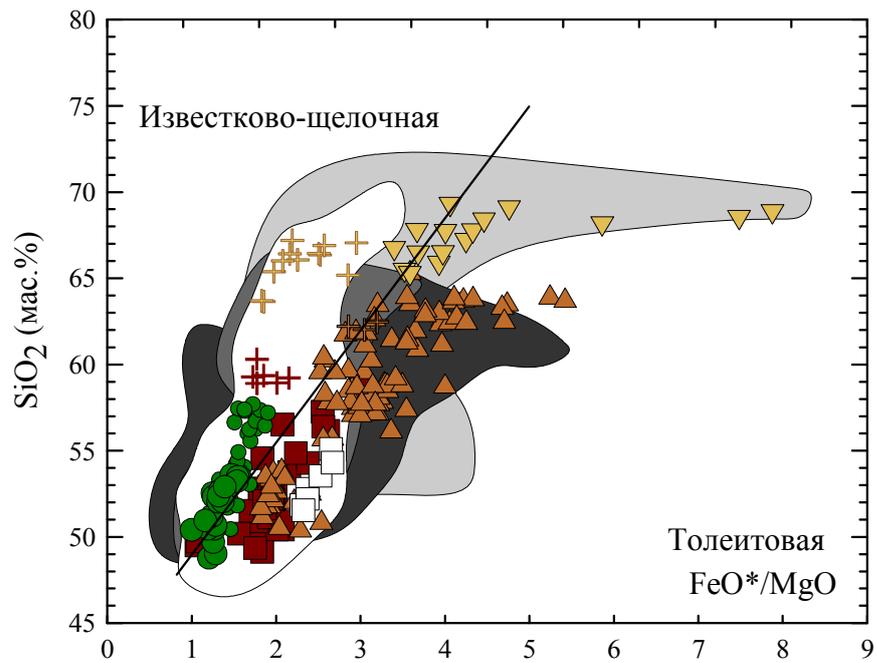


Рис. 4.3. Классификационная диаграмма $\text{FeO}^*/\text{MgO-SiO}_2$ (Myashiro, 1974) для пород вулканического центра Уксичан ($N_2\text{-Q}_{3-4}$)
Условные обозначения см. рис. 4.1.

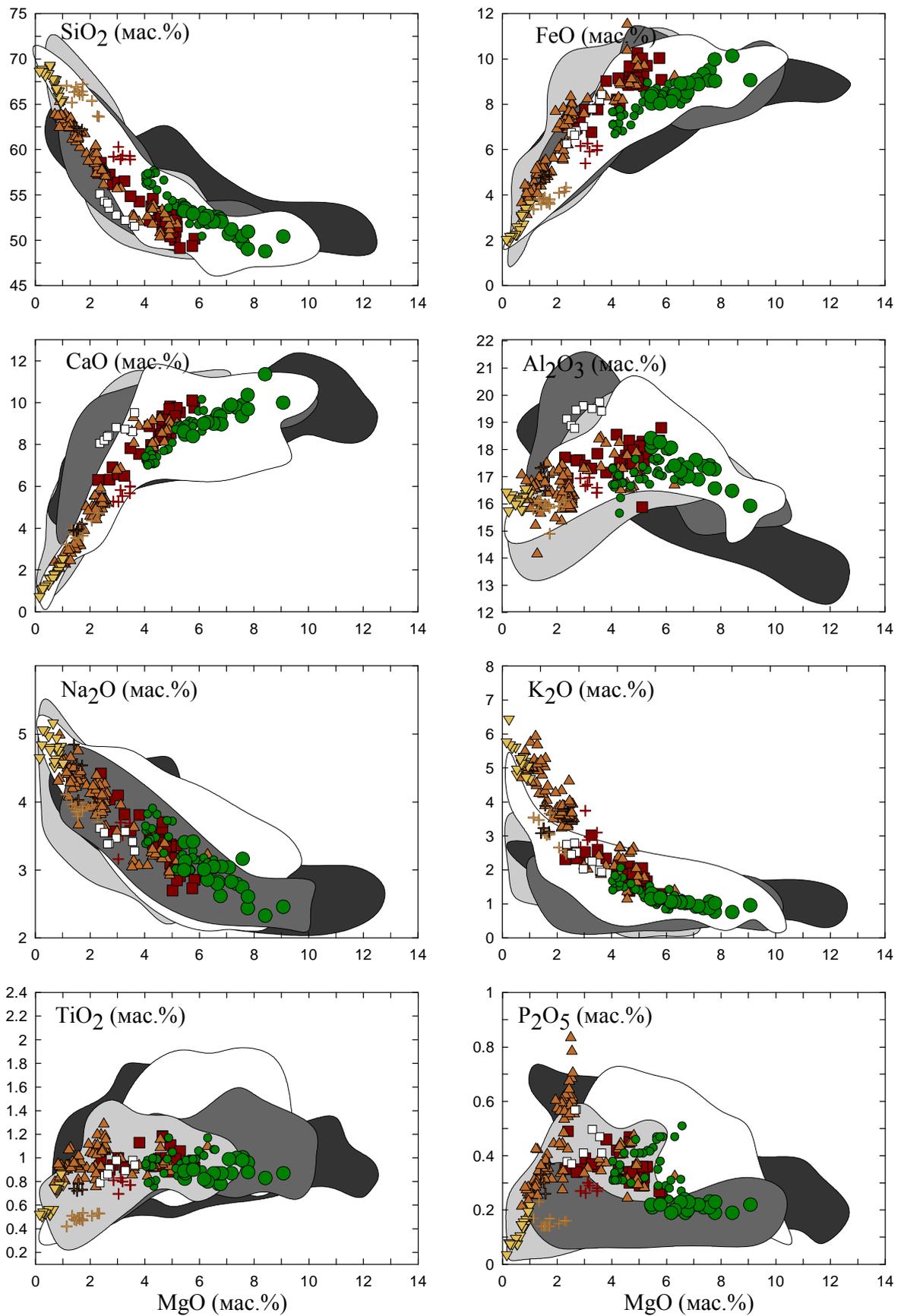


Рис. 4.4. Вариации содержаний петрогенных оксидов в зависимости от содержания MgO в породах вулканического центра Уксичан (N₂-Q₃₋₄)
Условные обозначения см рис. 4.1.

этом наиболее значительно варьируют концентрации Al_2O_3 и CaO (рис. 4.4). Горы с высоким содержанием глинозема (ВК-базальты, ВК-андезитбазальты стратовулкана и щитового вулкана) формируют эволюционные кривые, субпараллельные основному тренду умеренноглиноземистых лав. Кроме высоких содержаний глинозема (18.78-19.74 мас.%) в них отмечается повышенная концентрация оксидов кальция (8.05-9.52 мас.%), железа (6.25-8.43 мас.%) и фосфора (0.37-0.57 мас.%).

Составы ВК-андезитов субвулканических тел стратовулкана образуют на вариационных диаграммах самостоятельное поле с более низкими содержаниями FeO^* (5.39-6.27 мас.%), CaO (5.26-5.99 мас.%), Al_2O_3 (16.41-16.96 мас.%), P_2O_5 (0.26-0.30 мас.%), TiO_2 (0.70-0.83 мас.%), но высокими - K_2O (2.67-3.74 мас.%).

Лавы щитового вулкана в диапазоне 57-63 мас.% SiO_2 продолжают эволюционный тренд пород стратовулкана, ступенчато смещаясь в область более высококалиевых пород – латитов, кварцевых латитов и их игнимбритов с содержаниями K_2O от 3.08 до 5.33 мас.%. Кроме высокой калиевости, латиты и кварцевые латиты отличаются широкими вариациями концентраций TiO_2 (0.77-1.3 мас.%) и P_2O_5 (0.28-0.84 мас.%). Латиты субвулканических тел щитового вулкана продолжают эволюционный тренд одноименных лав и характеризуются более низкими содержаниями CaO (3.86-4.2 мас.%), FeO^* (4.50-4.88 мас.%), P_2O_5 (0.26-0.37 мас.%), TiO_2 (0.72-0.78 мас.%), при высоких - SiO_2 (62.01-62.53 мас.%) и Na_2O (4.03-4.85 мас.%).

Эффузивы кальдеры-вулкана, которые можно рассматривать как продукты заключительной стадии гомодромного развития вулкана Уксичан, представлены кислыми разностями – трахидацитами и трахириодацитами с низкими содержаниями MgO до 0.16 мас.%, CaO до 0.65 мас.%, FeO^* до 1.89 мас.%, Al_2O_3 до 15.68 мас.%, P_2O_5 до 0.03 мас.%, TiO_2 до 0.50 мас.%, но высокими - SiO_2 до 69.19 мас.%, K_2O до 6.39 мас.%, Na_2O до 5.14 мас.%.

ВК-дациты экструзии по содержанию SiO_2 соответствуют трахидацитам, отличаясь более высокими значениями MgO (1.14-2.33 мас.%),

CaO (3.22-4.74 мас.%), FeO* (3.37-4.32 мас.%), но более низкими - Al₂O₃ (14.9-16.15 мас.%), Na₂O (3.71-4.11 мас.%), K₂O (2.47-3.66 мас.%), TiO₂ (0.42-0.53 мас.%), при близком - P₂O₅ (0.14-0.23 мас.%).

Необходимо отметить, что на этапе формирования щитовой постройки вулкана Уксичан среди латитов обнаружены единичные лавовые потоки ВК-базальтов и ВК-андезибазальтов. Их химические особенности полностью соответствуют одноименным породам стратовулкана.

В целом, составы пород вулкана Уксичан попадают в поле вулканитов Срединного хребта. Исключение составляют латиты с высокими содержаниями P₂O₅ (до 0.84 мас.%) и Al-ВК-базальты и андезибазальты с повышенными концентрациями Al₂O₃ и CaO.

4.2.2. Поздние щитообразные вулканические постройки (Q₃) и ареальные конуса (Q₄)

Породы поздних щитообразных вулканических построек и ареальных конусов близки между собой по основным петрохимическим характеристикам и представлены ассоциацией базальт – андезибазальт - андезит (SiO₂ 48.79 - 57.70 мас.%) (см. Приложение 7). При этом андезиты пользуются незначительным распространением и отсутствуют в разрезах вулканитов ареальных конусов (рис. 4.1). От плиоценовых лав собственно вулкана Уксичан, составы пород поздних щитообразных вулканических построек и ареальных конусов отличаются пониженной щелочностью и, соответственно, принадлежностью к умереннокалиевой серии (рис. 4.2).

На диаграмме FeO*/MgO – SiO₂ большая часть составов пород плейстоцен-голоценового этапа, в отличие от плиоценовых лав вулкана Уксичан, принадлежит к известково-щелочному ряду (рис. 4.3). При этом базальты поздних щитообразных вулканических построек и Mg-базальты ареальных конусов располагаются вблизи границы полей известково-щелочного и толеитового рядов.

На вариационных диаграммах петрогенные оксидов - MgO (рис. 4.4) продукты извержения поздних щитообразных вулканов и ареальных конусов, формируют хорошо выраженные эволюционные тренды, попадая в поле пород Срединного хребта. Составы лав ареальных конусов по сравнению с породами поздних щитообразных построек имеют более «примитивный» характер с высокими концентрациями MgO (до 9.07 мас.%), CaO (до 11.36 мас.%), FeO* (до 10.14 мас.%), но низкими – SiO₂ (до 48.79 мас.%), K₂O (до 0.76 мас.%), Na₂O (до 2.33 мас.%). С уменьшением содержаний MgO в них снижаются концентрации FeO, CaO, и возрастают – SiO₂, Na₂O, K₂O.

4.3. Микроэлементы

4.3.1. Вулкан Уксичан (N₂)

Сходное поведение микроэлементов в породах вулкана Уксичан (стратовулкан, щитовой вулкан, кальдера-вулкан) позволяет описывать их совместно (см. Приложение 7).

Концентрации *когерентных элементов* (Ni, Cr, Co, V) изменяются в широких пределах, проявляя хорошо выраженную прямую зависимость от содержания MgO (рис. 4.5). Наиболее высокие концентрации характерны для ВК-базальтов (Ni 35 г/т, Co - 36 г/т, Cr - 61 г/т, V - 342 г/т), а наиболее низкие – для трахириодацитов. В ВК-базальтах и ВК-андезибазальтах содержания Ni варьируют в пределах 8-38 г/т, Co - 19-36 г/т, Cr - 21-79 г/т, V - 210-367 г/т, снижаясь в ВК-андезитах, латитах и кварцевых латитах до значений Ni 2-24 г/т, Co 4-17 г/т, Cr 9-40 г/т, V 61-217 г/т и далее в трахидацитах и трахириодацитах до Ni 0.3-14 г/т, Co 0.6-6 г/т, Cr 4-11 г/т, V 21-82 г/т.

Экструзивные ВК-андезиты отличаются от других пород близкой кремнекислотности вулкана Уксичан высокими содержаниями Cr (69 г/т). В ВК-дацитах концентрации Ni (10-12 г/т) выше, чем в трахидацитах кальдерывулкана (3-6 г/т), но близки к таковым в трахидацитах щитового вулкана (10-14 г/т). ВК-дациты отличаются высокими содержаниями Co (5-9 г/т), Cr (7-26 г/т) и V (66-97 г/т) по сравнению с трахидацитами (Co 2-6 г/т, Cr 4-11 г/т, V

44-82 для ЩВ, Co 3-5 г/т, Cr 6-11 г/т, V 43-80 г/т для КВ).
 Высокоглиноземистые андезибазальты имеют более низкие содержания Ni (4-17 г/т), Co (15-23 г/т), Cr (16-30 г/т) и V (192-233 г/т) по сравнению с ранее описанными ВК-андезибазальтами (рис. 4.5).

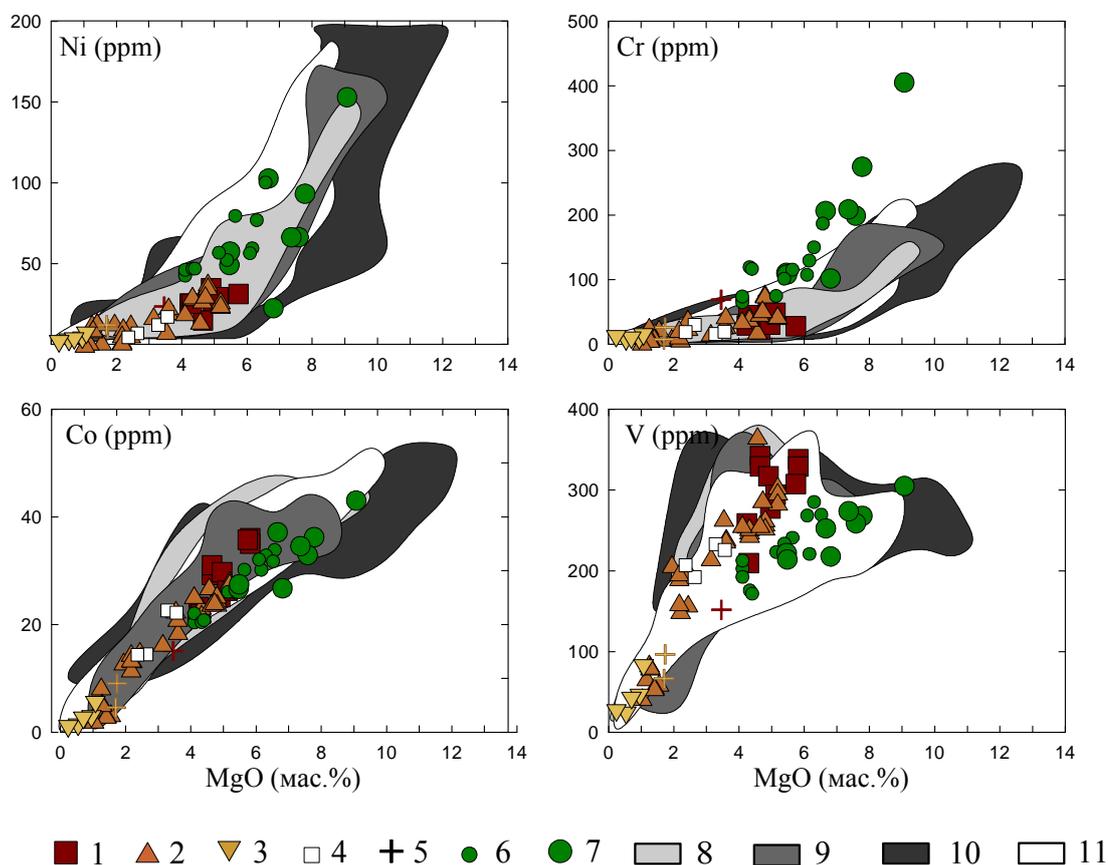


Рис. 4.5. Вариации содержаний когерентных элементов в породах вулканического центра Уксичан (N_2 - Q_{3-4}) в зависимости от содержания MgO

Условные обозначения: 1 – стратовулкан Уксичан (N_2); 2 – щитовой вулкан Уксичан (N_2); 3 – кальдера-вулкан Уксичан (N_2); 4 – высокоглиноземистые базальты и андезибазальты стратовулкана и щитового вулкана Уксичан (N_2); 5 – экструзии и субвулканические тела (N_2); 6 – поздние щитообразные вулканические постройки (Q_3); 7 – ареальные конуса (Q_4); 8 – вулканы Южной Камчатки, 9 – Восточной Камчатки, 10 – Центральной-Камчатской депрессии, 11 – Срединного хребта.

В построении диаграммы, наряду с авторскими, были использованы данные, опубликованные в работах (Bindeman, Bailey, 1994; Churikova et al., 2001; Dorendorf et al., 2000a, 2000b; Dosseto et al., 2003; Duggen, 2007; Hochstaedter, 1996; Kepezhinskas et al., 1997; Kersting, Arculus, 1994; Saha et al., 2005; Volynets et al., 2010).

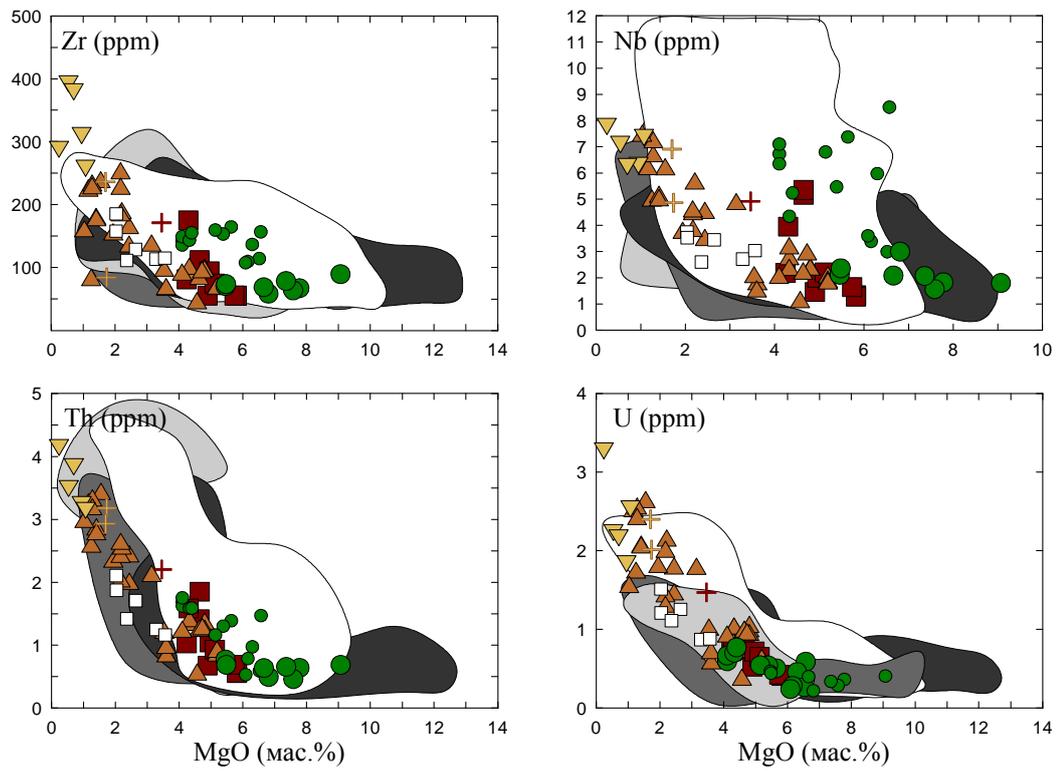


Рис. 4.6. Вариации концентраций некогерентных элементов в породах вулканического центра Укичан (N_2-Q_{3-4})
Условные обозначения на рис. 4.5.

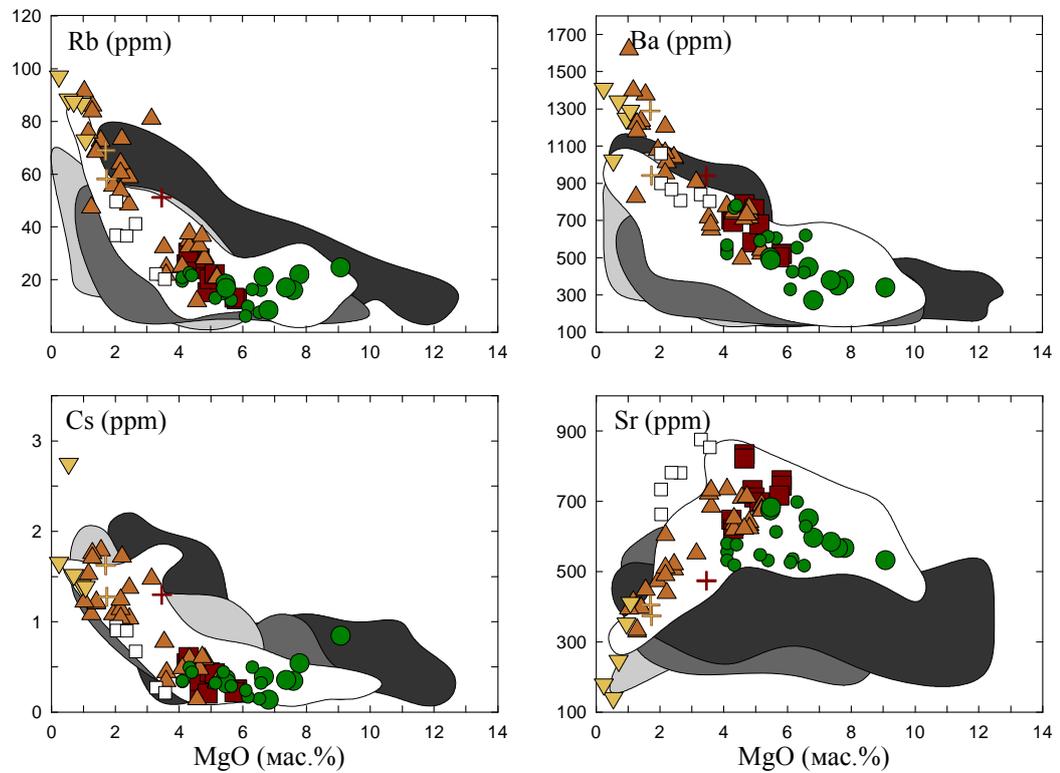


Рис. 4.7. Вариации концентраций крупноионных литофильных элементов в породах вулканического центра Укичан (N_2-Q_{3-4} в зависимости от содержания MgO).
Условные обозначения рис. 4.5.

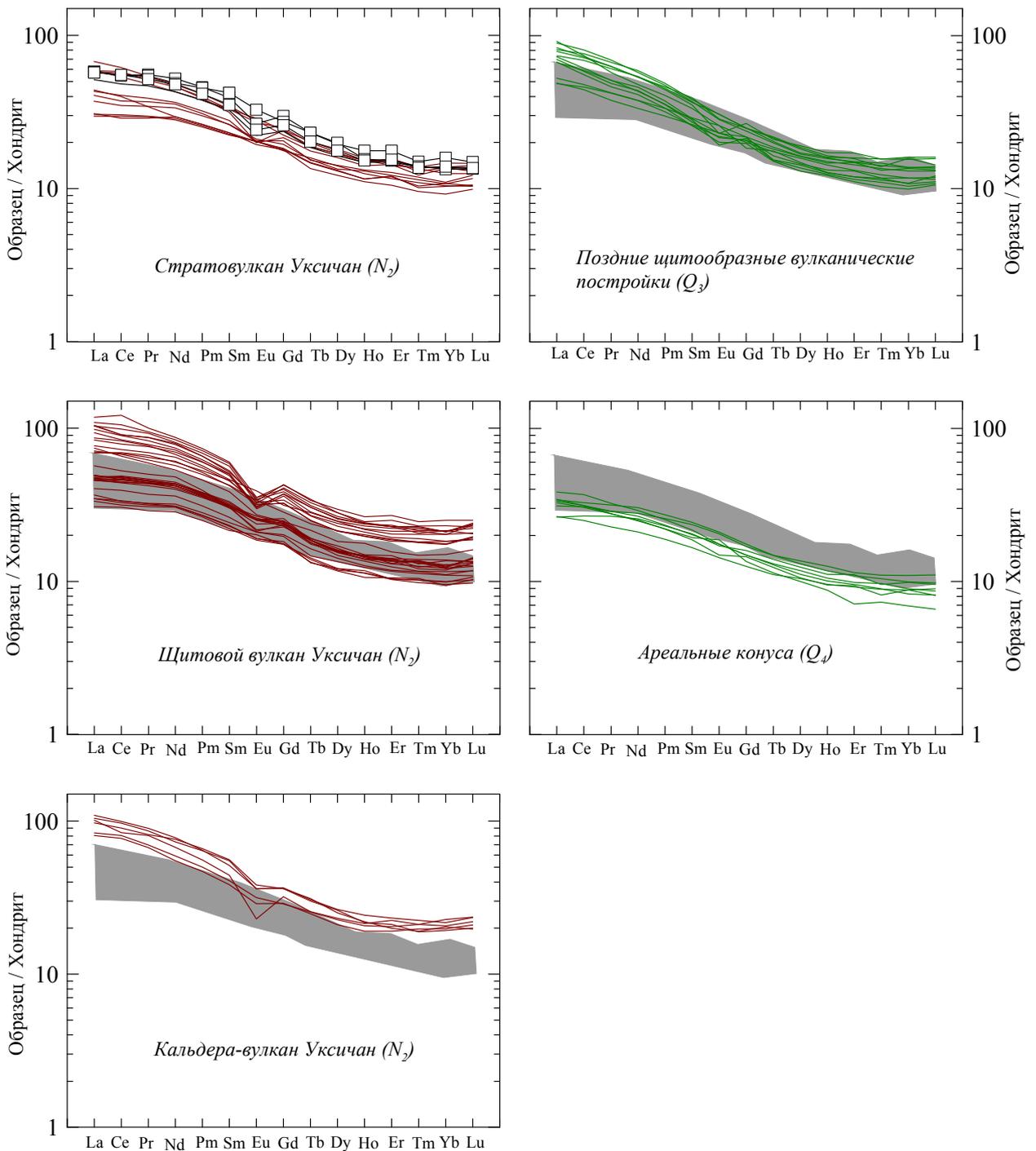


Рис. 4.8. Нормированные к хондриту (Sun, McDonogh, 1989) спектры распределения содержания редкоземельных элементов в породах вулканического центра Уксихан (N_2 - Q_{3-4})

Серым полем показаны породы стратовулкана Уксихан (N_2). Не залитые квадраты – А1-ВК-андезибазалты стратовулкана и щитового вулкана Уксихан (N_2).

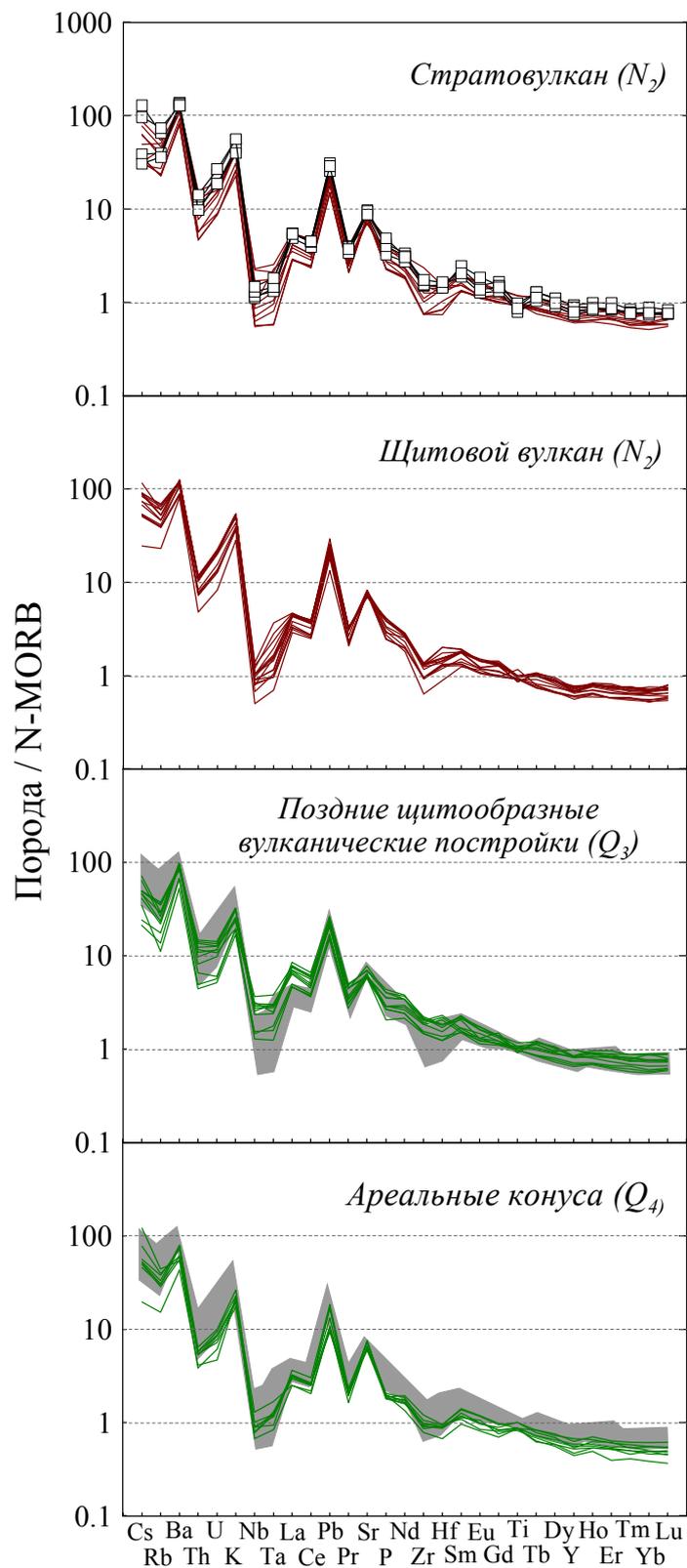


Рис. 4.9. Нормированные к N-MORB (Sun, McDonogh, 1989) графики распределения содержаний микроэлементов в основных породах вулканического центра Уксичан (N_2 - Q_{3-4}).

Серым полем показаны породы стратовулкана Уксичан (N_2). Не залитые квадраты – высокоглиноземистые ВК-андезиобазальты стратовулкана и щитового вулкана Уксичан (N_2).

Крайне низкий уровень концентраций Ni, Cr и Co в кислых породах кальдера-вулкана хорошо согласуется с их петрографическими особенностями – низким содержанием темноцветных минералов.

По содержанию когерентных элементов плиоценовые лавы вулкана Уксичан попадают в поле пород Срединного хребта.

Содержания *некогерентных элементов* (Rb, Ba, Sr, Zr, Th, U, Cs), в связи с их тенденцией накапливаться в остаточной магматической жидкости, как правило, наиболее высокие в магматитах с повышенным содержанием кремнезема и калия. В соответствии с этим, в породах вулкана Уксичан, по мере падения основности, прослеживается отчетливая тенденция к накоплению Rb, Ba, Cs, Zr, Th и U (рис. 4.6, 4.7). В отличие от остальных некогерентных элементов, концентрации Sr с ростом кремнекислотности уменьшаются, что косвенно свидетельствует об участии плагиоклаза в кристаллизационной дифференциации.

В целом, по содержанию некогерентных элементов эффузивы вулкана Уксичан близки к породам Срединного хребта. Исключение составляют кислые вулканы, отличающиеся высокими концентрациями Ba, U, Zr, Th и Nb (рис. 4.6, 4.7).

Высокоглиноземистые андезибазальты характеризуются самыми высокими содержаниями Sr (781-876 г/т) (рис. 4.7), это хорошо согласуется с их важной минералогической особенностью – присутствием в значительных количествах вкрапленников высококальциевого плагиоклаза. Для этих пород также характерны более низкие содержания Rb (20-41 г/т) и Cs (0.21-0.90 г/т) по сравнению с преобладающими в строении вулкана Уксичан высококалийными умеренноглиноземистыми лавами (рис. 4.7).

По концентрациям Cs, Sr, Th, Rb, Ba и U ВК-дациты близки к трахидацитам щитового вулкана и кальдеры-вулкана (рис. 4.6, 4.7).

Распределение редкоземельных элементов (REE) в основных вулканитах древней постройки характеризуется умеренной степенью фракционирования легких лантаноидов по отношению к тяжелым (ВК-

базальт – $La/Yb = 3.8-6.6$) и слабо выраженным или отсутствием Eu-минимума (ВК-базальт – $Eu/Eu^* = 0.8-1$) (рис. 4.8). В более кислых разностях содержание редкоземельных элементов закономерно увеличивается. Суммарные концентрации REE ($\Sigma TR+Y$) составляют 82-136 г/т в основных, 131-240 г/т в средних и 172-248 г/т в кислых породах. Для последних двух групп также характерны более высокие значения La/Yb отношения (5.4-6.9 и 5.7-8.1, соответственно).

Значение La/Sm отношения, характеризующего наклон спектра распределения REE в области легких лантаноидов, составляет 2-2.9 для основных вулканитов, закономерно увеличиваясь к средним (2.3-4.4) и кислым (2.7-4.4) породам.

Спектры распределения редкоземельных элементов в средних и кислых породах (рис. 4.8) имеют хорошо выраженную отрицательную Eu – аномалию ($Eu/Eu^* = 0.6$), что может указывать либо на фракционирование плагиоклаза, либо на вынос Eu подкисленными флюидами (Жариков, 2005).

От умеренноглиноземистых пород основного и среднего составов высокоглиноземистые разности ВК-андезибазальтов отличаются более высокими суммарными концентрациями REE ($\Sigma TR+Y$) 122-145 г/т, при близких La/Yb (5.1-6) и La/Sm (2.1-2.5) отношениях и отрицательной Eu – аномалией ($Eu/Eu^* = 0.8$).

На многокомпонентных диаграммах, нормализованных к MORB, составы пород всех трех этапов развития вулкана Уксичан обладают хорошо выраженной положительной аномалией для Ba, K, Pb, Sr, а также отрицательной для Th, U, Nb, Ta, Zr и Ti. (рис. 4.9). Такие геохимические особенности считаются типичными для вулканических пород субдукционных геодинамических обстановок.

4.3.2. Поздние щитообразные вулканические постройки (Q_3) и ареальные конуса (Q_4)

В позднеплейстоцен-голоценовых породах концентрации *когерентных элементов* (Ni, Cr, Co, V), как правило, выше, чем в ранее описанных более древних породах в. Уксичан, что согласуется с более высокими содержаниями в первых MgO (рис. 4.5, см. Приложение 7). Для Mg-базальтов ареальных конусов концентрации когерентных элементов достигают 66-153 г/т для Ni, 33-43 г/т для Co, 199-405 г/т для Cr, 259-305 г/т для V. В базальтах поздних щитообразных вулканических построек содержания Ni колеблются в интервале 57-100 г/т, Co - 30-34 г/т, Cr - 108-187 г/т, V - 221-285 г/т, закономерно уменьшаясь к андезибазальтам (Ni 23-58 г/т, Co 20-37 г/т, Cr 65-111 г/т, V 193-253 г/т) и андезитам (Ni 47 г/т, Co 20-21 г/т, Cr 117-119 г/т, V 172-176 г/т).

Концентрации Ni, Co, V в основных вулканитах плейстоцен-голоценового временного этапа соответствуют таковым в породах Срединного хребта. Важным отличием является высокое содержание Cr, в ~ 2 раза превышающее таковое в базальтах Срединного хребта, Центрально-Камчатской депрессии, Восточной Камчатки и Южной Камчатки.

Лавы позднеплейстоцен-голоценового этапа особенно магнезиальные разновидности, отличаются низкими концентрациями *некогерентных элементов* (Rb, Ba, Cs, Zr, Th, U), (рис. 4.6, 4.7). В ареальных конусах, с узкими вариациями составов магматических продуктов, накопление некогерентных элементов выражено не столь значительно, чем в лавах поздних щитообразных вулканических построек.

По концентрациям *некогерентных элементов* (Rb, Ba, Cs, Zr, Th, U) вулканиты плейстоцен-голоценового этапа ложатся в поле пород Срединного хребта (рис. 4.6, 4.7).

Нормированное к хондриту распределение REE в породах ареальных конусов показывает отсутствие Eu аномалии ($Eu/Eu^* \sim 1$).

Базальтоиды поздних щитообразных построек отличаются наиболее высокими содержаниями REE ($\Sigma\text{TR}+\text{Y} = 111\text{-}171$ г/т), а также повышенными величинами La/Yb (5-9.1) и La/Sm (2.9-3.7) отношений, по сравнению с породами вулкана Уксичан и ареальных конусов. Самые низкие суммарные концентрации REE ($\Sigma\text{TR}+\text{Y} = 76\text{-}89$ г/т) характерны для лав ареальных конусов.

Распределение редкоземельных элементов в средних по составу породах позднеплейстоценовых щитообразных построек (рис. 4.8) показывает высокую степень фракционирования легких лантаноидов (La/Yb = 7.1-9.4), при суммарной концентрации REE ($\Sigma\text{TR}+\text{Y}$) = 131-159 и незначительных изменениях величин La/Sm отношения (3.3-4). Eu-минимум слабо выражен ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9\text{-}1$).

Графики распределения некогерентных микроэлементов, нормированных к N-MORB, повторяют все особенности, свойственные вулканическим породам субдукционных обстановок – с Ba, K, Pb, Sr максимумами и Th, U, Nb, Ta, Zr, и Hf минимумами (рис. 4.9).

4.4. Радиогенные и стабильные изотопы

4.4.1. Вулкан Уксичан (N_2)

Отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в плиоценовых лавах меняются в интервале 18.188-18.246, 15.454-15.481, 37.759-37.887 соответственно (рис. 4.10, см. Приложение 8). На диаграммах изотопных отношений Pb фигуративные точки плиоценовых эффузивов ложатся в поле вулканитов Срединного хребта, отличаясь от пород Восточной и Южной Камчатки субвертикальной ориентировкой по отношению к линии средних составов океанических базальтов Северного полушария (NHRL).

Согласно Т.Г. Чуриковой (Churikova et al., 2001), по изотопии $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ среди вулканических пород Камчатки можно выделить три группы, соответствующие трем вулканическим зонам полуострова (рис. 4.11). Срединному хребту соответствует тренд понижения неодимовых

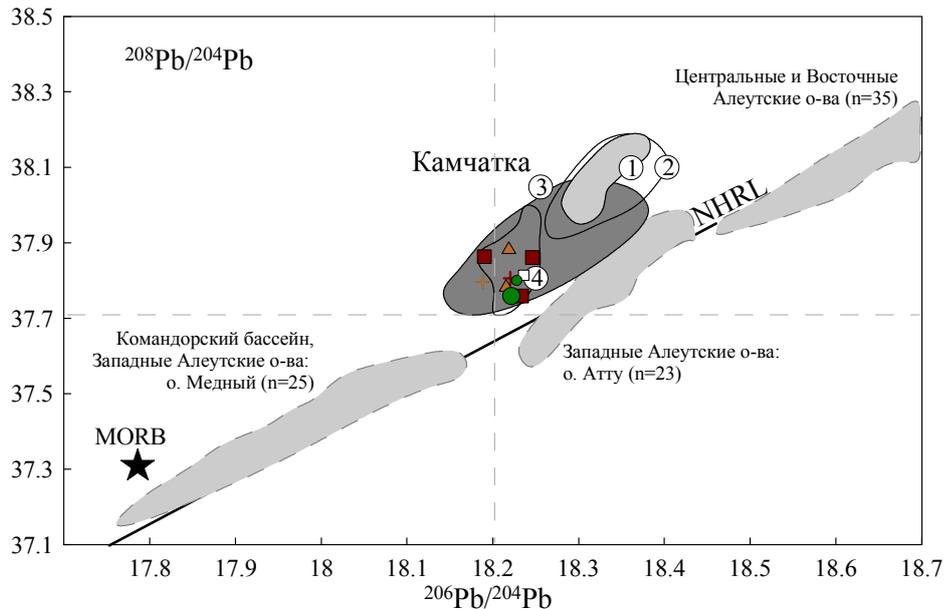
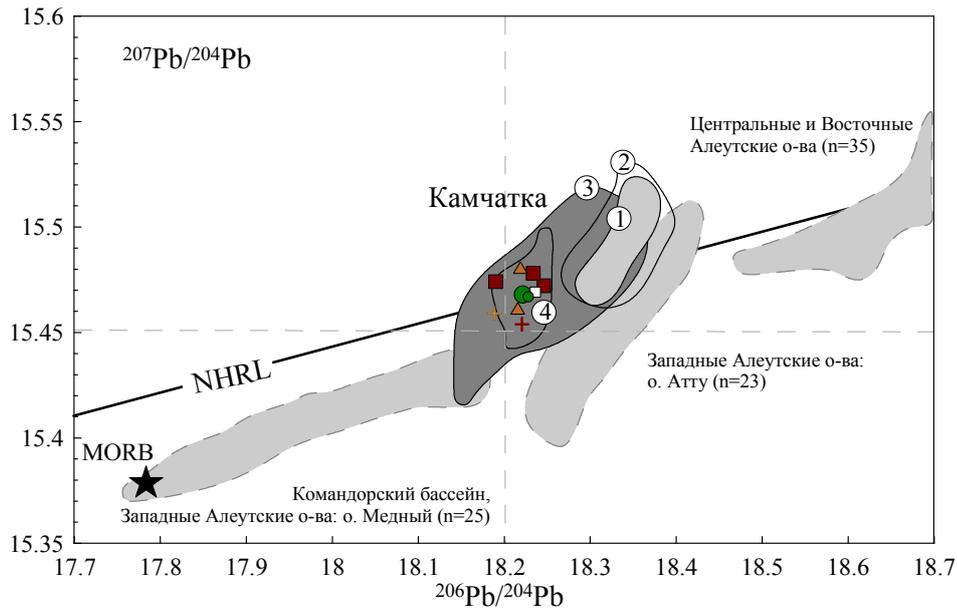


Рис. 4.10. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопные отношения в породах вулканического центра Уксичан.

NHRL (North Hemisphere Reference Line) – линия средних составов базальтов северного полушария. MORB – океанический базальт Командорского бассейна (Yogodzinski et al., 1995). Поля составов базальтов и андезитов: Командорского бассейна и Западных Алеутских островов (о.Медный) по (Yogodzinski et al., 1994, 1995), Западных Алеутских островов о. Атту) - по (Yogodzinski et al., 1993), Центральных и Восточных Алеутских островов – по (Jicha et al., 2004; Kelemen et al., 2003). «Камчатка» - поле составов базальтов и андезитов IAB типа плиоцен-четвертичных вулканических поясов (n=137): 1 – Южная Камчатка; 2 – Восточная Камчатка; 3 – Центрально-Камчатская Депрессия; 4 – Срединный хребет. Данные из работ (Bindeman et al., 2004; Churikova et al., 2001; Dosseto et al., 2003; Duggen et al., 2007; Kεpezhinskas et al., 1997; Kersting et al., 1995; Portnyagin et al., 2005; Turner et al., 1998) и неопубликованные материалы Перепелова А.Б. (n=16). Символы - см. рис. 4.5.

изотопных отношений при увеличении стронциевых, что, с учетом повышенных содержаний HFSE, интерпретируется как присутствие обогащенного OIB компонента в мантийном источнике. Для лав Центральной-Камчатской депрессии (ЦКД) характерен рост отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, при постоянных - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, что позволяет авторам предполагать вовлечение в магмогенезис флюида, отделяющегося от субдуцируемой Тихоокеанской плиты. Вулканические породы Восточного вулканического фронта (ВВФ) формируют промежуточное поле между лавами Центральной-Камчатской депрессии и Срединного хребта. В породах ВВФ падение Nd-отношений сопровождается повышением значений изотопов свинца, что предполагает некоторый вклад в магмогенезис материала субдуцируемых осадков (Kesting A.V., Arculus R.J., 1994; Churikova et al., 2001).

Отношения изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах стратовулкана, кальдеры-вулкана и щитового вулкана Уксичан меняется от 0.703256 до 0.703440, вариации отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - от 0.513061 до 0.513134 (рис. 4.11). На графике $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ точки составов ВК-базальтов стратовулкана Уксичан (N_2) попадают в поле Срединного хребта, тогда как составы высокоглиноземистых ВК-андезибазальтов и ВК-дацитов - в поле Центральной-Камчатской депрессии. ВК-базальты и андезибазальты щитового вулкана Уксичан (N_2) занимают область за пределами трех вулканических зон Камчатки и характеризуются самыми примитивными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.703256-0.703306, 0.513128-0.513134 соответственно).

Породы плиоценового вулкана Уксичан также отличаются небольшими вариациями значений $\delta^{18}\text{O}$ от 5.4-5.6‰ в ВК-базальтах и андезибазальтах до 5.7-6.1‰ в ВК-андезитах и ВК-дацитах (см. Приложение 8), что соответствует неизменным породам мантийного генезиса (6.0 ± 0.5 ‰ по: Taylor, 1968).

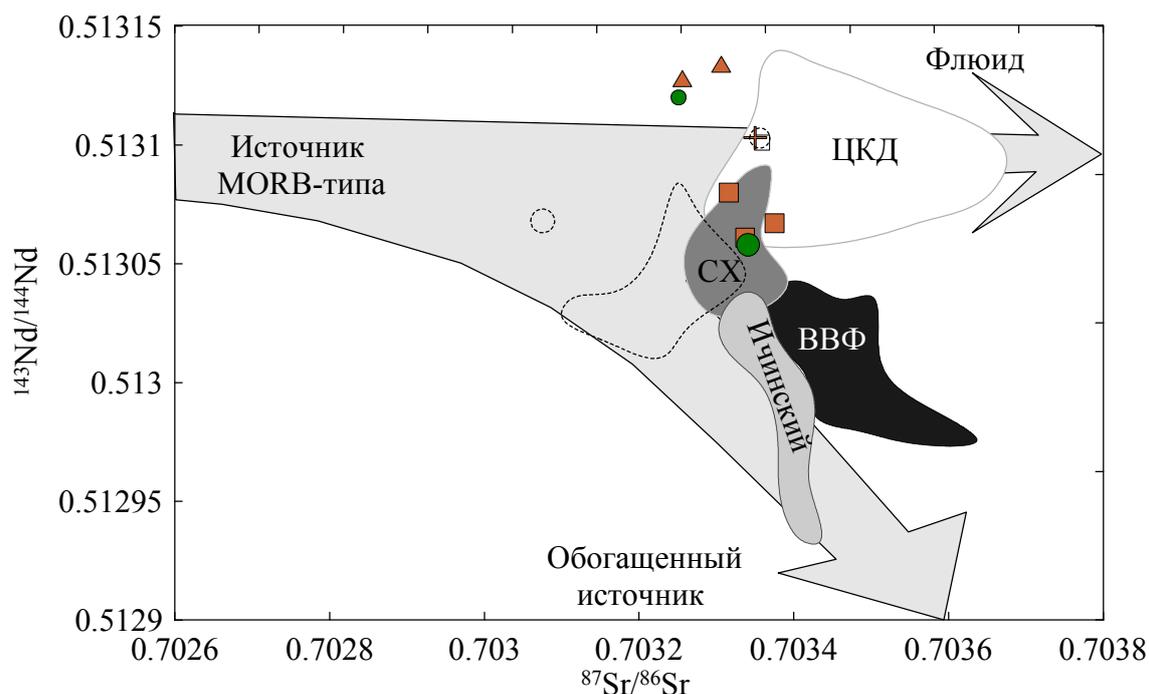


Рис. 4.11. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изотопные отношения в породах вулканического центра Уксичан.

Условные обозначения на рис. 4.5.

Поля составов лав Ичинского вулкана (ОИВ) и вулканических поясов Камчатки по (Volynets, 2010) с небольшими изменениями: СХ – Срединный хребет, ВВФ – Восточный Вулканический Фронт, ЦКД – Центрально-Камчатская Депрессия. Пунктирная линия – четвертичные лавы Срединного хребта.

4.4.2. Поздние щитообразные вулканические постройки (Q_3) и ареальные конуса (Q_4)

В отличие от пород плиоценового этапа, позднеплейстоцен-голоценовые лавы характеризуются более узкими вариациями отношений изотопов свинца: 18.221-18.228 для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15.467-15.468 для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и 37.759-37.800 для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 4.10, см. Приложение 8). Отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в породах ареальных конусов являются одними из самых низких среди всех изученных пород и сравнимы лишь с отношениями в ВК-базальтах стратовулкана Уксичан (N_2).

Отношения изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах ареальных конусов (Q_4) и поздних щитообразных построек (Q_3) варьируют от 0.703251 до 0.703390, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - от 0.513058 до 0.513120. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ позднеплейстоцен-голоценовых эффузивах, в целом, близки к таковым в плиоценовых лавах. Исключение составляет образец № 976 из пород

ареальных конусов с очень высокими изотопными отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0.513180 (не показан на рис. 4.11).

4.5. Выводы

Фигуративные точки базальтов плиоценового этапа на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ располагаются преимущественно вдоль границы нормальной – и умереннощелочной серии. Все более кислые породы относятся к умеренно- и высокощелочному ряду высококалийевой серии. Высокие концентрации калия отличают средние и кислые эффузивы вулкана Уксичан от пород Срединного хребта, Центрально-Камчатской депрессии, Восточной и Южной Камчатки.

На петрохимических диаграммах большинство типов пород плиоценового этапа, включая вулканиты с гибридными минеральными ассоциациями, формируют единые хорошо выраженные тренды, что дает основание предполагать их происхождение в результате эволюции одной исходной магмы. Исключение составляют экструзивные ВК-дациты, фигуративные точки которых сдвинуты в область более низких концентраций TiO_2 , P_2O_5 , FeO , но более высоких – SiO_2 , располагаясь на продолжении вариационных линий поздних пород плейстоцен-голоценовых построек.

В плиоценовых лавах вулкана Уксичан (N_2), прослеживается отчетливая тенденция уменьшения содержаний когерентных элементов (Cr, Co, Ni, V) и накопления некогерентных (Rb, Ba, Cs, Zr, Th, U) по мере падения магнезиальности пород. Концентрации Sr уменьшаются с ростом кремнекислотности. Умеренное накопление Th и Nb с падением магнезиальности отличает изучаемые вулканиты от близких по составу эффузивов Срединного хребта Камчатки (Volynets, 2010).

Составы пород позднеплейстоцен-голоценовых щитообразных вулканических построек и ареальных конусов отличаются от ранее описанных плиоценовых лав пониженной щелочностью, прежде всего

калиевой (умереннокалиевая известково-щелочная серия). Их петрохимические тренды характеризуются более узким диапазоном вариаций составов – от базальтов, андезибазальтов до андезитов, причем андезиты пользуются незначительным распространением и отсутствуют в разрезах пород ареальных конусов (Q₄). Молодые базальты и андезибазальты отличаются от древних лав более высокими содержаниями MgO и низкими - FeO и CaO.

Более примитивный состав позднеплейстоцен-голоценовых вулканитов выражается в повышенных содержаниях когерентных (Cr, Ni, Co, V) элементов. При этом, наблюдаются закономерные отличия эффузивов поздних щитообразных вулканических построек (Q₃) и ареальных конусов (Q₄). Для последних характерны узкий интервал вариации составов и слабо выраженное накопление некогерентных элементов (Rb, Ba, Cs, Zr, Th, U).

Вулканогенные образования как плиоценового, так и позднеплейстоцен-голоценового этапов являются типичными представителями островодужной серии, с характерными для этих пород низкими концентрациями TiO₂, Nb, Ta, но повышенными – Al₂O₃, Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Sr, Pb. Особенностью позднеплейстоцен-голоценовых эффузивов являются высокие содержания Cr, в ~ 2 раза превышающие таковые в породах Срединного хребта, Центрально-Камчатской депрессии, Восточной и Южной Камчатки.

На диаграммах изотопных отношений фигуративные точки плиоценовых и позднеплейстоцен-голоценовых эффузивов ложатся в поле вулканитов Срединного хребта, отличаясь от пород Восточной и Южной Камчатки субвертикальной ориентировкой по отношению к линии средних составов океанических базальтов Северного полушария.

Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в плиоценовых и позднеплейстоцен-голоценовых эффузивах достаточно близки.

Для пород плиоценового вулкана Уксичан характерны небольшие вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ (5.4 - 5.6‰ в ВК-базальтах и андезибазальтах, 5.7-

6.1‰ в ВК-андезитах и ВК-дацитах), что соответствует значениям в базальтах мантийного генезиса (6.0 ± 0.5 ‰ по: Taylor, 1968).

Глава 5 ПЕТРОГЕНЕЗИС

В данной главе основное внимание уделено основным и средним по составу вулканитам, наиболее информативным при решении вопросов зарождения и эволюции субдукционных магм, глубинной геодинамики.

5.1. Роль коровой контаминации

По мнению ряда исследователей (Gill, 1981; Kersting et al., 1996; и др.), процессы смешения примитивных мантийных и кислых коровых магм являются важным фактором, определяющим разнообразие составов островодужных вулканитов. Например, в работе (Kimura, Yoshida, 2006), закономерные изменения изотопно-геохимических характеристик фронтальных четвертичных лав вдоль простирания дуги северо-восточной Японии связывались с различиями составов коровых расплаво-контантантов. В тоже время, коровая контаминация, по-видимому, не играла существенной роли в магмогенезисе Курильских островов, несмотря на существование под ними мощной континентальной коры (Ryan et al., 1995; Martynov et al., 2010; Мартынов и др., 2010б). Аналогичный вывод в отношении современных лав вулканов Горелый и Мутновский Южной Камчатки был сделан в работе (Duggen et al., 2007). Ограниченное влияние коровой контаминации на генезис магматических расплаво вулкана Шивелуч (Центрально-Камчатская депрессия) отмечалось Н.В. Горбач (2013).

Аналогичное заключение можно сделать и в отношении вулканического центра Уксичан. Хотя его формирование происходило на развитой континентальной коре (28-30 км, Балеста и др., 1977), роль коровых процессов в магмогенезисе базальтовых и андезибазальтовых магм с содержаниями SiO_2 47-55 мас.%, не могла быть существенной. На диаграммах (рис. 5.1) фигуративные точки плиоценовых и позднеплейстоцен-голоценовых лав формируют субвертикальный тренд, что

свидетельствует о гетерогенном источнике или смешении расплавов, образованных в результате плавления обогащенной и деплетированной мантии. Последний механизм был предложен (Shuto et al., 2004) для объяснения возрастных вариаций изотопных составов базальтов острова Хоккайдо.

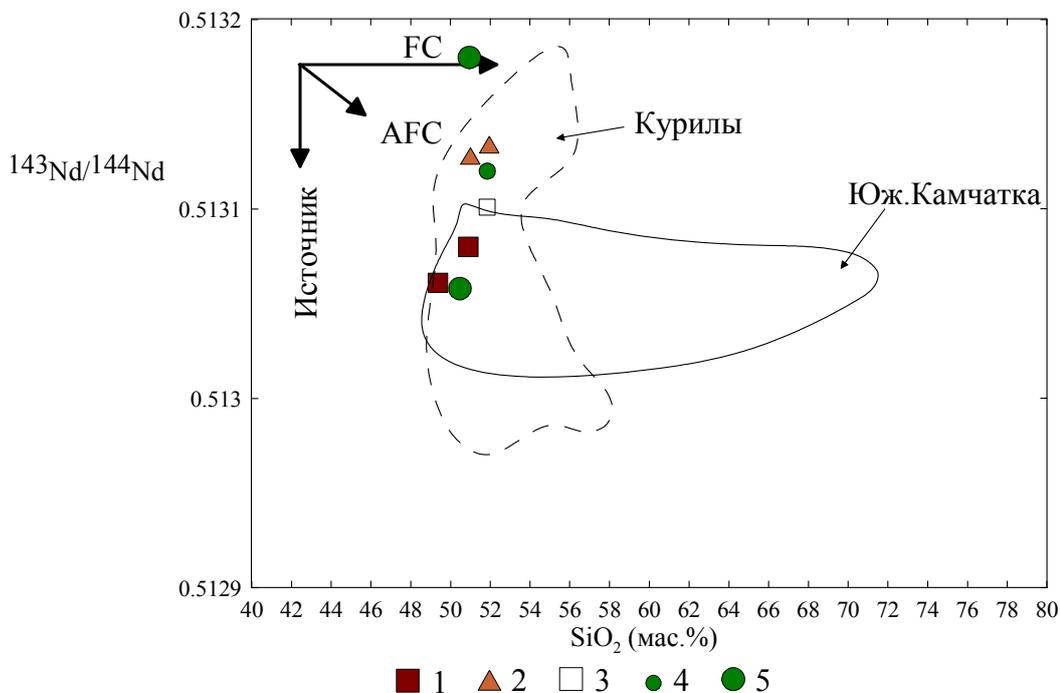


Рис. 5.1. Отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-\text{SiO}_2$ в базальтах и андезибазальтах вулканического центра Уксичан (N_2-Q_{3-4}).

Условные обозначения: 1 – стратовулкан Уксичан (N_2); 2 – щитовой вулкан Уксичан (N_2); 3 – высокоглиноземистые ВК-базальты и андезибазальты стратовулкана и щитового вулкана Уксичан (N_2); 4 – поздние щитообразные вулканические постройки (Q_3); 5 – ареальные конуса (Q_4). Сплошной линией оконтурено поле составов лав в Горелый и Мутновский Южной Камчатки (Duggen et al., 2007); пунктирной – поле Курильских лав (Мартынов, 2010б). FS – фракционная кристаллизация, AFC – совместное протекание процессов кристаллизации и коровой контаминация.

При плавлении молодой ювенильной коры, сохранившей метки радиогенных изотопов на уровне мантийных, более надежным индикатором ассимиляции корового материала являются стабильные изотопы. На диаграмме $\delta^{18}\text{O} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 5.2) фигуративные точки плиоценовых ВК-базальтов и ВК-андезибазальтов вулканического центра Уксичан формируют компактное поле в области мантийных значений - $\delta^{18}\text{O}$ от 5.4 до 6.1.

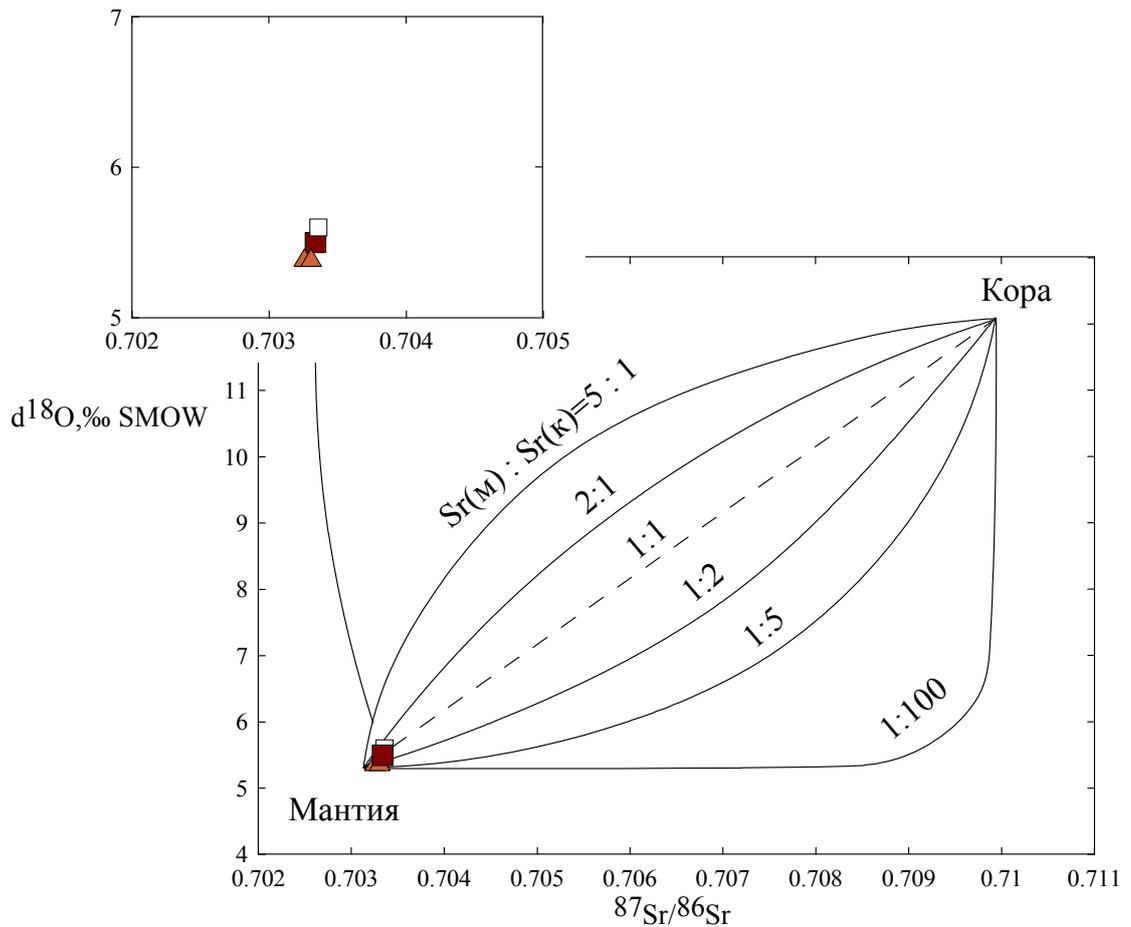


Рис. 5.2. Теоретические двухкомпонентные кривые смешения в системе $\delta^{18}\text{O}$ - ^{87}Sr - ^{86}Sr .

Условные обозначения см. рис. 5.1. Цифры на линиях – отношения концентраций стронция в мантии к концентрациям стронция в коровом контаминанте или во флюиде (по Покровский, 2000; James, 1981; Taylor, 1980).

Важным петрологическим признаком смешения различных по составу магм, в том числе мантийных и коровых, считаются гибридные минеральные ассоциации (например, Anderson, 1976; Sakuyama, 1981). Действительно, как отмечалось ранее, в некоторых образцах плиоценовых пород (ВК-базальтах, ВК-андезибазальтах и ВК-андезитах стратовулкана и ВК-андезибазальтах щитового вулкана Уксичан) встречаются корродированные фенокристаллы плагиоклазов и пироксенов с прямой, обратной и ритмичной зональностью. Но преимущественно основной состав пород, высокие содержания анортитового минала в плагиоклазах и энстатитового – в пироксенах, не позволяют связывать их происхождение с коровой контаминацией. Как было показано в главах 3 и 4, их образование, скорее всего, является следствием

длительной задержки магматических расплавов в периферических камерах со сложными динамическими процессами кристаллизации – взламыванием частично раскристаллизованных участков вдоль холодных контактов новыми порциями расплавов из питающей системы или внутренних горячих зон очага. Косвенно этот вывод подтверждается приуроченностью гибридных минеральных ассоциаций к продуктам вулканической активности крупных плиоценовых вулканических центров (стратовулкан, щитовой вулкан), для которых большинством исследователей предполагается существование периферических магматических камер.

5.2. Субдукционные компоненты

Происхождение магматических расплавов в островных дугах и задуговых бассейнах в настоящее время рассматривается как результат парциального плавления надсубдукционной мантии, испытавшей метасоматическое воздействие одного или нескольких субдукционных компонентов (например, Elliot et al., 1997; Hawkenworth et al., 1993). Однако детали этой модели все еще остаются дискуссионными, в том числе из-за существующих неопределенностей в оценках Т-Р условий генерации островодужных магм. Если температура на поверхности океанической плиты ниже солидуса терригенных осадков ($\sim 700^{\circ}\text{C}$ при 3 ГПа по Manning, 2004; Hermann, Spandler, 2008 и др.), в составе субдукционного компонента должен преобладать низкотемпературный водный флюид, истощенный в отношении большинства микроэлементов за исключением флюидомобильных (Ba, U, Pb, Cs). При температурах $\sim 730 - 800^{\circ}\text{C}$ в результате плавления осадков образуется расплав или надкритический флюид, способный концентрировать большинство некогерентных элементов, включая HFSE и легкие лантаноиды (Pearce et al., 2005). При более высоких температурах может происходить плавление базальтового слоя погружающейся плиты с образованием специфических пород – адакитов.

Индикаторными геохимическими признаками адакитов являются высокие отношения LREE/HREE, при низких – HREE, а также Sr/Y, при низком Y, что указывает на присутствие граната в магматическом рестите, способного удерживать тяжелые лантаноиды и Y. Адакитовые вулканиты известны на Камчатке (например, Перепелов, 2014 и др.), но среди пород вулканического центра Уксичан они не обнаружены. На классификационных диаграммах Sr/Y – Y, Sr/Y – SiO₂ (рис. 5.3) составы вулканитов всех возрастных интервалов (N₂ – Q₃₋₄) расположены вне адакитового поля.

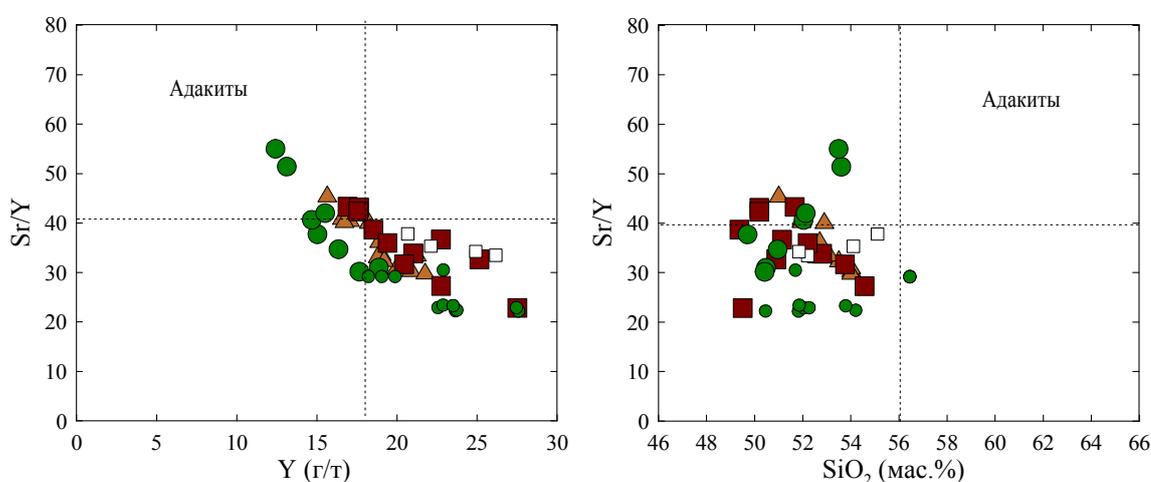


Рис. 5.3. Положение точек вулканических пород центра Уксичан на классификационной диаграмме Sr/Y – Y, Sr/Y – SiO₂.

Область адакитовых составов (Y < 18 ppm, Sr/Y > 40, SiO₂ > 56 мас.%) показаны по (Defant, Drummond, 1990). Условные обозначения на рис. 5.1.

Важнейшим геохимическим индикатором высокотемпературного субдукционного осадочного компонента (расплава, надкритического флюида) является Th, а также его отношения к Yb и Nd. Все три элемента относятся к группе высоконекогерентных, что подразумевает незначительные вариации их отношений в процессах плавления и фракционной кристаллизации (Pertermann *et al.*, 2004), даже в присутствии воды (Green *et al.*, 2000). Th, Nd и Yb практически не мобильны в водном флюиде (см. Johnson, Plank, 1999), но Th, из-за высоких концентраций в океаническом осадке, намного легче переходит в расплав, образующийся при его плавлении (Plank, Langmuir, 1993; Peate, Pearce, 1998 и др.).

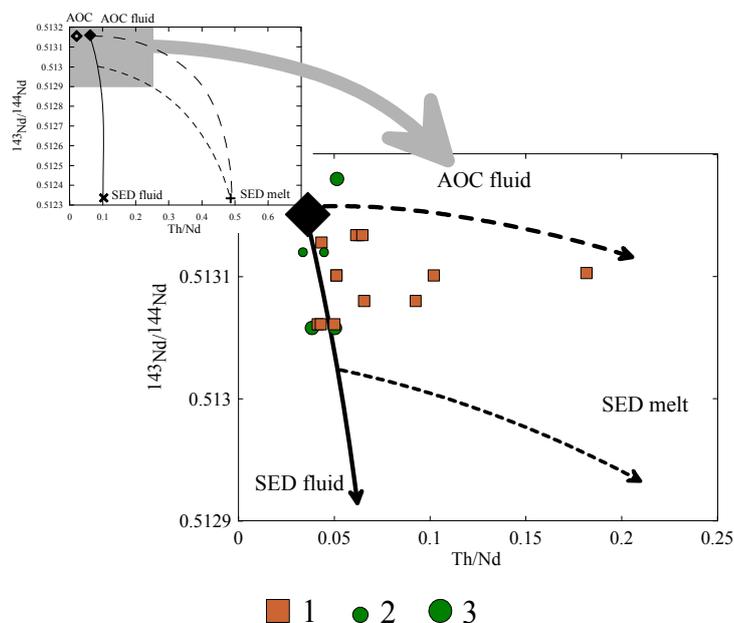


Рис. 5.4. Диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - Th/Nd для оценки роли субдукционных компонентов в магмогенезисе лав вулканического центра Уксичан (N_2 - Q_{3-4}).

Условные обозначения: 1 – вулкан Уксичан (N_2), 2 – поздние щитообразные вулканические постройки (Q_3), 3 – ареальные конуса (Q_4).

Показаны рассчитанные линии смешения флюида, образовавшегося при дегидратации измененной океанической коры (AOC fluid) и осадка (SED fluid), расплава, связанного с плавлением осадка (SED melt). Состав измененной океанической коры и субдукционного флюида по (Ishizuka et al., 2006). Состав флюида и расплава, образовавшихся в результате соответственно низко- и высокотемпературного преобразования осадочного материала, рассчитаны с использованием валового состава осадка, субдуцирующегося под Курильскую и Японскую островодужные системы (Plank, Langmuir, 1998) и валовых коэффициентов распределения микроэлементов (Johnson, Plank, 1999), 700°C для флюида и 900°C – для расплава.

На диаграмме Th/Nd - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 5.4) составы конечных членов измененной океанической коры (AOC) и флюида, образовавшегося при ее дегидратации (AOC fluid), взяты из работы (Ishizuka et al., 2006). Элементные составы флюида и расплава, образующиеся при дегидратации и плавлении осадочного материала, рассчитывались с использованием валового состава осадочной колонны, субдуцирующейся под Курильскую и Японскую островные дуги (Plank, Langmuir, 1998). Коэффициенты распределения элементов между осадком и флюидом (700°C), осадком и расплавом (900°C) взяты из работы (Johnson, Plank, 1999). Из-за неопределенностей в оценке состава надсубдукционной мантии под Камчатским полуостровом, в целом, и Срединным хребтом, в частности, вслед за (Tatsumi, 2003) предполагалось

сходство соотношений изотопов Nd и элементных отношений Th/Nd в этом резервуаре с базальтами измененной океанической коры.

Фигуративные точки *позднеплейстоцен-голоценовых* лав вулканического центра Уксичан располагаются вблизи субвертикальной линии смешения флюидных компонентов, образованных при дегидратации измененных океанических базальтов (AOC fluid) и осадка (SED fluid). Рассчитанная пропорция конечных членов (~95% AOC fluid и ~3% SED fluid) близка к таковой в Изу-Бонинской (Straub et al., 2004) и Курильской островных дугах (Мартынов, 2013а), что свидетельствует о сходном механизме магмогенезиса в различных субдукционных системах. Для более ранних, *плиоценовых* лав, картина иная. Их фигуративные точки смещены в область повышенных отношений Th/Nd при близких значениях $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, что свидетельствует об участии в магмогенезисе высокотемпературного осадочного компонента – расплава или надкритического флюида. Аналогичный вывод можно сделать и из анализа диаграммы Ba/Th – Th/Yb (рис. 5.5). На этом графике показаны составы современных терригенных осадков вблизи Камчатского и Курильского сегмента Курило-Камчатской островодужной системы по (Plank, Langmuir, 1998).

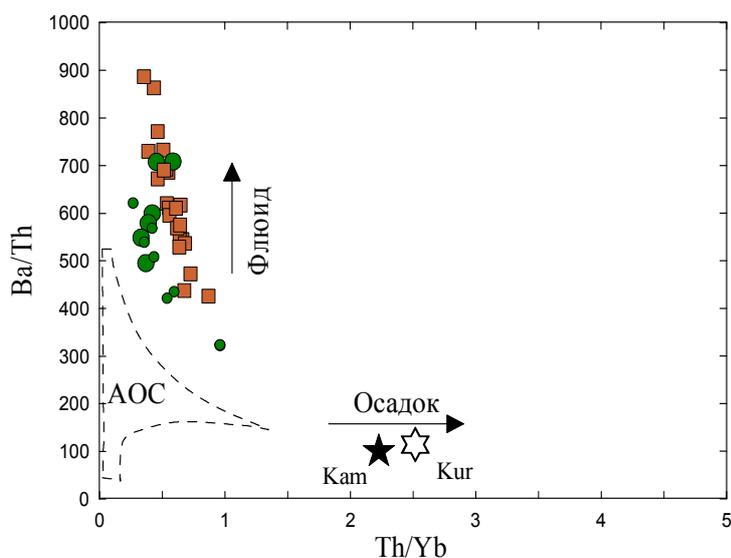


Рис. 5.5. Отношения Ba/Th– Th/Yb в основных лавах вулканического центра Уксичан.

По Мартынову (2010а) с небольшими изменениями. Условные обозначения на рис. 5.4. На рисунке также показаны средние составы осадков, субдуцирующих под Курильский (Kur) и Камчатский (Kam) сегменты островной дуги (Plank, Langmuir, 1998). AOC – измененная океаническая кора.

Таким образом, геохимические данные указывают на изменение физической природы и состава субдукционного компонента в процессе эволюции вулканического центра Уксичан. Более высокая роль в магмогенезе плиоценовых лав расплава и/или надкритического флюида, свидетельствует о более высоких температурах в зоне магмогенерации.

Повышенная калиевая щелочность плиоценовых вулканитов центра Уксичан не сопровождается повышенными концентрациями натрия и титана. Хотя валовый коэффициент распределения Na_2O и TiO_2 несколько выше (~ 0.2) (Langmuir et al., 1992.), чем для K_2O (~ 0.01) (Kelemen et al., 1993), при относительно высокой степени парциального плавления все три элемента должны вести себя сходным образом. Аналогичная картина должна наблюдаться и при плавлении обогащенного источника. Например, базальты океанических островов (OIB) характеризуется повышенными концентрациями как калия, так титана и натрия.

Различное поведение трех петрогенных элементов может быть связано с вовлечением в магмогенез субдукционного осадка, в котором концентрации K_2O значительно выше таковых в типичных выплавках из деплетированной мантии N-MORB типа (Мартынов и др., 2009). Но влияние этого фактора вряд ли было решающим из-за незначительных различий отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в высококалиевых (плиоцен) и низкокалиевых (поздний плейстоцен-голоцен) базальтах центра Уксичан. Для объяснения происхождения высококалиевых магм стратовулкана и щитового вулкана следует предполагать присутствие флогопита в магматическом источнике.

5.3. Состав надсубдукционной мантии

По мнению (Keperzhinskas et al., 1996, 1997; Ionov, 2013) петрологическое однообразие примитивных магнезиальных лав Камчатки, близость их изотопных характеристик к MORB, особенности состава мантийных ксенолитов, обедненных LREE, HFSE и LILE, позволяют

говорить о деплетированном характере надсубдукционной мантии полуострова, в том числе под Срединным хребтом (Kerzhinskas, 1997).

В работе (Tatsumi et al., 1994) было высказано предположение о формировании голоценовых вулканитов Срединного хребта в результате плавления К-амфиболосодержащего перидотита, локализованного в основании мантийного клина. Т. Г. Чурикова с соавторами (Churikova et al., 2001), отмечая отчетливые островодужные геохимические признаки вулканитов Срединного хребта, сделала предположение об их происхождении в результате смешения трех магматических источников: (1) деплетированного N-MORB типа, (2) обогащенного OIB типа (5-35%) и (3) флюида, образовавшегося в результате дегидратации субдуцирующей плиты. В работах (Волынец и др., 2005; Volynets et al., 2010), предполагались различные источники для позднемиоцен-плиоценовых и позднеплейстоцен-голоценовых вулканитов Срединного хребта: для первых - деплетированный (N-MORB, 20% плавления), для вторых - обогащенный (~ 70% N-MORB + 30% OIB, степень плавления < 8-10%). В работе (Перепелов, 1989) геохимические различия базальтов среднеплиоценового и позднеплейстоцен-голоценового этапов вулканического центра Уксичан рассматривались, как результат различной степени плавления мантийных источников, отличающихся по составу и степени метасоматической переработки.

Полученные нами данные подтверждают, а в некоторых случаях, дополняют выводы предыдущих исследователей.

Для оценки состава надсубдукционной мантии, степени ее обогащения или деплетированности, используются как микроэлементные, так и изотопные данные, приводящие иногда к различным результатам. Например, признаки микроэлементной деплетации основных эффузивов двух южных островов Курильской гряды, Кунашира и Итурупа, не выражены в их изотопных характеристиках, что позволяет предполагать влияние на состав надсубдукционной мантии *сравнительно молодых* задуговых тектоно-магматических событий (Мартынов и др., 2010б).

Микроэлементные данные. Для оценки состава магматического источника используются элементы «консервативные» по отношению к флюидной фазе, с очень низкими валовыми коэффициентами распределения минерал-расплав, чаще всего HFSE (Woodhead et al., 1993). Консервативным поведением в субдукционной обстановке характеризуются также тяжелые лантаноиды, например Yb. Обладая высоким коэффициентом распределения в системе гранат-расплав, содержание этого элемента может существенно варьировать при парциальном плавлении мантийного вещества в равновесии с гранатовым рститом. Но такое условие представляется маловероятным для большинства субдукционных систем с малой глубиной и высокой степенью плавления (Pearce et al., 2005)

На рис. 5.6 приведены многокомпонентные диаграммы разновозрастных базальтов и андезибазальтов центра Уксичан, нормализованных к N-MORB. Линии, соединяющие концентрации высоконекогерентных и «консервативных» элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Dy, Y, Ho, Er, Tm, Yb) в наиболее магнезиальных образцах, позволяют оценить степень деплетации мантийного источника (Pearce, 1983; Pearce et al., 2005). Для плиоценовых вулканитов реконструируется источник значительно более деплетированный, чем N-MORB (нормализованные концентрации консервативных элементов значительно меньше единицы). Происхождение позднеплейстоцен-голоценовых базальтов, по-видимому, было связано с плавлением сравнительно обогащенного субстрата, близкого по составу (поздние щитообразные вулканические постройки) или незначительно более деплетированного (ареальные конуса) по сравнению с N-MORB.

Учитывая, в целом, низкие концентрации MgO (<6 мас.%) в плиоценовых вулканитах, для минимизации влияния кристаллизационной дифференциации, наиболее магнезиальные природные образцы были пересчитаны на условия равновесия с мантийным Ol_{90} ($X_{H_2O}=0.5\%$) по программе PRIMACALC-2.00 (Kimura, Ariskin, 2014, в печати), созданной на основе алгоритмов программы КОМАГМАТ (Ariskin et al., 1993).

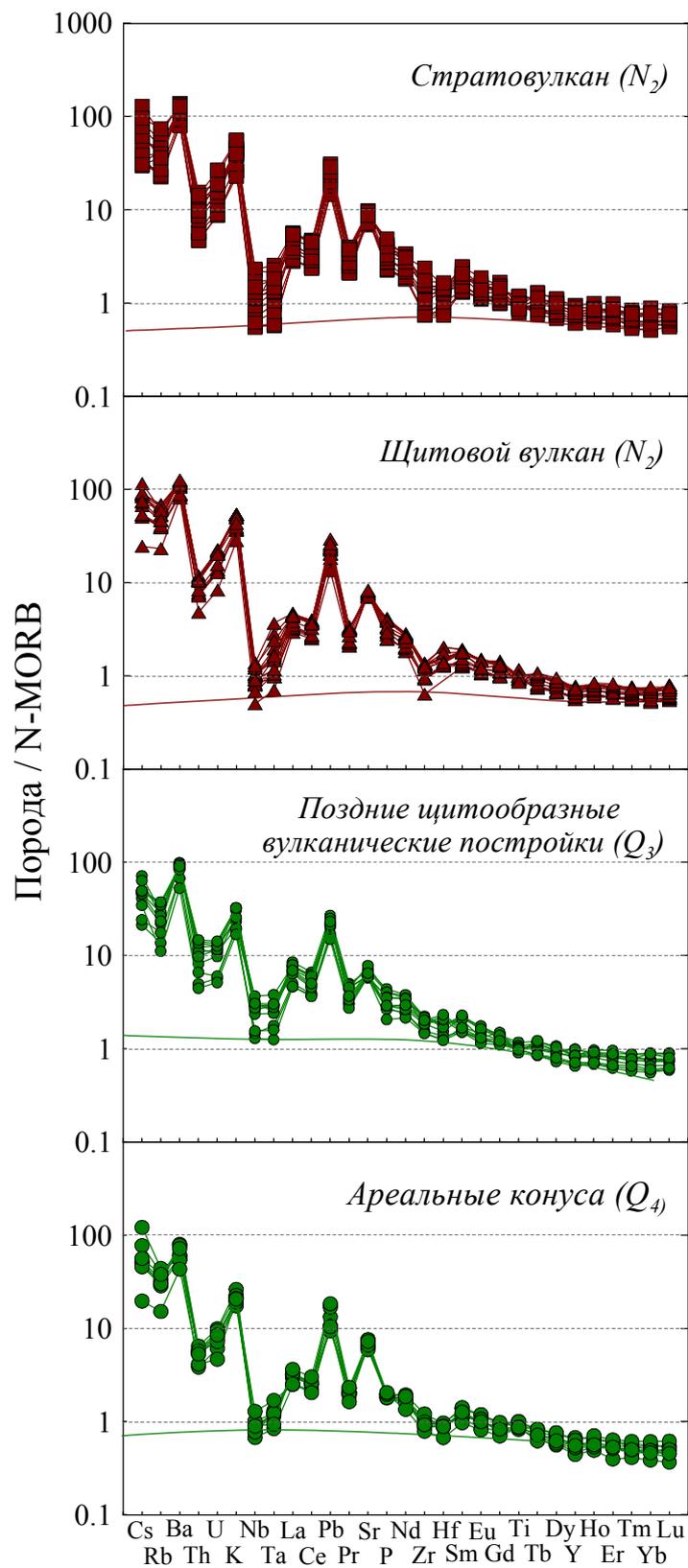


Рис. 5.6 Содержания некогерентных элементов в основных эффузивах центра Уксичан, нормализованные к MORB (Sun, McDonough, 1989).

Нормализованные к MORB спектры распределения некогерентных элементов в рассчитанных первичных расплавах, подтверждают сделанный ранее вывод о более деплетированном источнике вулканогенных образований плиоценового возраста (рис. 5.7).

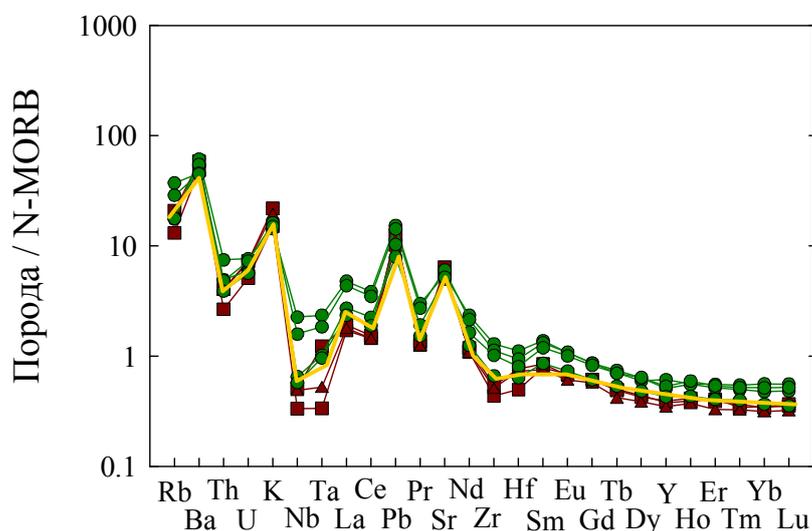


Рис. 5.7 Содержания некогерентных элементов в модельных примитивных магмах (смотри пояснения в тексте) центра Уксичан, нормализованные к MORB (Sun, McDonough, 1989).

Коричневый цвет – плиоцен, зеленый – позднелейстоцен-голоцен.

Наряду с концентрациями, важную генетическую информацию о составе магматических источников несут отношения консервативных высоконекогерентных элементов, например Nb/Ta и Zr/Hf (Pearce, Parkinson, 1993; Davidson et al., 1996). Эти пары элементов, имеющие одинаковую валентность и близкие ионные радиусы, практически не фракционируют между собой при кристаллизационной дифференциации и плавлении, даже в присутствии высокомагнезиального амфибола (Tierpolo et al., 2000).

Следовательно, расплавы, особенно базальтовые, сохраняют Nb/Ta и Zr/Hf отношения источника. Однако в реститовой минеральной ассоциации, в условиях близких к фракционному плавлению, даже высоконекогерентные элементы могут дифференцироваться друг относительно друга (Johnson, Plank, 1999, Elliot, 2003). Экспериментальные данные показывают, что Nb является более некогерентным элементом по сравнению с Ta (Green et al.,

1989). При фракционном плавлении, с отделением небольших порций расплава, в остаточной реститовой минеральной ассоциации отношение Nb/Ta будет ниже хондритового (~17), при низких концентрациях Nb. Повторное плавление реститовой мантии приведет к образованию деплетированных магм с низкими Nb/Ta отношениями.

На рис. 5.8 показаны отношения Nb/Yb и Zr/Hf в разновозрастных базальтах центра Уксичан. Для плиоценовых лав, в целом, характерны более низкие межэлементные отношения, что подтверждает ввод о более деплетированном магматическом источнике этих пород.

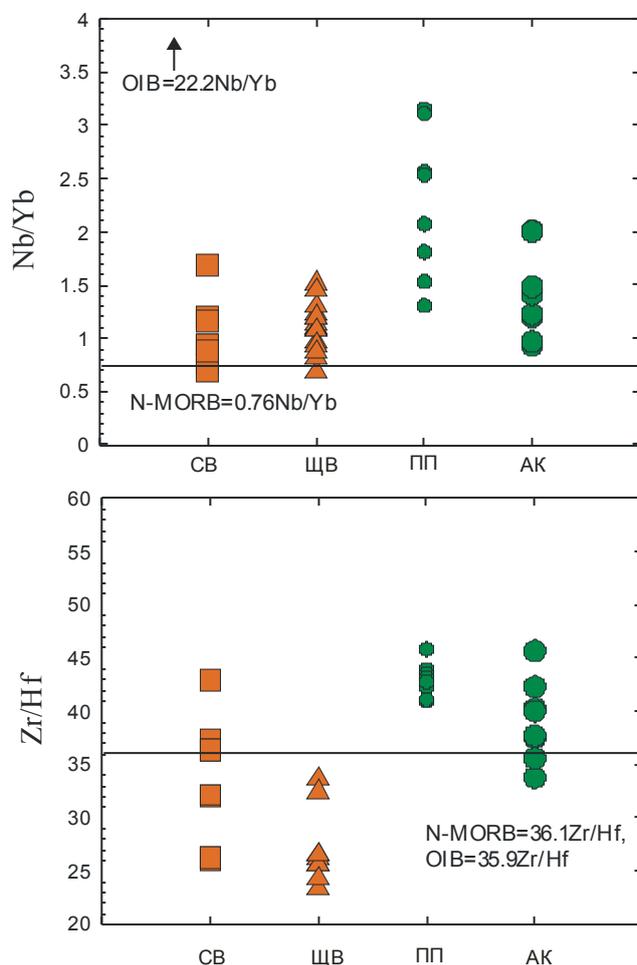


Рис. 5.8. Вариации отношений Nb/Yb и Zr/Hf в базальтах центра Уксичан.

По Мартынову (2010а), с небольшими изменениями. Линии N-MORB и OIB по (McDonough, Sun, 1995). Условные обозначения пород: СВ – стратовулкан Уксичан (N₂), ЩВ – щитовой вулкан Уксичан (N₂), ПП – поздние щитообразные вулканические постройки (Q₃), АК – ареальные конуса (Q₄).

Изотопные данные. В работах Т.Г. Чуриковой (Churikova et al., 2001) и А.О. Волинец (Волинец и др., 2005; Volynets et al., 2010) вариации изотопных характеристик *позднеплейстоцен-голоценовых* лав Срединного хребта описывались смешением деплетированного N-MORB и обогащенного OIB мантийных источников. Последний рассматривался как астеносферный материал, локализованный в глубоких горизонтах надсубдукционной мантии и перемещенный в область низких давлений мантийной конвекцией в задуговой области современной субдукции.

Действительно, для объяснения происхождения необычного для субдукционных систем субвертикального тренда вулканитов Срединного хребта на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 5.9) необходимо привлекать третий обогащенный изотопный компонент. Но с геологической и геохимической точек зрения, вместо OIB более логично рассматривать источник MORB Индийского океана.

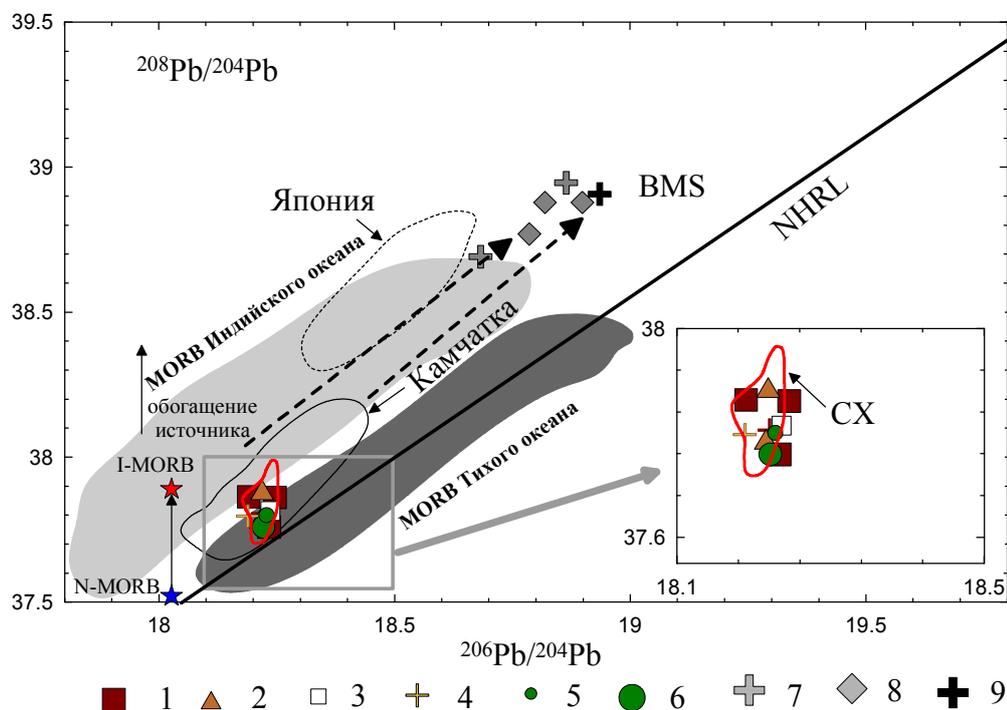


Рис. 5.9. Изотопные отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в разновозрастных базальтах вулканического центра Уксичан.

На врезке – более крупный масштаб.

Условные обозначения: 1 – ВК-базальты стратовулкана Уксичан (N_2); 2 – ВК-базальты и ВК-андезибазальты щитового вулкана Уксичан (N_2); 3 – высокоглиноземистые ВК-базальты и ВК-андезибазальты (N_2); 4 – ВК-дацит экструзии; 5 – базальты поздних

щитообразных вулканических построек (Q_3); 6 – Mg-базальты ареальных конусов (Q_4); 7, 8 – средний состав субдукционного осадка Марианской (7) и Курило-Камчатской (8) островных дуг (Мартынов, 2010б); 9 – валовый состав океанического осадка BMS (Plank, Langmuir, 1998).

NHRL – линия средних составов базальтов северного полушария (по Hart, 1984). Линиями оконтурены поля составов четвертичных пород Камчатки (сплошная линия) и Японии (пунктир), плиоцен-четвертичных лав Срединного хребта (красная линия). Светлосерое поле – MORB Индийского океана, серое – MORB Тихого океана (по Tollstrup, Gill, 2010). Пунктирные стрелки – теоретические линии смещения мантийных выделок и осадочного материала. Данные из работ (Мартынов, 2010б; Bindeman et al., 2004; Churikova et al., 2001; Dosseto et al., 2003; Duggen et al., 2007; Kεpezhinskas et al., 1997; Kersting et al., 1995; Turner et al., 1998; Portnyagin et al., 2005) и неопубликованные данные Перепелова А.Б. (n=16).

Действительно, важной особенностью Курило-Камчатской островной дуги является ее расположение в зоне взаимодействия двух основных изотопных мантийных доменов Земли – MORB Тихого и Индийского океанов, граница между которыми проходит по Курило-Камчатскому глубоководному желобу (Мартынов и др. 2012, рис. 5.10). Разделенные холодной субдуцирующей пластиной, эти два мантийных резервуара могут взаимодействовать только на участках отсутствия субдукции или разрушения погружающегося слэба при смене геодинамической обстановки, формировании «астеносферных окон» (slab-window).

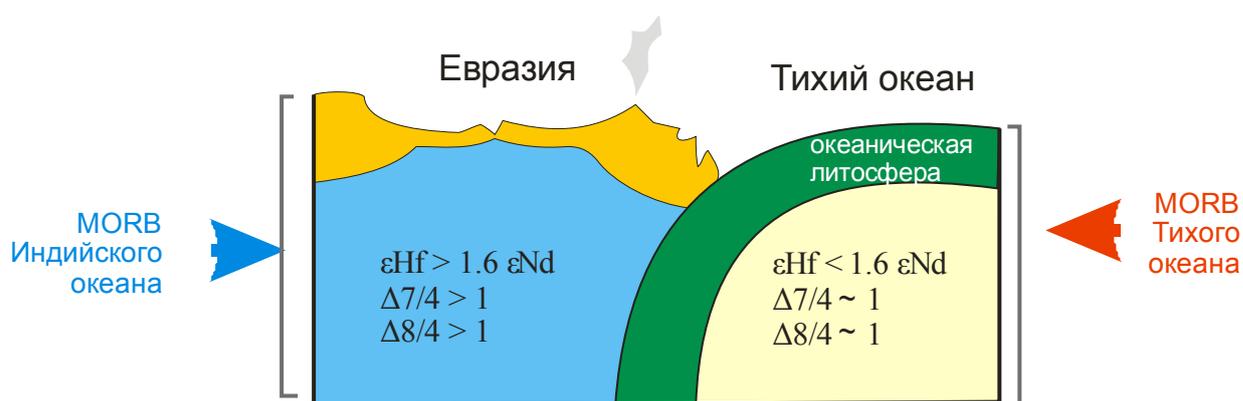


Рис. 5.10. Современная локализация мантийных доменов MORB Тихого и Индийского океанов в пределах Северо-Западной Пацифики по (Мартынов, Ханчук, 2013б) с небольшими изменениями.

В северо-западной Пацифике подобная модель впервые была использована М.В. Портнягиным (Portnyagin et al., 2005) для объяснения особенностей вариаций составов четвертичных базальтов вдоль простираения

северного сегмента Камчатской дуги между Центральной Камчатской депрессией и краем субдуцирующей Тихоокеанской плиты. Позднее образование «астеносферных окон» было зарегистрировано в Восточном Сихотэ-Алине (Мартынов, Ханчук, 2013), что позволило кардинально изменить представления о происхождении этой мегаструктуры.

Взаимодействием изотопных резервуаров MORB Индийского и Тихого океанов логично описываются тренды вариаций свинцовых изотопов в разновозрастных лавах центра Уксичан, ориентировка которого совпадает с линией смешения N-MORB и I-MORB. Аналогичная закономерность отмечалась А.Б. Перепеловым (рис. 5.11) при изучении среднеплиоценовых адакитов, образование которых требует разрыва субдуцирующей пластины и плавления базальтов верхнего слоя океанической коры.

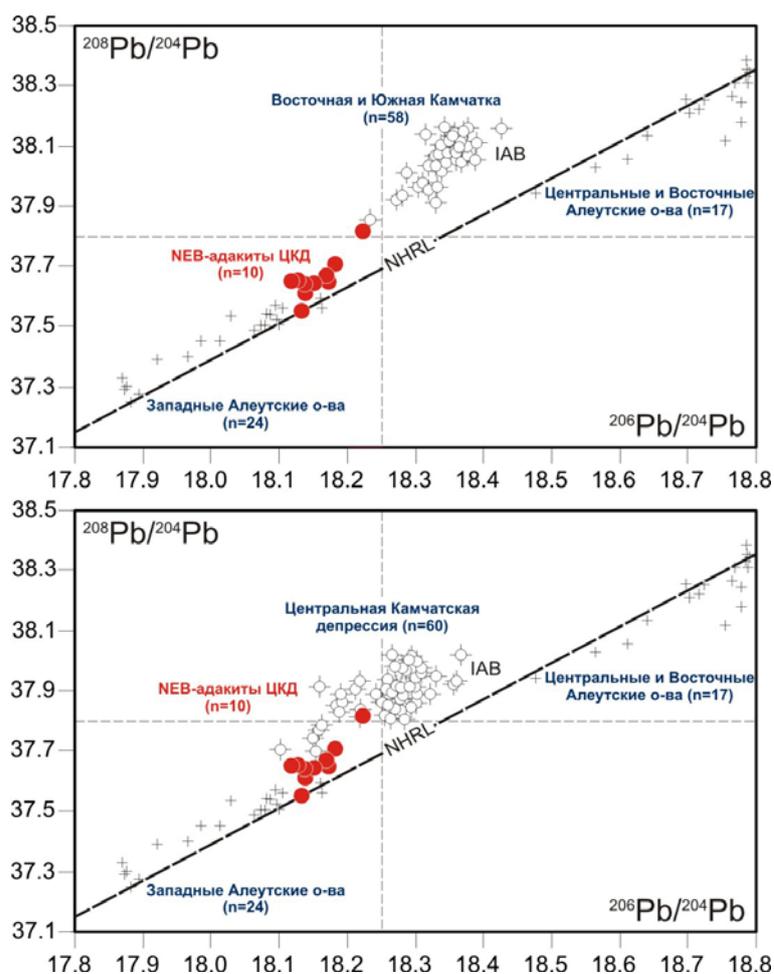


Рис. 5.11. Соотношение свинцовых изотопов в вулканитах Камчатки по (Перепелову А.Б., 2014).

Базальты и андезиты: Западных Алеутских островов (Yogodzinski et al., 1993, 1994, 1995), Центральных и Восточных Алеутских островов (Kelemen et al., 2003; Jicha et al.,

2004). Базальты и андезиты IAB типа плиоцен-четвертичных вулканических поясов островодужной системы Камчатки (n=128): 1 – Южная Камчатка, 2 – Восточная Камчатка, 3 – Центральная Камчатская депрессия по (Волынец и др., 1997). Mg#-андезит-NEB-адакитовой ассоциации (n=10) Центральной Камчатской депрессии по (Перепелов, 2014).

5.4. P-T параметры кристаллизации магматических расплавов по данным геотермобарометров

Для оценки P-T условий кристаллизации расплавов вулканического центра Уксичан были использованы современные геотермобарометры (Putirka, 2008), основанные на экспериментальных данных по равновесиям минерал - расплав.

Температуры и давления кристаллизации Ol (формулы 22, 42) и Crx (формулы 31, 33) (Putirka, 2008) рассчитывались с использованием первичных модельных расплавов, находящихся в равновесии с наиболее магнезиальным оливином (Fe_{84-75}) и пироксеном (Mg# 77-68), обнаруженным в природных образцах. Методика расчета подробно описана в работе (Putirka, 2008) и предполагает пошаговое добавление магнезиального оливина к проанализированной породе до достижения равновесного отношения $K_D Fe/Mg$. Фракционирование субликвидусной фазы шпинели при этом не учитывалось в связи с крайне малым ее присутствием в изученных породах. Граничными условиями расчетов параметров кристаллизации в системе «минерал-расплав» были для оливинов $K_D Fe/Mg=0.30\pm 1$, для клинопироксенов - $K_D Fe/Mg=0.27\pm 0.1$, при принятых для расплавов параметрах $FeO/FeO_{общ}=1$ и $H_2O=ППП$ (мас.%). Величины ошибок используемых геобарометров и геотермометров составляют $T\pm 30$ °C и $P\pm 1.5$ кбар (Putirka, 2008).

Термодинамические параметры образования краевых зон вкрапленников и субфенокристаллов, а также микролитов темноцветных минералов не оценивались, из-за сложностей приведения в соответствие значений $K_D Fe/Mg$ с реальными составами пород или с расчетными составами остаточных расплавов (основные массы). Это, возможно, связано с

Таблица. 5.1.

**Физико-химические параметры кристаллизации оливинов
вулканического центра Уксичан, рассчитанные по минеральным
геотермобарометрам (Putirka, 2008)**

№ образца	Этап	Тип породы	F ₀	P (кбар)	T (°C)
Вулкан Уксичан (N ₂)					
ES-914-1ol**	Стратовулкан	ВК-базальт	F ₀₇₄	10.2	1152
ES-940	Стратовулкан	Высокоглиноземистый ВК-андезибазальт	F ₀₇₀	9.8	1116
ES-801	Стратовулкан	Высокоглиноземистый ВК-андезибазальт	F ₀₇₀	8.6	1074
ES-1838-4ol	Щитовой вулкан	ВК-базальт	F ₀₆₅	8.6	1174
ES-1837-2ol	Щитовой вулкан	ВК-андезибазальт	F ₀₇₃	8.3	1153
ES-1722-3ol	Щитовой вулкан	ВК-андезибазальт	F ₀₇₁	7.6	1123
ES-1831+3ol	Щитовой вулкан	ВК-андезибазальт	F ₀₇₅	8.1	1119
ES-1716+4ol	Щитовой вулкан	ВК-андезибазальт	F ₀₈₃	9.3	1251
Позднеплейстоцен-голоценовый этап (Q ₃ -Q ₄)					
ES-769-5ol	Поздние щитовые вулканические постройки	Базальт	F ₀₇₈	7.2	1137
ES-887-1ol	Поздние щитовые вулканические постройки	Андезибазальт	F ₀₇₈	6.2	1147
ES-876+2ol	Ареальные конуса	Mg-базальт	F ₀₈₄	12.2	1265

Таблица. 5.2.

**Физико-химические параметры кристаллизации клинопироксенов
вулканического центра Уксичан, рассчитанные по минеральным
геотермобарометрам (Putirka, 2008)**

№ образца	Этап	Тип породы	Mg#	P (кбар)	T (°C)
Вулкан Уксичан (N ₂)					
ES-914	Стратовулкан	ВК-базальт	77	8.4	1148
ES-801+4ol*	Стратовулкан	Высокоглиноземистый ВК-андезибазальт	75	3.1	1043
ES-940+2ol	Стратовулкан	Высокоглиноземистый ВК-андезибазальт	75	1	1060
ES-1838-3ol**	Щитовой вулкан	ВК-базальт	68	5.7	1124
ES-1837	Щитовой вулкан	ВК-андезибазальт	77	7.4	1135
ES-1722-3ol	Щитовой вулкан	ВК-андезибазальт	73	6.5	1151
ES-1722-2ol	Щитовой вулкан	ВК-андезибазальт	74	5.7	1134
ES-1831+2ol	Щитовой вулкан	ВК-андезибазальт	76	6.7	1110
ES-1831+2ol	Щитовой вулкан	ВК-андезибазальт	75	3.8	1105

* знак «+» означает, что для уравнивания расплава с оливином, необходимо добавить 3 % оливина.

** знак «-» означает, что для уравнивания расплава с оливином, необходимо отнять 1 % оливина.

быстрой неравновесной кристаллизацией расплавов в низкobarических условиях при удалении значительного объема летучих компонентов.

Умеренноглиноземистые лавы вулкана Уксичан (N_2) характеризуются максимальными рассчитанными давлениями и температурами кристаллизации темноцветных минералов (оливин – $P=10.2-7.6$ кбар, $T=1152-1123^{\circ}C$; клинопироксен – $P=8.4-5.7$ кбар, $T=1148-1134^{\circ}C$) (табл. 5.1, 5.2). Для плиоценовых высокоглиноземистых вулканитов эти значения соответствуют (оливин – $P=9.8-8.6$ кбар, $T=1116-1074^{\circ}C$, клинопироксен – $P=3.1-1$ кбар, $T=1043-1060^{\circ}C$).

Наиболее низкие значения давления характеризуют базальты поздних щитообразных построек (Q_3) (оливин – $P=7.2-6.2$ кбар, $T=1137-1147^{\circ}C$). Основные лавы ареальных конусов (Q_4) кристаллизовались при более высоких температурах и давлениях (оливин – $P=12$ кбар, $T=1265^{\circ}C$) (табл. 5.1, 5.2).

5.5. Математическое моделирование процессов кристаллизационной дифференциации

Моделирование процессов кристаллизационной дифференциации, было выполнено с использованием программы КОМАГМАТ 3.72, разработанной в ГЕОХИ РАН (Ariskin et al., 1993). КОМАГМАТ представляет собой пакет прикладных петрологических ЭВМ программ, реализованных для персональных компьютеров IBM PC и предназначенных для расчета последовательности выделения минералов и химической эволюции расплава в условиях равновесной или фракционной кристаллизации, при различных давлениях, содержаниях воды и фугитивности кислорода в системе. Основой программы является решение систем уравнений равновесий минерал-расплав (геотермометров) для

главных фаз базальтовой системы при заданных условиях кристаллизации. На выходе, в зависимости от выбранной модели (фракционная или равновесная кристаллизация), получают температуру, состав кристаллизующихся фаз и остаточного расплава.

Хотя программа КОМАГМАТ имеет определенные недостатки, связанные с невозможностью расчета кристаллизации хромшпинелида, недостаточной устойчивостью схемы при моделировании перитектических соотношений между ортопироксеном, оливином и авгитом, отсутствием граната в результатах высокobarных расчетов, ее применение для толеитоподобных систем с преобладающим развитием фенокристаллов и сростков Ol, Crx и Pl, считается оправданным (Ariskin et al., 1993). Например, эта программа была успешно использована для решения вопросов эволюции субдукционных магм вулкана Ключевской (Арискин, Бармина, 2000), Горелый и в. Мутновский (Чашин, Мартынов, 2011), Тятя (о. Кунашир) (Мартынов и др., 2005).

5.5.1. Критерии отбора образцов для расчета

Для оценки физико-химических условий кристаллизации (давление, температура, летучесть кислорода, объемы кристаллизующихся фаз), расчетов трендов эволюции остаточных расплавов, лучше всего отбирать образцы с содержанием MgO > 8.5 мас.%, близким по составу к первичным мантийным выплавкам, равновесные с мантийным Ol₈₉₋₉₁ (Lee et al., 2009). Поскольку в коллекции пород *плиоценового* возраста такого типа образцы отсутствуют, состав первичных расплавов был получен путем пересчета образцов с содержанием MgO > 5 мас.% на расплавы равновесные с Ol₉₀ (X_{H₂O} = 0.5%) по программе PRIMACALC-2.00 (Kimura, Ariskin, 2014, в печати), созданной на основе алгоритмов программы КОМАГМАТ.

Позднеплейстоцен-голоценовые вулканогенные образования ареальных конусов и поздних щитообразных вулканических построек близки между собой по времени формирования, пространственной локализации и

большинству петрохимических и геохимических параметров. С учетом этого, в качестве расчетного базиса использовался состав природного образца (ES-762) (табл. 5.3.), с содержанием MgO (9.07 мас.%), лишь незначительно отличающимся от расплавов, равновесных с мантийным Ol_{89-91} (Lee et al., 2009).

Таблица 5.3.

Составы, используемые в качестве начальных при расчетах.

Этапы вулканизма	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
N ₂	47.88	0.53	14.89	11.34	0.08	13.25	9.03	2.03	0.98	0.00
Q ₃ -Q ₄	50.41	0.87	15.93	9.07	0.17	9.07	10	2.46	0.96	0.22

5.5.2. Принципы расчета в программе КОМАГМАТ

Для *плиоценовых* первичных магм максимальное давление, рассчитанное по точкам пересечения линий ликвидусов оливинов и клинопироксенов на диаграмме P-T (рис. 5.12.), вероятно, соответствует условиям отделения первичного котектического расплава от реститовой мантийной ассоциации.

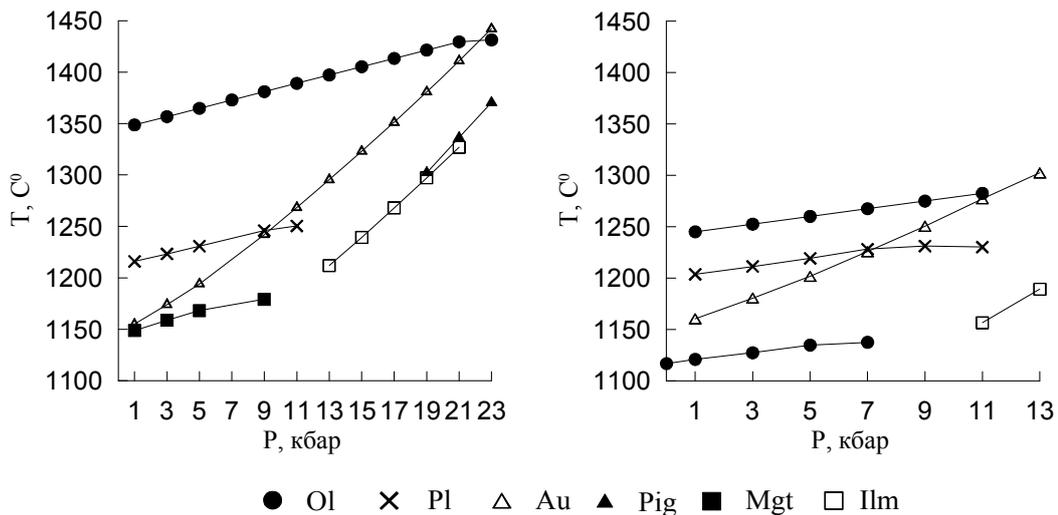


Рис. 5.12. P – T диаграмма для составов исходных магм (см. в тексте). Условия – равновесная кристаллизация; $fO_2=NNO$, $H_2O=0$ мас. %.

Условные обозначения: Ol - оливин, Pl - плагиоклаз, Au – авгит, Pig – пижонит, Mgt – магнетит, Ilm - ильменит.

Полученные давления (~ 22 кбар, 66 км) и субликвидусные температуры (~ 1420⁰С) достаточно близки к таковым, полученным А.А. Арискиным и Г.С. Барминой (2000) для родоначальных магм Ключеского вулкана (~ 1350⁰С при 18 кбар) и данным (P=15-20 кбар, T=1280-1320⁰С), приводимым в работе (Хубуная и др., 2007).

Для *позднеплейстоцен-голоценовых* магм, в качестве родоначальной магмы принимался природный образец, для которого точка пересечения линий ликвидусов оливинов и клинопироксенов на диаграмме P-T (P~ 11 кбар; T ~ 1280⁰С), соответствует началу дифференциации магматической жидкости.

Тип кристаллизационной дифференциации, общее давление, содержание воды в системе и фугитивность кислорода оценивались методом подбора параметров для достижения наилучшего совпадения природных и расчетных трендов, ассоциаций и составов породообразующих минералов.

Например, высокие концентрации воды сужают поле кристаллизации плагиоклаза, тогда как рост общего давления расширяет область кристаллизации клинопироксена. Следовательно, значение этих двух параметров можно оценить по положению точки перегиба петрохимических трендов в координатах CaO, Al₂O₃ – MgO.

5.5.3. Результаты расчетов

Плиоцен.

Расчеты, выполненные по модели декомпрессионной фракционной кристаллизации в программе КОМАГМАТ, были успешно использованы А.А. Арискиным (2000) для объяснения особенностей эволюции лав Ключевского вулкана. Такой тип дифференциации предполагает, что процессы фракционирования протекали в условиях подъема магмы к поверхности при закономерном уменьшении давления, без длительной задержки в разноглубинных магматических камерах (Арискин, 2000). Одним из критериев использования декомпрессионной модели является поведение

CaO, который демонстрирует самую сильную зависимость от давления (Арискин, 2000). Но для страто- и щитового вулканов Уксичан (N_2) декомпрессионное фракционирование не моделирует поведение этого элемента ни при каких значениях задаваемых переменных (рис. 5.13.)

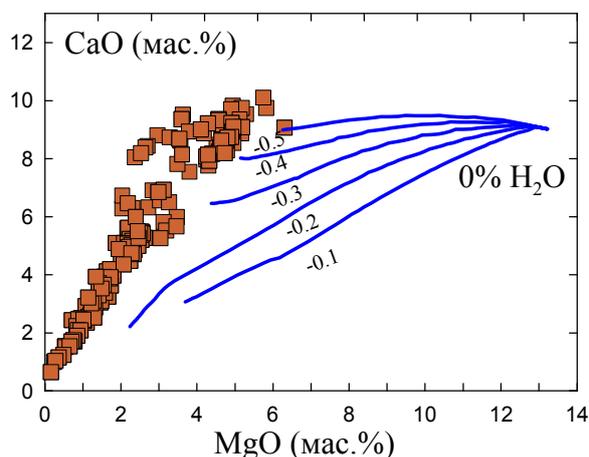


Рис. 5.13. Пример компьютерного моделирования вариаций состава расплава при декомпрессионном фракционировании в безводных условиях.

Залитые квадраты – породы вулкана Уксичан (N_2). Цифрами показаны скорости декомпрессии.

Чтобы добиться совпадения расчетных и природных трендов было выполнено около тысячи вычислений по различным моделям, составам первичных магм и термодинамическим параметрам кристаллизационного фракционирования (давлениях, содержаниях воды и активности кислорода). Наиболее оптимальные результаты (рис. 5.14, таблица 5.4) были получены при использовании комбинированной «декомпрессионной - изобарической» модели, в соответствии с которой на начальном этапе фракционирование расплавов происходит по декомпрессионной схеме (NNO , 1 мас. % H_2O , скорости декомпрессии -0.4 кбар/% крист), а затем, при уменьшении концентрации MgO до ~ 6 мас.% - по изобарической, при давлении ~ 1 кбар (~ 3 км).

С учетом полученных данных эволюцию первичных мантийных расплавов вулкана Уксичан можно представить следующим образом (рис. 5.15). Первичные котектические (Ol+Crх) расплавы *плиоценовых* вулканитов

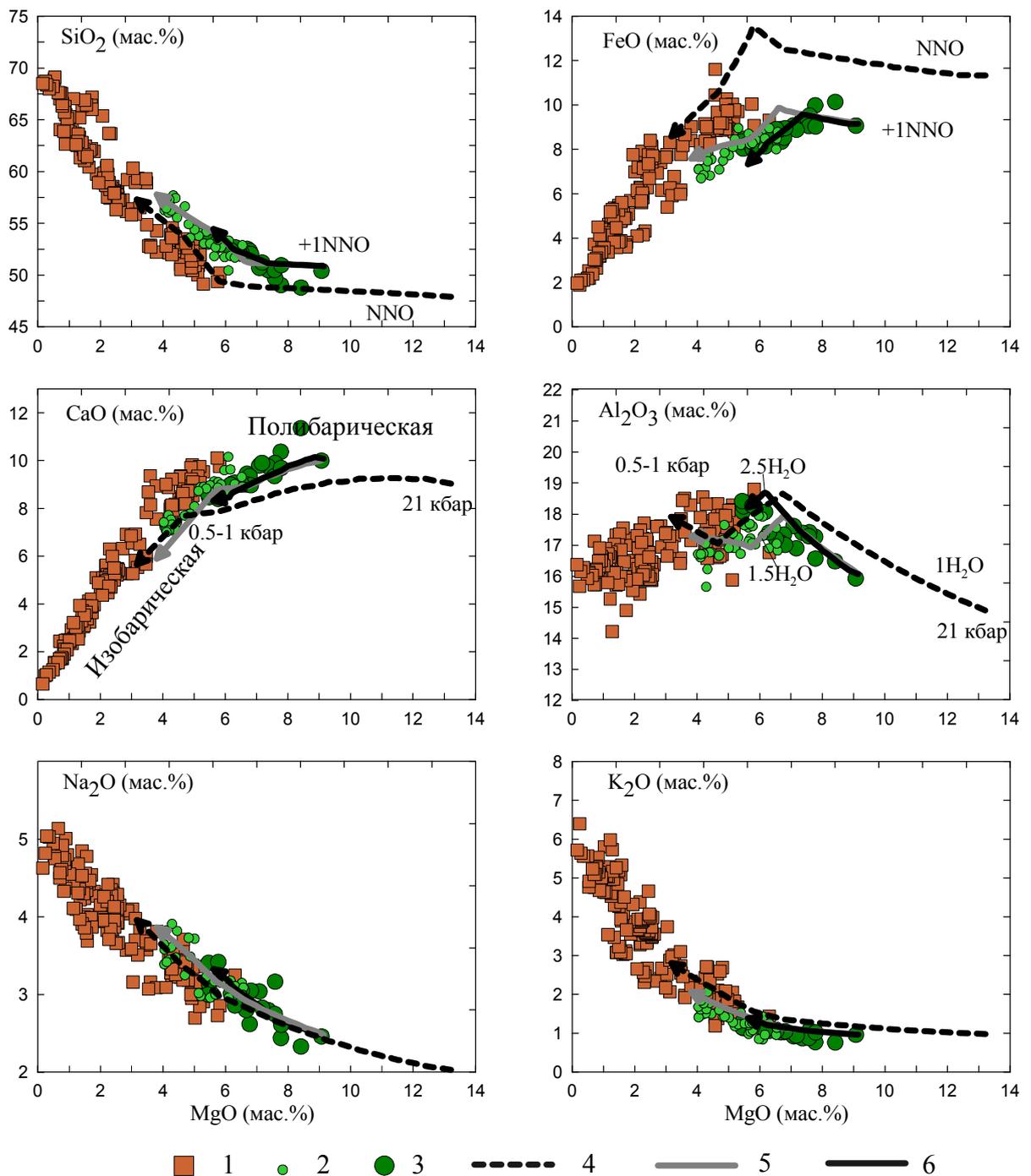


Рис. 5.14. *Природные тренды эволюции (1 – вулкан Уксичан N_2 ; 2 – поздние щитообразные вулканические постройки Q_3 , 3 – ареальные конуса Q_4); расчетные траектории дифференциации (4 – вулкан Уксичан N_2 , 5 – поздние щитообразные вулканические постройки Q_3 , 6 – ареальные конуса Q_4).*

Для вулкана Уксичан N_2 – «декомпрессионная-изобарическая» фракционная кристаллизация, начальное давление $P_H = 21$ кбар, конечное $P_K = 1$ кбар, содержание воды 1 мас.%, $fO_2 = NNO$, скорость декомпрессии -0.4 кбар/%крист, максимальная степень фракционирования 65 %;

Для поздних щитообразных вулканических построек Q_3 – «декомпрессионная-изобарическая» фракционная дифференциация, начальное давление $P_H = 10$ кбар, конечное $P_K = 0.5$ кбар, содержание воды 1.5 мас.%, $fO_2 = +1$ NNO, скорость декомпрессии -0.3 кбар/%крист, максимальная степень фракционирования 55 %;

Для ареальных конусов Q₄ – декомпрессионная кристаллизация, начальное давление P_н = 10 кбар, содержание воды 2.5 мас.%, fO₂ – +1NNO, скорость декомпрессии -0.25 кбар/%крист, максимальная степень фракционирования 35 %.

отделяются от мантийной реститовой минеральной ассоциации на глубине ~ 66 км при температуре ~ 1420⁰ С (рис. 5.15). При декомпрессионном подъеме расплава до давления ~ 8 кбар и падения температуры до ~ 1172⁰ С, при содержании H₂O ~1.5 мас.%, к оливину и клинопироксену присоединяется плагиоклаз, затем, в низкобарических условиях - магнетит (P~4 кбар, T~1136 °С). Дальнейшая дифференциация магматической жидкости происходила по изобарической схеме в приповерхностной камере, расположенной примерно на глубине ~ 1.5 – 3 км (0.5 – 1 кбар). Степень фракционирования системы в этот момент составляет ~49% от массы исходного расплава, а состав кристаллизующегося оливина был несколько более магнезиальный (Fo₇₅), чем следует из данных микронзондовых определений (Fo₇₃₋₆₀).

Плейстоцен-голоцен

Составы лав поздних щитообразных вулканических построек (Q₃) и ареальных конусов (Q₄) на петрогеохимических диаграммах формируют единый эволюционный тренд, что позволяет предполагать близкие составы начальных магм и условий их кристаллизации. При этом лавы поздних щитообразных вулканических построек (Q₃) испытали более высокую степень фракционирования, о чем свидетельствуют более низкие концентрации в них MgO (< 6.5 мас. %) и широкие вариации кремнекислотности (базальт-андезибазальт-андезит).

Наилучшее соответствие природных и расчетных трендов для лав поздних щитообразных вулканических построек (рис. 5.14, таблица 5.4) наблюдается при использовании алгоритма фракционной «декомпрессионной - изобарической» кристаллизации при фугитивности кислорода +1NNO, содержания воды 1.5 мас.% и скорости декомпрессии -0.3 кбар/% крист. Кристаллизация пород начинается с выделения оливина и клинопироксена

Таблица 5.4. Физико-химические параметры кристаллизации пород вулканического центра Уксичан по программе КОМАГМАТ (Ariskin et al., 1993).

№ образца	Тип породы	MgO (мас.%) в образце	Природные ассоциации минералов- вкрапленников	Расчетные ассоциации минералов- вкрапленников	T (°C)	P (кбар)	H (км)	Δ NNO	logfO ₂	H ₂ O (мас.%)
Умеренноглиноземистые породы вулкана Уксичан (N₂), условия «декомпрессионной-изобарической» фракционной кристаллизации										
ES-1716	ВК-андезибазальт	6.30	Ol+Pl+Cpx Fo ₈₂₋₆₃ An ₇₃₋₅₈ Cpx (Mg#75-72)	Pl+Ol+Cpx An ₇₆ Fo ₇₇	1158	6.6	20	0	-7.85	1.48
ES-1837	ВК-андезибазальт	5.19	Ol+Cpx+Pl+Mt Fo ₇₃₋₆₀ Cpx (Mg#77-70) An ₈₉₋₄₂ Mt осн.м.	Pl+Ol+Mgt An ₆₉ Fo ₇₅	1109	1	3	0	-8.65	1.93
ES-914	ВК-базальт	4.65	Pl+Cpx+Opx+Ol+Mt An ₈₆₋₄₇ Cpx (Mg#78-74) Opx (Mg#77-72) Fo ₇₄₋₆₉	Pl+Ol+Cpx+Mgt An ₆₃ Fo ₇₅ Cpx (Mg#75)	1094	1	3	0	-8.85	2.25
ES-1722	ВК-андезибазальт	4.64	Ol+Cpx+Pl + Mt Fo ₇₂₋₅₉ Cpx (Mg#75-73) An ₆₀₋₄₉							
ES-1838	ВК-базальт	4.57	Pl+ Cpx+Opx+Ol+ Mt An ₉₀₋₄₇ Cpx (Mg#73-65) Opx (Mg#71-68) Fo ₆₆₋₆₀							
ES-1831	ВК-андезибазальт	3.6	Ol+Cpx + Pl +Mt Fo ₇₅₋₅₃ An ₈₂₋₂₃ Cpx (Mg#76-71)	Cpx+Pl+Mgt Cpx (Mg#72) An ₅₆	1077	1	3	0	-9.07	2.58

№ образца	Тип породы	MgO (мас.%) в образце	Природные ассоциации минералов- вкрапленников	Расчетные ассоциации минералов- вкрапленников	T (°C)	P (кбар)	H (км)	Δ NNO	logfO ₂	H ₂ O (мас.%)
Высокоглиноземистые породы вулкана Уксичан (N₂), условия «декомпрессионной-изобарической» фракционной кристаллизации										
ES-940	ВК-андезибазальт	3.28	Pl+Ol An ₈₅₋₅₁ Fo ₇₁₋₆₄	Pl+Ol+Mgt An ₅₇ Fo ₇₄	1054	1	3	0	-9.4	4.13
ES-801	ВК-андезибазальт	2.65	Pl+Cpx+Mt An ₈₅₋₇₃ Cpx (Mg#78-73)							
ES-1781	ВК-андезибазальт	2.36	Pl+Cpx+Opx+Mt An ₇₈₋₅₃ Cpx (Mg#76-75) Opx (Mg#73-74)							
Поздние щитообразные вулканические постройки (Q₃), условия «декомпрессионной-изобарической» фракционной кристаллизации										
ES-769	Базальт	6.52	Pl+Ol+Cpx+Opx An ₆₉₋₅₇ Fo ₇₈₋₆₃ Cpx (Mg#80-76) Opx (Mg#79)	Pl+Cpx+Ol+Mgt An ₇₆ Cpx (Mg#85) Fo ₈₄	1132	4.9	15	1	-7.22	1.77
ES-887	Андезибазальт	5.39	Pl+Ol+Cpx+Opx+Mt An ₈₁₋₆₆ Fo ₇₈₋₆₆ Opx (Mg#76-73) Cpx (Mg#74-73)	Pl+Cpx+Ol+Mgt An ₆₈ Cpx (Mg#84) Fo ₈₄	1089	0.5	1.5	1	-7.92	2.25
Ареальные конуса (Q₄), условия декомпрессионной фракционной кристаллизации										
ES-762	Mg-базальт	9.07	Ol+Cpx+Pl Fo ₈₂₋₈₁ An ₇₆	Ol+Cpx Fo ₈₈ Cpx (Mg#91)	1185	9.75	29.3	1	-6.43	2.52
ES-876	Mg-базальт	7.36	Ol+Cpx+Pl+Mgt Fo ₈₄ Cpx (Mg#76) An ₈₄ Mgt – осн.м.	Ol+Cpx+Mgt Fo ₈₆ Cpx (Mg#87)	1134	7	21	1	-7.13	2.79

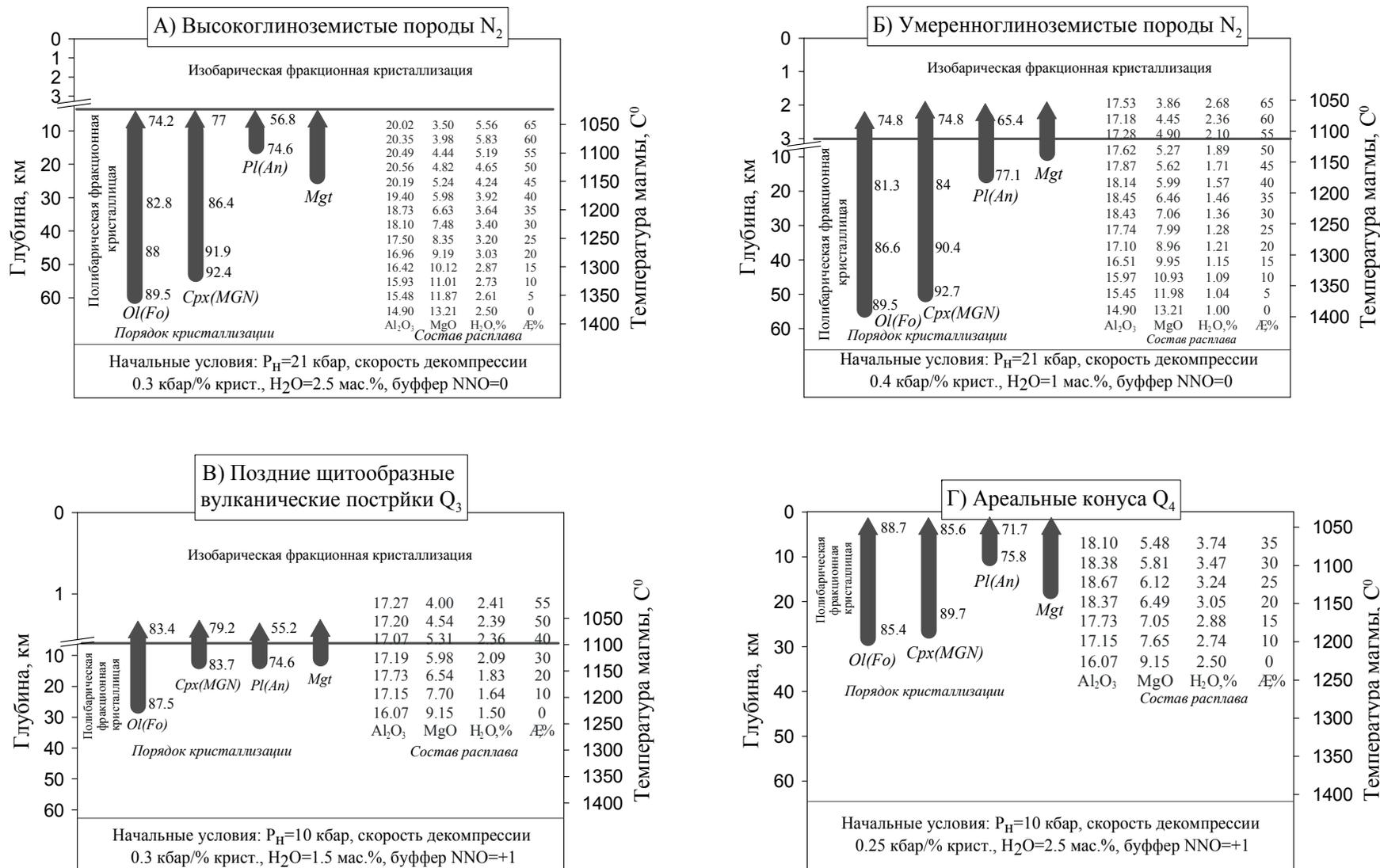


Рис. 5.15. Модельная последовательность кристаллизации и эволюция составов минералов разновозрастных пород вулканического центра Уксичан

при давлении около 10 кбар и температуре $\sim 1220^{\circ}\text{C}$. При давлении ~ 5 кбар, температуре $\sim 1132^{\circ}\text{C}$ и содержании воды ~ 1.8 мас. % к этим минералам присоединяется плагиоклаз и магнетит (рис. 5.15.). Декомпрессионная дифференциация сменялась *изобарической* в приповерхностной камере, при давлении 0.5 кбар (~ 1.5 км). Степень фракционирования расплава в магматической камере составляла 32 - 55 % от исходного.

Базальты ареальных конусов (Q₄) эволюционировали в условиях *декомпрессионной фракционной кристаллизации* при начальном давлении 10 кбар, фугитивности кислорода +1NNO, содержании воды 2.5 мас. % и скорости декомпрессии -0.25 кбар/% крист (рис. 5.14, 5.15, таблица 5.4). Сравнительно высокое содержание воды в системе приводило к уменьшению температуры начала кристаллизации и задержке выделения плагиоклаза. При 10 кбар и 1185°C фракционирующая минеральная ассоциация была представлена Ol+Crх; при 7 кбар и 1134°C – Ol+Crх+Mgt; при 4 кбар и 1090°C – Ol+Crх+Mgt+Pl. Таким образом, формирование голоценовых базальтов происходило при быстром подъеме родоначальных расплавов к поверхности без длительной задержки в магматической камере (степень кристаллизации – 35 %), что, в целом, согласуется с современными представлениями о происхождении ареальных вулканитов.

Полученные расчетные данные соответствуют геологическим, минералогическим (рис. 5.16.) и петрохимическим особенностям магматических комплексов. Например, существование близповерхностных магматических камер считается типичной особенностью вулканических аппаратов центрального типа, обрушение которых приводит к формированию кальдер. Отсутствие пород с содержанием MgO > 6.5 мас.% среди лав плиоценового возраста предполагает длительную задержку расплавов в магматических очагах.

Важно также отметить близость РТ параметров кристаллизации расплавов вулканического центра Уксичан, полученных с использованием

программы КОМАГМАТ и геотермобарометров (Putirka, 2008), что дополнительно свидетельствует о достоверности полученных результатов.

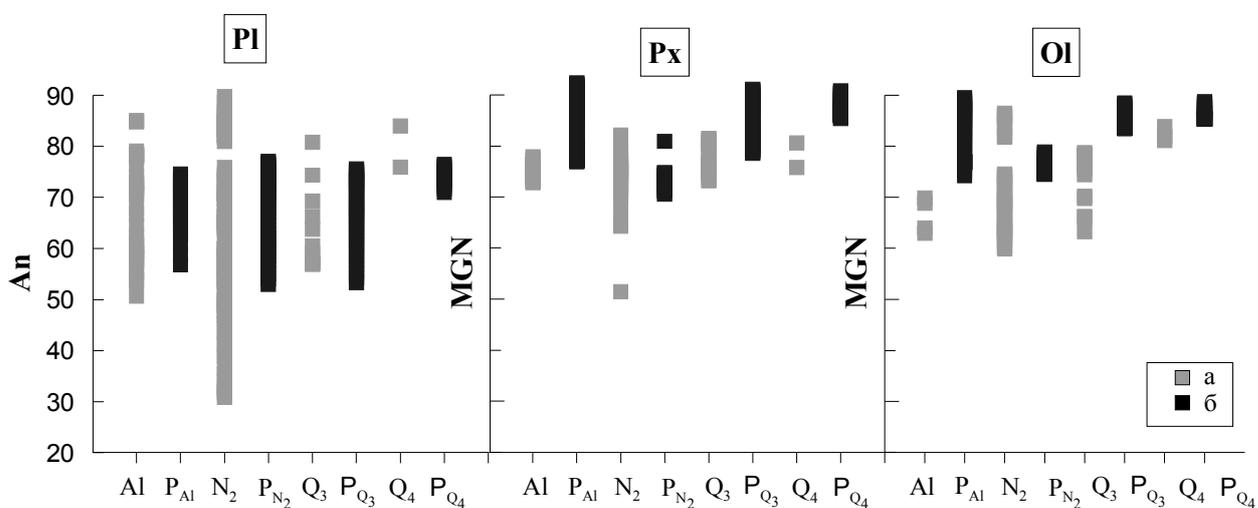


Рис. 5.16. Сопоставление природных (а) и модельных (б) составов породообразующих минералов.

Al – высокоглиноземистые породы; N₂ – умеренноглиноземистые породы стратовулкана и щитового вулкана Уксичан; Q₃ – лавы поздних щитообразных вулканических построек и Q₄ – ареальных конусов. P – модельные составы, например, P_{Al} – расчетные составы вкрапленников высокоглиноземистых пород. MGN – магнезиальность, рассчитанная по формуле Mg/(Mg+Fe) ат.%.

5.6. Генезис высокоглиноземистых пород вулкана Уксичан

В плиоценовых лавах в интервале концентраций MgO 5-2 мас.% наблюдаются значительные вариации содержаний Al₂O₃ и формирование двух различных петрохимических трендов – с возрастанием и падением содержаний элемента. Хотя в изученной нами коллекции высокоглиноземистые лавы представлены ограниченным количеством образцов, понимание их генезиса представляет определенный интерес для большинства островодужных систем, например Курильской (рис. 5.17).

Проблема происхождения высокоглиноземистых базальтов активно дискутировалась в 70 – 80 годы прошлого столетия. Различные авторы предполагали, что породы этого типа являются:

- (1) продуктами частичного плавления погружающейся океанической коры (Baker, Eggler, 1983; Brophy, Marsh, 1986; Johnston, 1986);

(2) остаточными расплавами, возникшими в результате фракционирования высокомагнезиальных мантийных магм (Perfit et al., 1980; Kay, Kay, 1985; Nye, Reid, 1986; Uto, 1986; Gust, Perfit, 1987; Кадик и др., 1989, 1990; Ozerov, 2000; Ozerov et al., 1996, 1997, Арискин и др., 2000);

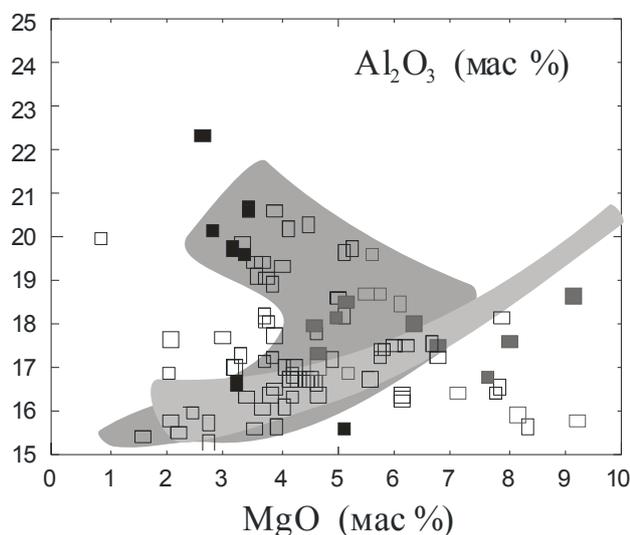


Рис. 5.17. Вариации содержаний Al_2O_3 в четвертичных вулканитах южных и северных островов Курильской островной дуги в зависимости от концентрации MgO (по Мартынову и др., 2010 б).

(3) результатом переуравновешивания первичных расплавов и их дериватов с веществом стенок магмовода (Kelemen, Ghiorso, 1986; Kelemen, 1990);

(4) кумулятивными образованиями, результатом механического накопления кристаллов плагиоклаза, циркулирующих в магнезиальных магмах (Crawford, Johnstone, 1992; Plank, Langmuir, 1988; Brophy, 1988, 1989; Fournelle, Marsh, 1991; Wagner et al., 1995);

(5) продуктами дифференциации водонасыщенной системы (H_2O 4-6 мас.%) (Wagner et al., 1995).

Из-за незначительной роли коровой контаминации в происхождении основных пород вулкана Уксичан, третья модель нами не рассматривается. Плавление океанической коры должно было приводить к появлению специфических адакитовых расплавов, которые в разрезах вулканогенных

толщ вулкана Уксичан и прилегающих построек не обнаружены (см. п. 5.2.). В пользу кумулятивной модели косвенно свидетельствует локализация высокоглиноземистых пород в основании плиоценового вулканического разреза (рис. 5.18.).

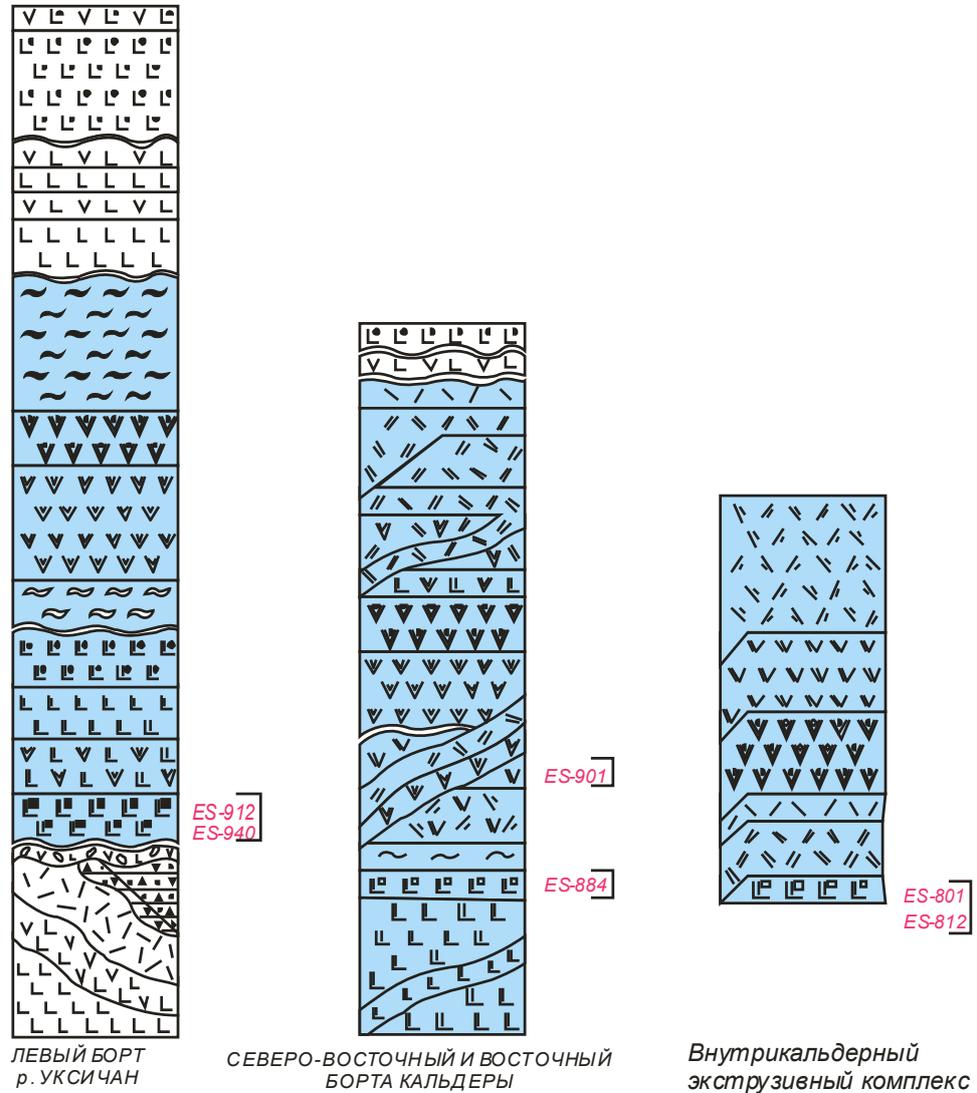


Рис. 5.18. Положение высокоглиноземистых пород в геологическом разрезе.

Голубым фоном отмечен комплекс пород плиоценового вулкана Уксичан (стратовулкан, щитовой вулкан, кальдера-вулкан); красным шрифтом – положение в разрезах высокоглиноземистых пород.

Однако петрографические данные это не подтверждают. Некоторые образцы высокоглиноземистых базальтов действительно характеризуются наличием большого количества вкрапленников резорбированного плагиоклаза крупной – средней размерности, при небольшом количестве фемических минералов (рис. 5.19 а). Но в других случаях подобные петрографические признаки не

выявлены (рис. 5.19 б). Отсутствие петрографических свидетельств аккумуляция Pl в высокоглиноземистых лавах в. Мутновский (Южная Камчатка) отмечалось и в работе (Чашин, Мартынов, 2007).

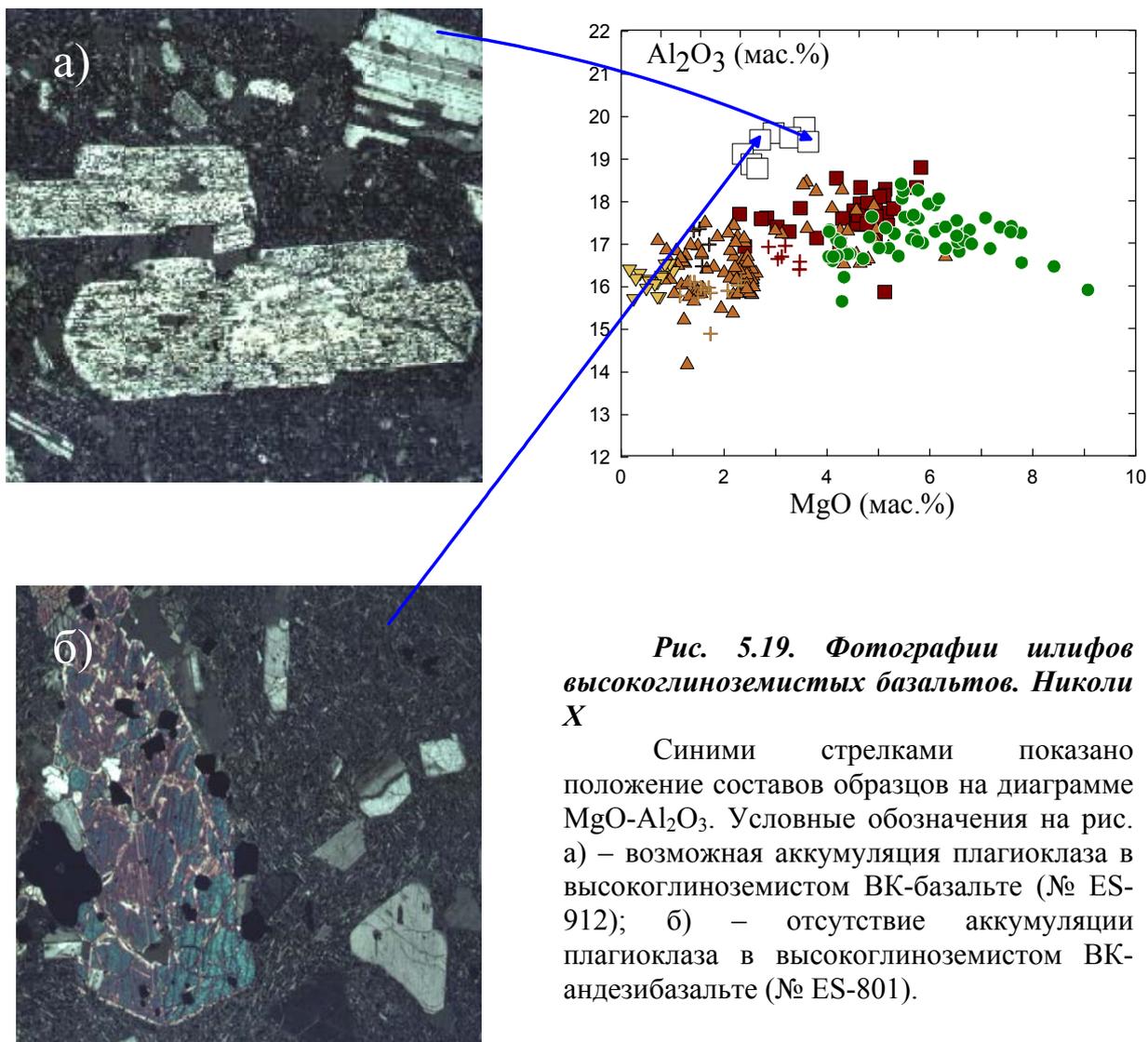


Рис. 5.19. Фотографии илифов высокоглиноземистых базальтов. Николи X

Синими стрелками показано положение составов образцов на диаграмме MgO-Al₂O₃. Условные обозначения на рис. а) – возможная аккумуляция плагиоклаза в высокоглиноземистом ВК-базальте (№ ES-912); б) – отсутствие аккумуляции плагиоклаза в высокоглиноземистом ВК-андезибазальте (№ ES-801).

Таким образом, основным процессом, приводящим к появлению глиноземистых базальтов в разрезе плиоценовых лав в. Уксичан, по-видимому, является кристаллизационная дифференциация.

Моделирование с использованием программы КОМАГМАТ показало, что наилучшее соответствие петрохимических и расчетных трендов высокоглиноземистых пород (рис. 5.20) наблюдается при использовании модели *декомпрессионно-изобарической фракционной кристаллизации*. В отличие от умеренноглиноземистых эффузивов, родоначальные расплавы

высокоглиноземистых магм должны быть более водонасыщенными (2.5 мас. % H_2O , буфер NNO , скорость декомпрессии -0.3 кбар/% крист.) (табл. 5.4).

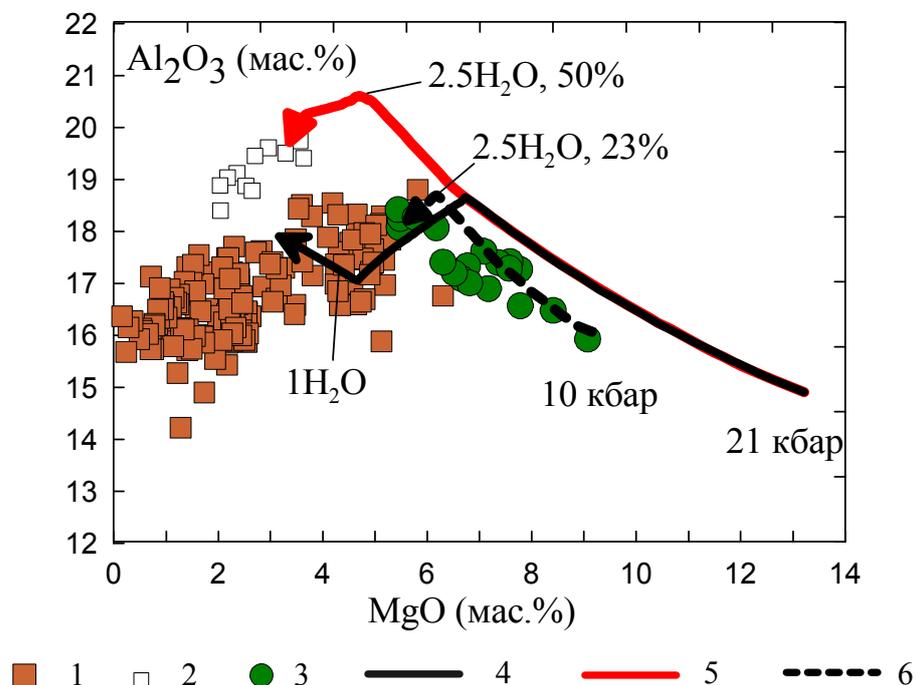


Рис. 5.20. Расчетные траектории дифференциации глинозема пород вулканического центра Уксичан.

Условные обозначения: (1) умеренноглиноземистые и (2) высокоглиноземистые породы вулкана Уксичан (N_2); (3) лавы ареальных конусов (Q_4); расчетные тренд фракционной «декомпрессионной-изобарической» кристаллизации для (4, 6) умеренноглиноземистых и декомпрессионной для высокоглиноземистых пород (N_2) (5). Цифрами показаны содержания воды (1, 2.5 мас. %), степень фракционирования системы (50%, 23%), начальные давления кристаллизации (10, 21 кбар).

Кристаллизация первичного расплава в этом случае начинается с выделения оливина и клинопироксена при давлении около 20 кбар и температуре $\sim 1350^{\circ}C$ (рис. 5.15). При уменьшении давления до 10 кбар и температуры до $\sim 1141^{\circ}C$ к этим минералам присоединяется магнетит. Относительно высокое содержание воды в расплаве приводит к задержке кристаллизации плагиоклаза и образованию высокоглиноземистых продуктов дифференциации с содержанием Al_2O_3 более 20 мас.%. Тренд накопления глинозема обрывается в момент появления на ликвидусе $P1$ при давлении около 7 кбар, температуре $1088^{\circ}C$ и содержании H_2O в расплаве ~ 4 мас. %.

Степень фракционирования в этот момент составляет ~50% от массы исходного расплава. При достижении давления 1 кбар кристаллизационное фракционирование происходит в изобарических условиях.

Таким образом, при близких составах первичных магм, фугитивности кислорода и особенностях протекания кристаллизационной дифференциации, формирование умеренно- и высокоглиноземистых пород вулкана Уксичан происходило в условиях различного начального содержания воды (рис. 5.20).

Важно отметить, что хотя голоценовые базальты ареальных конусов формируются при тех же начальных содержаниях воды (2.5 мас%) содержание глинозема в них не превышает 18.5 мас. %. Таким образом, для образования высокоглиноземистых пород необходимым условием является не только высокое первичное содержание воды, но и повышенное давление начала кристаллизации (рис. 5.15).

5.7. Геодинамические условия магматических процессов

Закономерная смена характера вулканической активности долгоживущего центра Уксичан от извержений центрального типа в плиоцене (стратовулкан, щитовой вулкан) к ареальным - в голоцене, косвенно свидетельствует о нарастании растягивающих напряжений описываемой территории. С этим процессом, по-видимому, следует связывать и изменение изотопно-геохимических характеристик островодужных магм.

В результате петрологических исследований нами было установлено, что плиоценовые лавы центра Уксичан произошли в результате плавления флогопитсодержащего мантийного источника, деплетированного в отношении некогерентных микроэлементов и метасоматически переработанного субдукционными процессами. В составе субдукционного компонента преобладающую роль играл низкотемпературный водный флюид. Но наряду с ним присутствовал высокотемпературный

субдукционный осадочный компонент (расплав/надкритический флюид). Субвертикальный тренд плиоценовых пород на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 5.9) свидетельствует об их образовании в результате смешения двух изотопных резервуаров – тихоокеанского и индийского MORB - типов, что позволяет предполагать разрыв древней олигоцен-миоценовой субдукционной пластины с формированием «астеносферных окон».

Важная роль «астеносферных окон» в магмогенезисе неоген-четвертичных вулканитов Камчатки, впервые была показана в работе (Ханчук, Иванов 1999). Для юго-восточной Азии аналогичный механизм был предложен М. Флауэром с соавторами (Flower et al., 1998), которые развивали, в свою очередь, более ранние субдукционные гипотезы (Robert et al., 1992; Venturelli et al., 1984). Взяв за основу главные элементы вышеперечисленных моделей, геодинамическое развитие долгоживущего центра Уксичан может быть представлено следующим образом.

Погружение олигоцен-миоценовой зоны спрединга под Камчатскую вулканическую дугу и причленение к полуострову Кроноцкой неактивной островной дуги привело к прекращению субдукции, латеральному скольжению океанической плиты относительно Камчатки и, как следствие, разрыву олигоцен – миоценовой субдукционной пластины (рис. 5.21). Этот процесс сопровождался орогенцией, утолщением континентальной коры и подстилающей деплетированной и гидратированной литосферной мантии (RLM). Взаимодействия RLM и океанической астеносферы приводило к дальнейшему утолщению гидратированного RLM – корового меланжа (Б), и, в конечном счете, его деламинации (В), с образованием двух резервуаров.

Первый резервуар, деплетированный в отношении FeO^* , HFSE, но обогащенный калием, с низкой плотностью, в результате гравитационной нестабильности перемещался на Р-Т уровни дегидратация флогопита ($P=7$ ГПа и $T=1300^\circ\text{C}$). Это приводило к формированию насыщенной водой межзерновой магматической жидкости, что, в свою очередь, способствовало

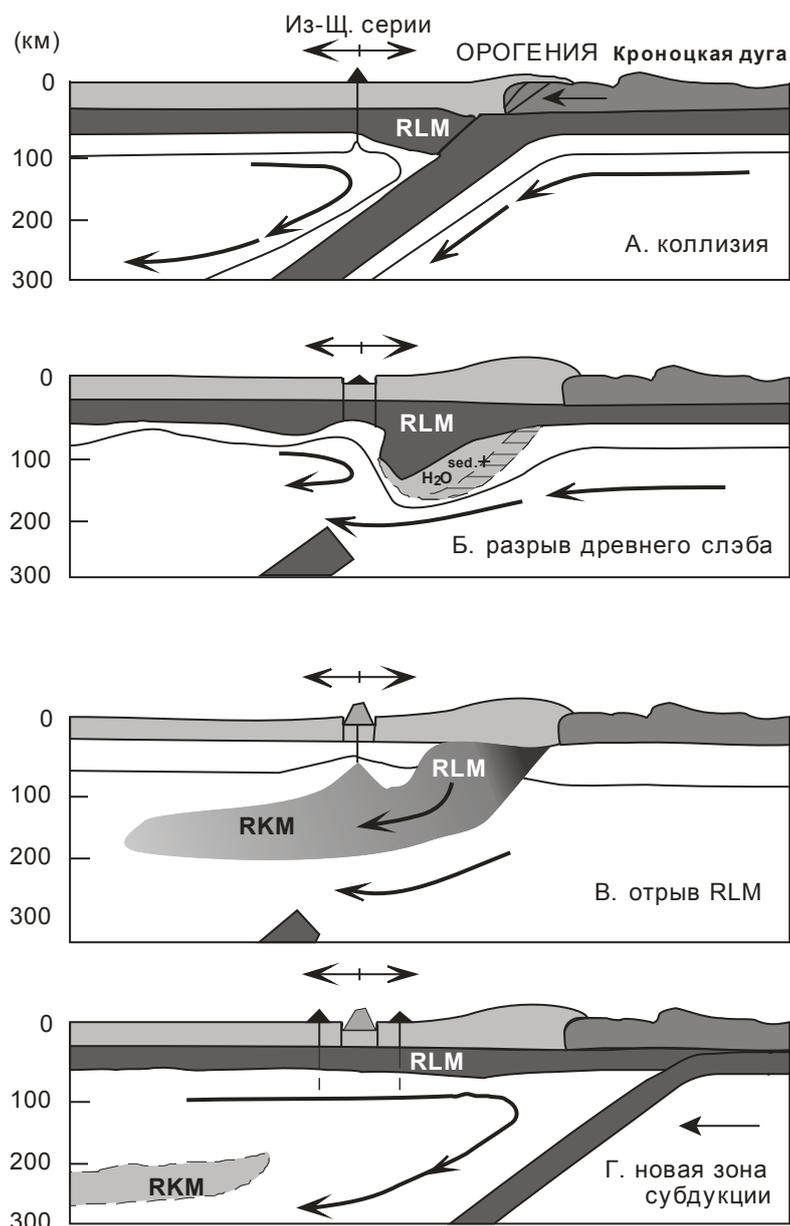


Рис. 5.21. Образование шонит-латитовой серии в результате пост-коллизийного разрыва субдукционной плиты по (Flower et al., 1998), с небольшими изменениями.

А) коллизия Кроноцкой островной дуги; Б) разрыв субдукционного слэба с формированием «астеносферных» окон, дегидратации океанической плиты и гидратации перекрывающей деплетированной литосферной мантии (RLM), утонение RLM в результате уменьшения вязкости и взаимодействия с «потоками» астеносферной мантии; В) тектоническая эрозия контаминированной RLM астеносферой с образованием деплетированной, обогащенной калием источника (RKM) и фертильной мантии (FM); Г) образование современной зоны субдукции.

подъему мантийных диапиров в верхние горизонты. На глубине ~ 60 км происходило дальнейшее плавление и отделение первичных базальтовых магм. Последние, в условиях нарастающего растяжения поднимались до

глубины ~ 3 км без длительной задержки в периферических магматических очагах, испытывая декомпрессионную фракционную кристаллизацию (рис. 5.15.). На начальном этапе, высокое содержание воды (~ 2.5 мас.%) и повышенное давление (~ 20 кбар), приводило к появлению высокоглиноземистых расплавов.

Образование вулканических пород с содержанием MgO < 4 мас.% происходило в условиях изобарической фракционной дифференциации в близповерхностном магматическом очаге на глубине ~ 3 км.

Второй резервуар, представляющий собой мантию, обогащенную FeO* и HFSE, с низкими концентрациями калия, являлся основным источником позднеплейстоцен-голоценовых магм. Его вовлечение в магмогенезис было вызвано растяжением уже в тыловой зоне современной субдукции.

При близком составе магматического источника, геохимические отличия базальтов поздних щитообразных вулканических построек и ареальных конусов связаны с особенностями дифференциации первичных расплавов - *декомпрессионной – изобарической для первых и декомпрессионной для вторых*. Для поздних щитообразных вулканических построек (Q₃) декомпрессионная дифференциация менялась на изобарическую в приповерхностной камере, при давлении 0.5 кбар (~ 1.5 км) (рис. 5.15.). Максимальная степень фракционирования при этом достигала 32 - 55 % от массы исходного расплава.

Базальты ареальных конусов (Q₄) эволюционировали в условиях *декомпрессионной фракционной кристаллизации* при начальном давлении 10 кбар, фугитивности кислорода +1NNO, содержании воды 2.5 мас. % и скорости декомпрессии -0.25 кбар/% крист (рис. 5.15.). Быстрый подъем расплавов к поверхности без длительной задержки в магматической камере (степень кристаллизации – 35 %), хорошо согласуется с современными представлениями о происхождении ареальных вулканитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальные минералогические и изотопно-геохимические исследования, математическое моделирование позволили реконструировать основные особенности генезиса и эволюции плиоцен-голоценовых лав долгоживущего вулканического центра Уксичан.

Вулканогенные образования плиоценового возраста, сформированные на этапе тектонической перестройки Камчатки, произошли в результате плавления флогопитсодержащего мантийного источника, деплетированного в отношении некогерентных микроэлементов и метасоматически переработанного субдукционными процессами. В составе субдукционного компонента преобладающую роль играл низкотемпературный водный флюид и, в меньшей степени, высокотемпературный осадочный субдукционный компонент (расплав/надкритический флюид). Субвертикальный тренд плиоценовых магматитов на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ свидетельствует о смешении двух изотопных резервуаров – тихоокеанского и индийского MORB типов. Учитывая конфигурацию их границы в северо-западной Пацифике, это дает основание предполагать разрыв древней субдуцирующей плиты.

Формирование позднеплейстоцен-голоценовых базальтов и андезибазальтов происходило в тыловой зоне современной субдукции. В плавление вовлекалась более обогащенная мантия, близкая по составу к N-MORB типу, метасоматически переработанная низкотемпературным субдукционным компонентом.

Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, микроэлементные (Ba/Rb, K/Rb) и изотопные ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) отношения указывают на важнейшую роль кристаллизационной дифференциации в эволюции первичных расплавов как плиоценового, так и позднеплейстоцен-голоценового возрастов.

Первичные магмы плиоценовых вулканитов испытывали декомпрессионно-изобарическую фракционную кристаллизацию – после сравнительно быстрого подъема на начальном этапе, происходила

длительная задержка остаточных расплавов в близповерхностной магматической камере на глубине ~ 3 км. Обрушение кровли этой камеры привело к возникновению кальдеры.

Происхождение плиоценовых высокоглиноземистых базальтов связано с высоким содержанием воды в ранних порциях мантийных магм (~ 2.5 мас.%) и высоким общим давлением начала их кристаллизации (~ 21 кбар). Умеренноглиноземистые вулканиты являются результатом эволюции маловодных (до ~ 1 мас.% H₂O) мантийных выплавок.

Происхождение гибридных минеральных ассоциаций, типичных для плиоценовых эффузивов, связано со сложным динамический режим кристаллизации в периферических магматических камерах, например, взламыванием частично раскристаллизованных участков вдоль холодных контактов новыми порциями расплавов из подводящих каналов или внутренних горячих частей очага.

При близком составе магматического источника, геохимические отличия базальтов поздних щитообразных вулканических построек и ареальных конусов также определяются особенностями кристаллизационной дифференциации. Для поздних щитообразных вулканических построек (Q₃) декомпрессионная дифференциация на начальных этапах сменялась изобарической в приповерхностной камере, расположенной на глубине ~ 1.5 км. Базальты ареальных конусов (Q₄) эволюционировали в условиях *декомпрессионной фракционной кристаллизации* при начальном давлении 10 кбар, фугитивности кислорода +1NNO, содержании воды 2.5 мас. % и скорости декомпрессии -0.25 кбар/% крист. Выявленные свидетельства быстрого подъема расплавов к поверхности хорошо согласуется с современными представлениями о происхождении ареальных эффузивов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдейко Г.П., Волынец О.Н., Мелекесцев И.В. и др. Курило-Камчатская дуга // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука. 1987. С. 37-86.

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы, ИВГиГ ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 9-33.

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулкано-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64-80.

Авдейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 32-59.

Антипин В.С., Волынец О.Н., Перепелов А.Б. и др. Геологические соотношения и геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного вулканизма кальдеры Уксичан (Камчатка) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука. 1987. С. 72-81.

Апрелков С.Е., Жегалов Ю.З. О вулканических поясах Камчатки // Геотектоника. 1972. №2. С. 102-109.

Апрелков С.Е., Петренко И.Д. Геотектоническая позиция вулканических поясов Камчатки и их рудоносность. // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики: Матер. XII годичного собрания Северо-Восточного отделения ВМО. Магадан. 2003. Т. 3. С. 172-176.

Апрелков С.Е., Попруженко С.В. Особенности глубинного строения Восточно-Камчатского вулканического пояса // Тихоокеан. Геология. 1984. №3. С. 68-73.

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука. 2000. 362 с.

Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. Новосибирск, Наука. 1984. 228 с.

Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука. 1981. 133 с.

Балеста С.Т., Зубин М.И., Утнасин В.К. и др. Строение земной коры Камчатки по данным ГСЗ и гравиметрии // Вулканизм островных дуг. М.: Наука. 1977. С. 35-42.

Владыкин Н.В. Минералого-геохимические особенности редкометалльных гранитов Монголии. Новосибирск: Наука. 1983. 193с.

Волынец А.О., Чурикова Т.Г., Вернер Г. Геохимия вулканических пород Срединного хребта Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 2. Вып. 6. С. 21-33.

Волынец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы: Автореф. дисс. д-ра геол.-мин. наук. М.. 1993. 67 с.

Волынец О.Н., Антипин В.С., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Перепелов А.Б. Петрология и геохимия калиевых базальтоидов островных дуг // Материалы УП Всесоюз. петрограф. совещ.: Тез. докл. Новосибирск. 1986. Т.1. С. 83-84.

Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б. и др. Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 3-13.

Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэу Р.У., Горринг М. Изотопный состав поздненеогеновых К-Na щелочных базальтоидов Восточной Камчатки:

отражение гетерогенности мантийного источника. // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005-1018.

Волынец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж М. Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 1999. №1. С. 31-45.

Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // Тр. ин-та геологии и геофизики. 1990. Вып. 390. 259 с.

Горбач Н.В. Происхождение и эволюция магм вулканического массива Шивелуч (Камчатка) по геологическим и петролого-геохимическим данным. Дисс. канд. геол.-мин. наук. Владивосток. 2013. 172 с.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: «Мир». Т.2. 1965. 405 с.

Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. //М.: Наука. 1980. 171 с.

Жариков В.А. Основы физической геохимии. М.: Изд-во МГУ. 2005. 654 с.

Кадик А.А., Луканин О.А. Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука. 1990. 346 с.

Кадик А.А., Розенхауэр М., Луканин О.А. Экспериментальное исследование влияния давления на кристаллизацию магнезиальных и глиноземистых базальтов Камчатки // Геохимия. 1989. № 12. С. 1748-1762.

Кожемяка Н.Н. Долгоживущие вулканические центры Камчатки: типы построек, длительность формирования, объем вулканитов, продуктивность, баланс вещества, тектоническое положение // Вулканология и сейсмология. 1995. № 6. С. 3-19.

Кожемяка Н.Н. Четвертичные полигенные вулканы Камчатки: масштабы вулканизма, баланс вещества, динамика интенсивности и продуктивности в отдельных типах построек, вулканических зонах и по региону в целом // Вулканология и сейсмология. 2001. № 5. С. 3-21.

Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Мелекесцев И.В., Ермаков В.А. Некоторые особенности эволюции и геологический эффект четвертичного вулканизма Камчатки // Бюллетень вулканологических станций. 1975. № 51. С. 94-103.

Колосков А.В. Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы. // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6. С. 16-42.

Костицын Ю. А., Аносова М. О. U-Pb возраст экструзивных пород кальдеры Уксичан в Срединном хребте Камчатки – применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов. // Геохимия. 2013. № 2. С. 71-79.

Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории литосферных плит. М.: ВИНТИ. 1977. С. 137-169.

Мартынов А.Ю. Роль задуговых процессов в формировании поперечной геохимической зональности вулканитов ранних этапов формирования о. Кунашир //Петрология. 2013а. том 21. № 5. с. 517–534.

Мартынов Ю.А. Основы магматической геохимии. Владивосток: Дальнаука. 2010а. 228 с.

Мартынов Ю.А., Дриль С.И., Чащин А.А., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю. Деплетированный характер вулканизма острова Кунашир – роль несубдукционных факторов в магмогенезисе Курильской островной дуги // ДАН. 2004. Т. 394. №4. С. 527-532.

Мартынов Ю.А., Кимура Дж.И., Мартынов А.Ю., Рыбин А.В., Катакузи М. Присутствие мантии индийского MORB-типа под Курильской островной дугой: изотопные исследования мафических лав о-ва Кунашир // Петрология. 2012. том 20. № 1. С. 102–110.

Мартынов Ю.А., Кимура Дж.И., Ханчук А.И., Рыбин А.В., Чащин А.А., Мартынов А.Ю. Магматические источники четвертичных лав Курильской островной дуги: новые данные по изотопии стронция и неодима. ДАН. 2007. Т. 416. №5. с. 670-675.

Мартынов Ю.А., Мартынов А.Ю., Чащин А.А., Рыбин А.В. Базальты вулкана Тятя: петрология и генезис (остров Кунашир, Курильская островная дуга)// Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24, №3. С. 22-31.

Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Дриль С.И., Мартынов А.Ю. Зоны аномального вулканизма Курильских островов, остров Парамушир // Вестник ДВО РАН. 2009. № 4. С. 17-23.

Мартынов Ю. А., Ханчук А. И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013б. Т. 21. № 1 с. 94-108.

Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.-И., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю. Геохимия и петрогенезис четвертинных вулканитов Курильской островной дуги. Петрология. 2010б. Т. 18. № 5. С. 1-25.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Кожемяка Н.Н. Вулканические горы и равнины // Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука. 1974. С. 162-234.

Мелекесцев И.В., Хренов А.П., Кожемяка Н.Н. Тектоническое положение и общий очерк вулканов Северной группы и Срединного хребта // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука. 1991. Т. 1. С. 74-78.

Мельников Н.Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия. 2005. № 12. С. 1333–1339.

Номенклатура амфиболов: доклад подкомитета по амфиболам комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной Минералогической Ассоциации (КНМНМ ММА) // Зап. ВМО. 1997. Ч. 126. № 6. С. 82-102.

Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А. и др. Вулкан Уксичан в Срединном хребте Камчатки // Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука. 1967. С. 93-111.

Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важеевская А.А. и др. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука. 1972. 191 с.

Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука. 1987. 247 с.

Перелов А.Б. Геохимия позднекайнозойских высококалийных вулканических серий островодужной системы Камчатки. Дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск. 1989. 394 с.

Перелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок. Авт. дисс. док. геол.-мин. наук. Иркутск. 2014. 41 с.

Перелов А.Б. Неоген-четвертичный шошонит-латитовый магматизм Срединного хребта Камчатки: вулкан Теклетунуп (геологическая эволюция, петрография, минералогия) // Вудканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 12-30.

Перелов А.Б. Неоген-четвертичный шошонит-латитовый магматизм Срединного хребта Камчатки: вулкан Теклетунуп (геохимия, петрология, геодинамическая позиция) // Вудканология и сейсмология. 2005. № 1. С. 22-36.

Перелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В., Филофова Т.М., Демонтерова Е.И., Смирнова Е.В., Чувашова Л.А., Ясныгина Т.А. Неогеновые базаниты Западной Камчатки: минералого-геохимические особенности и геодинамическая позиция // Петрология. 2007. Т. 15. № 5. с. 524-546.

Перелов А.Б., Чащин А.А., Мартынов Ю.А. Срединно-Камчатская зона (плиоцен-голоцен) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 369-382.

Петрографический кодекс России. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ. 2009. 198 с.

Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука. 1987. С. 37-86.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии // Труды ГИН. 2000. Вып. 535. 225 с.

Пополитов Э.И., Волынец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука. 1981. 180 с.

Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение изотопных систем (Sm–Nd; Rb–Sr; K–Ar; U–Pb) при щелочном метасоматозе (фениты зоны экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) // Геохимия. 2004. № 10. С. 1027–1049.

Скороходов В.Н. Динамика развития кольцевых структур на примере камчатских вулканов Уксичан, Крашенинникова и Малый Семячик // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука. 1979. С. 117-124.

Скороходов В.Н. Некоторые особенности эволюции четвертичного вулкана Уксичан (Срединный хребет Камчатки) // Палеовулканонологические реконструкции. Новосибирск: Наука. 1976. С. 113-121.

Смирнова Е.В., Мысовская И.Н., Ложкин В.И., Пахомова Н.Н. Оценка спектральных помех при использовании ИСП-МС прибора с магнитным сектором ELEMENT2: определение редкоземельных элементов // Всероссийская конференция по аналитической химии «Аналитика России». Москва. 2004. с. 157-158.

Стефанов Ю.М., Широкий Б.И. Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки. М.: Наука. 1980. 104 с.

Финкельштейн А.Л., Гуничева Т.Н., Афонин В.П. Учет матричных эффектов методом альфа-коррекции при рентгенофлуоресцентном анализе // Журн. аналит. химии, 1984. Т. 39. № 3. с. 397-404.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635-1645.

Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Соболев А.В. и др. Магматические очаги под Ключевской крупной вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2007. № 2. С. 98-118.

Чащин А.А., Мартынов Ю.А. Петрология пород вулканов Горелый, Мутновский (Южная Камчатка). Владивосток: Дальнаука. 2011. 270 с.

Чащин А.А., Мартынов Ю.А., Рассказов С.В., Максимов С.О., Брандт И.С., Саранина Е.В. Изотопно-геохимическая характеристика субщелочных и щелочных базальтов юга Дальнего Востока России как показатель роли континентальной литосферы в их происхождении // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 656-681.

Шанцер А.Е., Шапиро М.Н. Эволюция вулканических зон Камчатки в связи с тектоническим развитием активной континентальной окраины // Вулканология и сейсмология. 1984. №2. С. 26-40.

Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: Недра. 1989. 204 с.

Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск. «Наука». 1973. 232 с.

Afonin V.P., Finkelshtein A.L., Borkhodoev V.J., Gunicheva T.N. X-Ray-Fluorescence Analysis Of Rocks By The Fundamental Parameter Method // X-Ray Spectrom. 1992. V. 21, № 2. p. 69-75.

Anderson A.T. Magma mixing: Petrological process and volcanological tool // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1976. V. 1. P. 3-33.

Arculus R.J. Aspects of magma genesis in arcs // Lithos. 1994. V. 33. P. 189-208.

Arculus R.J., Powell R. Source component mixing in the regions of arc magma generation. // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 5913-5926.

Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S. et al. COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes // Computers and Geosciences. 1993. V. 19. P 1155-1170.

Baker D.R., Eggler D.H. Fractionation paths of Atka (Aleutians) high-alumina basalts: Constraints from phase relations // J. Volcanol. and Geotherm. 1983. V. 18. P. 387-404.

Bindeman I.N., Bailey J.C. A model of reverse differentiation at Dikii Greben Volcano, Kamchatka: progressive basic magma vesiculation in a silicic magma chamber // Contrib Mineral Petrol. 1994. V. 117 P. 263-278.

Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E., Ponomareva V.V., Watts K.E., Shipley N.K., Perepelov A.B., Bazanova L.I., Jicha B.R., Singer B.S., Schmitt A.K., Portnyagin M.V., Chen C.H. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar and U-Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions. // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2010. V. 189. P. 57–80.

Bindeman I.N., Ponomareva V.V., Bailey J.C., Valley J.W. Volcanic arc of Kamchatka: a province with high- $\delta^{18}\text{O}$ magma sources and large-scale $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ depletion of the upper crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. V. 68. N 4. P. 841–865.

Brophy J.G. Basalt convection and plagioclase retention: A model for the generation of high-alumina basalt // J. Geol. 1988. V. 97. P. 319-329.

Brophy J.G. Can high-alumina arc basalt be derives from low-alumina arc basalt?: Evidence from Kanaga Island, Aleutian Arc, Alaska // Geology. 1989. V. 17. P. 333-336.

Brophy J.G., Marsh B.D. On the origin of high-alumina arc basalt and the mechanics of melt extraction // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 763-789.

Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 8. P. 1567-1593.

Crawford A.J., Johnston A.D. Anhydrous PT phase relations of an Aleutian high-MgO basalt: An investigation of the role of olivine-liquid reaction in the generation of arc high-alumina basalts // *Ibid.* 1992. V. 112. P. 501-519.

Davidson J.D. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism // AGU monograph 96 (Bebout G.E. et al.). 1996. P.251-262.

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature.* 1990. V. 347. P. 662-665.

Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., Worner G. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // *Journal of volcanology and Geothermal Research.* 2000a. V. 104. P. 131-151.

Dorendorf F., Wiechert U., Worner G. Hydrates sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // *Earth and Planetary Science Letters.* 2000b. V. 175. P. 69-86.

Dosseto A., Bourdon B., Joron J.-L., Dupre B. U-Th-Pa-Ra study of the Kamchatka arc: New constraints on the genesis of arc lavas // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2003. V. 67. No. 15. P. 2857-2877.

Duggen S., Portnyagin M., Baker J. et al. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // *Geochimica Cosmochimica Acta.* 2007. V. 71. P. 452-480.

Elliot T. Tracers of the slab // *Inside the subduction factory.* Geophysical Monography. American Geophysical Union. 2003. Vol. 138. P. 23-45.

Elliot T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc // *J. Geophys Res.* 1997. V. 102. (B7). P. 14991-15019.

Flower M. F. Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the West Pacific / M. F. Flower, K. Tamaki, N. Hoang // *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia.* Geodynamics. 1998. № 27. P. 67–85.

Fournelle J., Marsh B.D. Shisalkin volcano: Aleutian high-alumina basalts and the question of plagioclase accumulation // *Geology*. 1991. V. 19. P. 234-237.

Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonic: Mineral and rocks. // Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 1981. 390 p.

Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2-7.5 Gpa and 1080-1200 °C // *Lithos*. 2000. V. 25. P. 165-187.

Green T.H., Sie S.H., Ryan C.G., Cousens D.R. Proton microprobe-determined partitioning of Nb, Na, Zr, Sr and Y between garnet, clinopyroxene and basaltic magma at high pressure and temperature // *Chemical Geology*, 1989. V. 74. P. 201-216.

Gust D.A., Perfit M. R. Phase relations on a high Mg basalt from the Aleutian Island Arc: Implication for primary island arc basalts and high-Al basalts // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1987. V. 97. P. 7-18.

Hart S.R. A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle // *Nature*, 1984. V. 309. P. 756-757.

Hawkenworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., McDermott F. Mantle and slab contribution in arc magmas // *Earth and planetary sciences*. 1993. V. 21. P. 175-204.

Hermann J. & Spandler C. Sediment Melts at Sub-arc Depths: an Experimental Study // *Journal of Petrology*. 2008 V. 49 (4). P. 717-740.

Hochstaedter A.G., Kepezhinskas P., Defant M. Insights into the volcanic arc mantle wedge from magnesian lavas from the Kamchatka arc // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1996. V. 101. No. B1. P. 697-712.

Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms : Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Editors: Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Bas M. J. Le, Bonin B., Bateman P. Cambridge University Press. 2002. 252p.

Ionov D.A., Benard A., Plechov V.D., Shcherbakov V.D. Along-arc variations in lithospheric mantle compositions in Kamchatka, Russia: First trace

element data on mantle xenoliths from the Klyuchevskoy Group volcanoes // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 122-131.

Ishizuka O., Taylor R. N., Milton J.A., Nesbitt R.W., Yuasa M., Sakamoto I. Variation in the mantle sources of the northern Izu arc with time and space – Constraints from high-precision Pb isotopes // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2006. V. 156. P. 266-290.

James D.E. The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 9. P. 311-344.

Jhonson M. C., Plank T. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments.// Geochemistry Geophysics Geosystem (G3). 1999. V. 13. doi:10.1029/999GC000014.

Jicha B.R, Singer B.S, Brophy J.G, Fournelle J.H, Johnson C.M, Beard B.L, Lapen T.J, Mahlen N.J. Variable impact of the subducted slab on Aleutian island arc magma sources: evidence from Sr, Nd, Pb, and Hf isotopes and trace element abundances // J. Petrology. 2004. V. 45. P. 1845-1875.

Johnston A.D. Anhydrous P-T phase relations of near-primary high-alumina basalt from the South Sandwich Islands: Implications for the origin of island arcs and tonalite-trondhjemite //Ibid. 1986. V. 92. P. 24-38.

Kay S.M., Kay R.W. Aleutian tholeiitic and calc-alkaline magma series. The mafic phenocrysts // Ibid. 1985. V. 90. P. 276-296.

Kelemen P.B. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma. I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite // J. Petrol. 1990. Vol. 31. P. 51-98.

Kelemen P.B., Ghiorso M.S. Assimilation of peridotite in zoned calc-alkaline plutonic complexes: evidence from the Big Jim complex, Washington Cascades // Contrib. Mineral. and Petrol. 1986. V. 94. P. 12-28.

Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T. Relative depletion on niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during

melt/rock reaction in the upper mantle // *Earth and Planet Science Letter*. 1993. V. 120. P. 111-134.

Kelemen P.B., Yogodzinski, G.M., Scholl D.W. Along strike variation in the Aleutian Island arc: genesis of high Mg# andesite and implications for continental crust // *Inside the Subduction Factory* (ed. Eiler. J.). American Geophysical Union Monograph. 2003. V. 138. P. 1–54.

Keperzhinskas P., Defant M.J. Drummond M.S. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. P.1217-1229.

Keperzhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth Ch.J., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. V. 61. P. 577-600.

Kersting A.B., Arculus R.J. Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia: The role of highflux recharge, trapped, and fractionated magma chambers in the genesis of high-Al₂O₃ from high-MgO basalt. *Journal Petrology*. 1994. V. 35. N. 1. P. 1-41.

Kersting A.B., Arculus R.J. Pb systematics of Klyuchevskoy Volcano, Kamchatka, and North Pacific sediments: implications for magma genesis and sediment recycling in the Kamchatkan arc // *Earth Planet. Sci. Lett*. 1995. V. 136. P. 133-148.

Kersting A. B., Arculus R.J., Gust D.A. Lithospheric contributions to Arc Magmatism: isotopic variations along strike in volcanoes of Honshu, Japan. // *Science*. 1996. V. 272. P.1464 – 1467.

Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Bortnikov N.S., Gorelikova N.V. Paleogeodynamic model of the Sikhote-Aline tin-bearing system (Russia) // *Mineral Exploration and sustainable development, Proceedings of the seventh biennial sga meeting Athens. Greece*. 2003. V. 1. P. 295-298.

Kimura J.-I., Yoshida T. Contributions of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47. P. 2185–232.

Krogh T. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotope age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 485-494.

Langmuir C.H., Klein E.M., Plank T. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: (Morgan J.P., Blackman D.K., Sinton J.M. eds.) *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges*. AGU. Washington. 1992. P. 183-280.

Lee Cin-Ty A., Luffi P., Plank T., Dalton H., Leeman W.P. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.020.

Martynov A.Yu., Kimura J.-I., Martynov Yu.A., Rybun A.V. Geochemistry of late Cenozoic lavas on Kunashir Island, Kurile Arc // *Island Arc*. 2010. V. 19. P. 86-104.

McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223-253.

Myashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *American Journal of Science*. 1974. V. 274. P. 321-355.

Nye C.J., Reid M.R. Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok volcano, central Aleutians: Implications for arc magma genesis // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 10271-10287.

Ozerov A.Yu. The evolution of high-alumina basalts of the Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia, based on microprobe analyses of mineral inclusions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2000. V. 95. № 1-4. P. 65-79.

Ozerov A.Yu., Ariskin A.A., Barmin, G.S. The problem of genetic relations between high-alumina and high-magnesian basalts of Klyuchevskoy volcano,

Kamchatka // Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences // Earth Sciences Section. 1996. V. 350. № 7. P. 1127-1130.

Ozerov A.Yu., Ariskin A.A., Kyle F. et al. Petrological-geochemical model for genetic relationships between basaltic and andesitic magmatism of Klyuchevskoy and Bezymyanni volcanoes, Kamchatka // Journal of Petrology. 1997. V. 5. № 6. P. 550-569.

Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B. Partial melting of subducting oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 121. P. 227-244.

Pearce J.A. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths, Nantwich: Eds. Hawkesworth C.J., Norry M.J. Sica Publ. 1983. P. 230–249.

Pearce J.A., Parkinson U. Trace element model for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geol. Soc. Special Public. 1993. № 76. P. 373-403.

Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implication for nature and distributions of subducted components // Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3). 2005. V.6. doi:10.1029/2004GC000895.

Peate D.W., Pearce J.A. Causes of spatial compositional variations in Mariana arc lavas: Trace element evidence // Island Arc. 1998. V. 7. P. 479-495.

Perepelov A.B., Antipin V.S. High potassic volcanism in Kamchatka in terms of geochemistry and geodynamics // Inter. Geol. Congress. Kyoto, Japan. 1992. V. 7. P. 2410.

Perfit M.R., Gust D.A., Bence A.E. et al. Chemical characteristics and island-arc basalts: Implications for mantle sources // Chem. Geol. 1980. V. 30. P. 227-256.

Pertermann M., Hirschmann M.M., Hametner K., Gunther D., Schmidt M.W. Experimental determination of trace element partitioning between garnet and silica-rich liquid during anhydrous partial melting of MORB-like eclogite //

Geochemistry Geophysics Geosystem (G3). 2004. 22.
doi:10.1029/2003GC000638.

Pevzner M.M., Volynets A.O. Holocene volcanism of Sredenny Range, Kamchatka. In: Gordeev E.I. Problems of the explosive volcanism (at 50th anniversary of the catastrophic eruption of Bezimyanny volcano). Materials of the first international symposia. P 127-134. in Russia. 2006.

Pin C., Danielle B., Bassin C., Poitrasson F. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography // *Analyt. Chem. Acta.* 1994. V. 299. P. 209-217.

Pin C., Zalduogui J.F.S. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // *Analyt. Chem. Acta.* 1997. V. 339. P. 79-89.

Plank T., Langmuir C.H. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. P. 349-370.

Plank T., Langmuir C. H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chemical Geology.* V. 145. 1998. P. 325-94.

Plank T., Langmuir C. Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones // *Nature.* 1993. V. 362. P.739-742.

Portnyagin M.V., Chen C.H. Large volume silicic volcano Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *Journal of Petrology.* 2001. V. 42. № 8. P. 1567-1593.

Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G., Hauff F., Werner R., Bindeman I., Uspensky V., Garbe-Schönberg D. Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // *Geology.* 2005. V. 33. N 1. P. 25–28.

Putirka K. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. (In: Putirka K., Tepley F. Eds.) *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* 2008. V. 69. P. 61-120.

Robert U., Foden J., Varne R. The Dodecanese Province, SE Aegean: a model for tectonic control on potassic magmatism. *Lithos*. 1992. V. 278. P. 241-260.

Ryan J. G., Morris J., Tera F., Leeman W. P. & Tsvetkov A. Cross-arc geochemical variations in the Kurile Arc as a function of slab depth // *Science*. V. 270. 1995. P. 625-627.

Saha A., Basu A.R., Jacobsen S.B., Poreda R.J., Yin Q.-Z., Yogodzinski G.M. Slab devolatilization and Os and Pb mobility in the mantle wedge of the Kamchatka arc // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V. 236. P. 182-194.

Sakuyama M. Petrological study of the Myouko and Kurohime volcanoes, Japan: crystallization sequence and evidence for magma mixing // *Journal of Petrology*. 1981. V. 22. P. 553-583.

Shuto K., Hirahara Y., Ishimoto H., Aoki A., Jinbo A., Goto Y. Sr and Nd isotopic compositions of the magma source beneath north Hokkaido, Japan: comparison with the back-arc side in the NE Japan arc // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. V. 134. 2004. P. 57– 75.

Straub S.M., Layne G.D., Schmidt A., Langmuir C.H. Volcanic glasses at the Izu arc volcanic front: New perspectives on fluid and sediment melt recycling in subduction zones // *geochemistry Geophysics Geosystem (G3)*. 2004. V. 22. doi: 10.1029/2002GC000408.

Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In A.D. Saunders and M.J. Norry (eds.) // *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, London. 1989. P. 313-345.

Tatsumi Y. Some constrains on arc magma genesis. In J. Eiler (ed.) // *Inside the Subduction Factory*, Geophysical Monograph. 2003. V. 138. P. 277-292.

Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1994. V. 29. P. 293-309.

Taylor H.P. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1968. V. 19. № 1. P. 1-71.

Taylor J.B. Aggregate Dynamics and Staggered Contracts. *Journal of Political Economy.* 1980. V. 88. № 1. P. 1-23.

Tiepolo M., Bottazzi P., Foley S.F. et al. Fractionation of Nb and Ta from Zr and Hf at mantle depths: the role of titanian pargasite and kaersutite // *Journal of Petrology*, 2000. V. 42. P. 221-232.

Tollstrup D.L., Gill J.A., Kent A., Prinkey D., Williams R., Tamura Y., Ishizuka O. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from the subducting slab, revisited // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. V. 11. doi:10.1029/2009GC002847.

Turner S., McDermott F., Howkesworth C., Kepezhinskas P. U-series study of lavas from Kamchatka and the Aleutian: constraints on source compositions and melting processes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. P. 217–234.

Uto K. Variation of Al₂O₃ content in Late Cenozoic Japanese basalts: A reexamination of Kuno's high-alumina basalt // *J/ Volcanol. and Geotherm. Res.* 1986. V. 29. P. 397-411.

Valley J. W., Kitchen N., Kohn M. J. et al. // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1995. V. 59. P. 5223-5231.

Venturelli G., Capedri S., Battistini G.Di, Crawford A.J., Kogarko L.N., Celestinini S. The ultrapotassic rocks of southeastern Spain. *Lithos.* 1984. V. 17. P. 37-54.

Volynets A., Churikova T., Wörner G. et al. Mafic Late Miocene – Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // *Contributions to mineralogy and petrology.* 2010. V. 159. № 5. P. 659-687.

Volynets O. Geochemical Types, Petrology, and genesis of Late Cenozoic Volcanic Rocks from the Kurile-Kamchatka Island-Arc System // *Int. Geol. Rev.* 1994.V. 36. P. 373-405.

Volynets O. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Late Cenozoic Kuril-Kamchatka island arc volcanic rocks // Inter. Geol. Congress. Kyoto, Japan. 1992. V. II. P. 591.

Wagner T.P., Donnelly-Nolan J.M., Grove T.L. Evidence of hydrous differentiation and crystal accumulation in the low-MgO, high-Al₂O₃ Lake Basalt from Medicine Lake volcano, California // Contrib Mineral Petrol. 1995. V. 121. P. 201-216.

Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. P. 1217-1232.

Woodhead J.D., Johnson R.W. Isotopic and trace element profiles across the New Britain island arc, Papua New Guinea // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 113. P. 479-491.

Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge // Geol. Soc. Amer. Bull. 1995. V. 107. P. 505–519.

Yogodzinski G.M., Rubenstone J.L., Kay S.M., Kay R.W. Magmatic and tectonic development of the Western Aleutians - an oceanic arc in a strike-slip setting // J. Geophysical Research. 1993. V. 98. No. B7. P. 11807-11834.

Yogodzinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V., Seliverstov N.I., Matvenkov V.V. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip Volcano, FarWestern Aleutians // J. Petrology. 1994. V. 35. P. 163-204.

Представительные микрозондовые анализы плагиоклазов из пород вулканического центра Уксичан

Тип породы	ВК-базальты стратовулкана Уксичан (N ₂)										
	ES-898										
№ образца	Φ _ц	Φ _{кп}	Φ _{кп}	Φ _ц	Φ _{кп}	Φ _ц	Φ _{кп}	Φ _{кп}	Φ _ц	Φ _{кп}	Φ _ц
SiO ₂	45.71	45.32	55.38	45.5	54.88	45.73	50.53	54.57	48.37	51.04	48.68
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	33.6	33.44	27.47	34.13	27.36	33.17	30.14	27.08	31.6	29.93	32.22
FeO*	0.81	0.88	1.2	0.73	1.3	0.91	1.33	1.13	0.91	1.37	1.27
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	17.49	17.44	10.53	17.91	10.88	17.3	13.74	10.25	15.63	13.61	15.82
Na ₂ O	1.7	1.72	5.59	1.51	5.3	1.79	4.01	5.33	2.88	3.93	2.78
K ₂ O	0	0	0.62	0	0.63	0	0.28	0.6	0.22	0.3	0
Сумма	99.31	98.8	100.79	99.78	100.35	98.9	100.03	98.96	99.61	100.18	100.77
An	85.04	84.86	49.24	86.76	51.27	84.23	64.42	49.73	74.06	64.56	75.87
Ab	14.96	15.14	47.31	13.24	45.19	15.77	34.02	46.8	24.7	33.74	24.13
Or	0	0	3.45	0	3.54	0	1.56	3.47	1.24	1.7	0

Тип породы	ВК-базальты стратовулкана Уксичан (N ₂)										
	ES-898										
№ образца	Φ _{кп}	Φ _ц	Φ _{кп}	Φ _ц	Φ _{кп}	Φ _ц	Φ _{кп}	Φ _ц	Φ _{кп}	М	М
SiO ₂	49.74	50.91	54.47	50.64	59.33	50.89	56.28	47.13	47.34	51.57	50.54
TiO ₂	0	0	0	0	0.32	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	29.77	29.67	27.13	30.06	20.25	29.44	27.39	33.17	32.36	29.15	29.98
FeO*	1.5	1.49	1.34	1.58	2.79	1.61	1.17	1.12	1.02	1.66	1.75
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	1.14	0	0	0	0	0	0
CaO	14.11	13.77	10.54	14.04	6.32	13.64	10.1	17	16.08	13.2	13.58
Na ₂ O	3.55	3.85	5.57	3.77	5.98	3.83	5.71	2.21	2.52	3.99	3.85
K ₂ O	0.29	0.32	0.57	0.29	2.29	0.29	0.67	0	0	0.37	0.41
Сумма	98.96	100.01	99.62	100.38	98.42	99.7	101.32	100.63	99.32	99.94	100.11
An	67.58	65.2	49.49	66.2	31.81	65.21	47.58	80.95	77.91	63.27	64.56
Ab	30.77	32.99	47.33	32.17	54.47	33.14	48.67	19.05	22.09	34.61	33.13
Or	1.65	1.81	3.18	1.63	13.72	1.65	3.75	0	0	2.12	2.31

Тип породы	ВК-базальты стратовулкана Уксичан (N ₂)										
№ образца	ES-898	ES-914									
	М	Φ _ц	Φ _ц	М	М	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}
SiO ₂	50.98	50.83	52.84	50.4	50.89	54.92	50.93	52.43	49.78	49.2	50.9
TiO ₂	0	0.1	0.08	0.05	0.05	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	29.99	30.45	29.43	31.4	30.74	28.35	30.89	29.97	30.88	31.84	30.51
FeO*	1.25	0.79	0.8	0.99	0.88	0.84	1.02	0.83	1.1	0.82	1.27
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	13.4	13.6	12.16	14.64	14.3	11.1	13.71	12.66	14.59	15.02	13.46
Na ₂ O	4.03	3.62	4.27	2.94	3.29	5.26	3.81	4.4	3.62	3.17	4.01
K ₂ O	0.36	0.3	0.34	0.27	0.32	0.54	0.34	0.45	0.26	0.28	0.38
Сумма	100.01	99.69	99.92	100.69	100.47	101.01	100.7	100.74	100.23	100.33	100.53
An	63.44	66.32	59.93	72.18	69.3	52.21	65.25	59.83	68.02	71.22	63.59
Ab	34.53	31.94	38.08	26.23	28.85	44.77	32.82	37.64	30.54	27.21	34.28
Or	2.03	1.74	1.99	1.59	1.85	3.02	1.93	2.53	1.44	1.57	2.13

Тип породы	ВК-базальты стратовулкана Уксичан (N ₂)										
№ образца	ES-914										
	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	М	М	М	М	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц
SiO ₂	51.13	49.48	49.15	50.72	53.45	54.46	54.52	54.18	52.98	52.91	50.72
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	31.02	31.69	30.98	29.56	28.27	27.74	27.79	27.77	29.06	29.39	30.88
FeO*	0.91	0.77	1.07	1.37	1.57	2.03	1.57	1.62	0.72	0.96	1.06
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	13.8	14.87	14.61	13.1	11.83	11.04	10.75	11.44	12.14	12.28	14.25
Na ₂ O	3.89	3.2	3.08	4.16	4.75	5.26	5.03	5.14	4.39	4.34	3.61
K ₂ O	0.25	0.32	0.46	0.4	0.49	0.53	0.57	0.43	0.41	0.4	0.33
Сумма	101	100.33	99.35	99.31	100.36	101.06	100.23	100.58	99.7	100.28	100.85
An	65.29	70.67	70.47	62.07	56.31	52.1	52.36	53.82	59.01	59.58	67.29
Ab	33.31	27.52	26.89	35.67	40.92	44.92	44.33	43.77	38.62	38.11	30.85
Or	1.4	1.81	2.64	2.26	2.77	2.98	3.31	2.41	2.37	2.31	1.86

Тип породы	ВК-базальты стратовулкана Уксичан (N ₂)										
	№ образца	ES-914									
		Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	ВК в Срх	ВК в Срх	ВК в Срх	Φ _ц	Φ _{кр}	ВК в Срх	ВК в Срх
SiO ₂	56.01	51.82	52.42	49.99	48.15	51.15	46.6	46.93	51.05	50.42	53.35
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	26.98	30.36	29.54	31.06	32.77	30.09	33.21	33.99	30.93	31	28.49
FeO*	1.29	1.16	1.66	0.86	0.9	0.92	0.87	1.03	0.83	0.89	0.84
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	9.8	13.5	12.98	14.58	16.28	13.27	17.32	17.89	13.9	14.17	11.53
Na ₂ O	5.79	3.94	4.45	3.31	2.64	3.96	1.91	1.65	3.76	3.7	4.89
K ₂ O	0.62	0.34	0.34	0.37	0.25	0.29	0	0	0.47	0.41	0.53
Сумма	100.49	101.12	101.39	100.17	100.99	99.68	99.91	101.49	100.94	100.59	99.63
An	46.63	64.18	60.55	69.39	76.23	63.86	83.37	85.7	65.37	66.36	54.88
Ab	49.86	33.89	37.56	28.51	22.37	34.49	16.63	14.3	32	31.36	42.12
Or	3.51	1.93	1.89	2.1	1.4	1.65	0	0	2.63	2.28	3

Тип породы	ВК-базальты стратовулкана Уксичан (N ₂)			ВК-андезибазальты стратовулкана Уксичан (N ₂)						Al-ВК-андезибазальты стратовулкана Уксичан (N ₂)	
	ES-914			ES-862*						ES-801	
№ образца	ВК в Срх	ВК в Срх	ВК в Срх	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	М	М	М	Φ _ц	Φ _{кр}
SiO ₂	49.34	50.9	51.68	53.73	55.84	54.22	50.9	51.92	56.72	46.6	47
TiO ₂	0	0	0	0.09	0.11	0.06	0.04	0.05	0.03	0.02	0
Al ₂ O ₃	32.25	30.42	30.55	28.09	26.71	27.72	29.5	29.07	26.19	33.91	33.41
FeO*	0.78	1	0.84	0.81	0.86	0.79	0.99	0.94	0.8	0.69	0.78
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.06	0.06
CaO	15.48	13.56	13.4	11.18	10.55	10.53	13.88	13.14	9.08	17.04	16.55
Na ₂ O	2.91	3.8	3.9	4.89	5.39	4.92	3.34	3.91	5.83	1.62	1.89
K ₂ O	0.24	0.31	0.4	0.56	0.62	0.73	0.4	0.31	0.63	0.1	0.13
Сумма	101	99.99	100.77	99.35	100.08	98.97	99.05	99.34	99.28	100.04	99.83
An	73.6	65.17	64.01	54.02	50.14	51.86	68.04	63.84	44.55	84.81	82.24
Ab	25.04	33.05	33.71	42.75	46.35	43.86	29.63	34.37	51.77	14.59	17
Or	1.36	1.78	2.28	3.23	3.51	4.28	2.33	1.79	3.68	0.6	0.76

Тип породы	Al-BK-андезибазальты стратовулкана Уксичан (N ₂)						Al-BK-андезибазальты стратовулкана Уксичан (N ₂)				
	ES-801						ES-940				
№ образца	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц				
SiO ₂	49.12	51.25	46.81	47.17	48.23	45.49	47.37	52.47	52.22	53.75	51.98
TiO ₂	0.01	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	31.72	30.32	31.68	31.66	30.97	32.55	32.72	29.45	29.24	27.38	29.12
FeO*	0.78	0.73	0.9	0.77	0.91	0.65	0.68	0.71	0.71	1.06	0.98
MnO	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0.07	0.06	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	14.82	13.09	16.26	16.22	15.04	17.57	16.24	12.16	12.18	10.03	12.39
Na ₂ O	2.91	3.78	2.34	2.37	2.91	1.7	2.43	4.48	4.38	5.85	4.69
K ₂ O	0.22	0.35	0.22	0	0.23	0	0.18	0.51	0.37	0.56	0.49
Сумма	99.69	99.62	98.21	98.19	98.29	97.96	99.62	99.78	99.1	98.63	99.65
An	72.83	64.33	78.33	79.09	73.08	85.1	77.88	58.25	59.28	47.13	57.74
Ab	25.88	33.62	20.4	20.91	25.59	14.9	21.09	38.84	38.58	49.74	39.55
Or	1.29	2.05	1.27	0	1.33	0	1.03	2.91	2.14	3.13	2.71

Тип породы	Al-BK-андезибазальты стратовулкана Уксичан (N ₂)										
	ES-940										
№ образца	Φ _{пр}	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{пр}	Φ _{кр}						
SiO ₂	50.34	54.77	51.55	54.59	50.83	54.81	52.1	54.45	49.42	48.5	55.01
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	31.34	27.46	30.29	27.29	30.05	27.41	29.65	27.52	31.39	32.28	27.98
FeO*	0.91	1.04	0.66	1	0.76	1.07	0.69	1.12	0.7	0.9	1.09
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	14.32	10.73	12.88	10.44	12.68	10.46	12.21	10.28	14.67	16.04	10.2
Na ₂ O	3.42	5.49	4.17	5.61	3.96	5.3	4.58	5.62	3.15	2.46	5.53
K ₂ O	0.34	0.53	0.45	0.65	0.31	0.59	0.48	0.7	0.22	0	0.58
Сумма	100.67	100.02	100	99.58	98.59	99.64	99.71	99.69	99.55	100.18	100.39
An	68.47	50.39	61.44	48.86	62.73	50.4	57.95	48.3	71.1	78.28	48.81
Ab	29.59	46.65	36	47.52	35.45	46.21	39.34	47.78	27.63	21.72	47.89
Or	1.94	2.96	2.56	3.62	1.82	3.39	2.71	3.92	1.27	0	3.3

Тип породы	АI-ВК-андезибазальты стратовулкана Уксичан (N ₂)										
№ образца	ES-940										
	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	М
SiO ₂	52.42	50.75	52.02	54.71	52.12	55.31	51.99	50.41	54.5	54.78	50.15
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	30.01	31.01	30.03	27.86	29.57	27.2	30.11	31.3	28.08	27.61	31.31
FeO*	0.68	0.96	0.71	1.08	0.88	1.11	0.6	0.89	0.74	0.88	0.95
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	12.49	14.03	12.76	10.34	12.68	9.83	12.84	14.34	10.73	10.47	14.13
Na ₂ O	4.63	3.81	4.32	5.77	4.35	5.71	4.55	3.57	5.28	5.43	3.47
K ₂ O	0.45	0.38	0.42	0.54	0.37	0.9	0.45	0.28	0.77	0.73	0.33
Сумма	100.68	100.94	100.26	100.3	99.97	100.06	100.54	100.79	100.1	99.9	100.34
An	58.35	65.63	60.54	48.26	60.4	46.29	59.42	67.85	50.61	49.47	67.92
Ab	39.14	32.25	37.09	48.74	37.5	48.66	38.1	30.57	45.07	46.43	30.19
Or	2.51	2.12	2.37	3	2.1	5.05	2.48	1.58	4.32	4.1	1.89

Тип породы	АI-ВК-андезибазальты стратовулкана Уксичан (N ₂)										ВК-андезиты стратовулкана Уксичан (N ₂)
№ образца	ES-940										ES-777
	М	М	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц
SiO ₂	55.01	54.77	46.76	47.65	52.35	48.05	55.24	47.2	56.98	55.03	53.45
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	27.7	28.06	34.11	33.14	30.46	33.08	27.13	32.28	25.76	27.45	28.57
FeO*	1.22	1.08	0.68	0.76	0.7	0.88	1.01	0.75	0.39	1.17	0.6
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	10.02	10.39	17.18	16.05	13.11	15.95	10.65	15.24	8.35	10.34	11.27
Na ₂ O	5.91	5.73	1.7	2.57	4.23	2.29	5.65	2.49	6.54	5.43	5.02
K ₂ O	0.62	0.52	0	0	0.34	0.21	0.7	0.19	0.77	0.62	0.53
Сумма	100.48	100.55	100.43	100.17	101.19	100.46	100.38	98.15	98.79	100.04	99.44
An	46.7	48.6	84.81	77.53	61.93	78.4	49.06	76.31	39.57	49.46	53.71
Ab	49.86	48.5	15.19	22.47	36.16	20.37	47.1	22.56	56.08	47.01	43.29
Or	3.44	2.9	0	0	1.91	1.23	3.84	1.13	4.35	3.53	3

Тип породы	ВК-андезиты стратовулкана Уксичан (N ₂)										
№ образца	ES-777										
	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{пр}	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _ц	Φ _{пр}
SiO ₂	50.85	51.94	51.72	51.15	54.82	56.18	51.1	56.58	46.59	57.96	53.15
TiO ₂	0	0	0	0	0	0.04	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	29.58	29.54	29.52	30.4	27.1	26.63	30.26	26.54	33.5	25.23	28.96
FeO*	0.82	0.67	0.65	0.71	0.5	0.41	0.84	0.73	0.42	0.36	0.31
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	13.23	12.42	12.83	13.39	9.75	8.79	13.53	8.97	16.55	7.64	11.56
Na ₂ O	4	4.3	4.46	4.07	5.94	6.36	3.98	6.24	1.97	6.64	4.99
K ₂ O	0.29	0.37	0.22	0.29	0.52	0.63	0.19	0.9	0	1.05	0.39
Сумма	98.77	99.24	99.4	100.01	98.63	99.04	99.9	99.96	99.03	98.88	99.36
An	63.56	60.17	60.62	63.45	46.17	41.76	64.55	42.05	82.27	36.54	54.9
Ab	34.78	37.7	38.14	34.91	50.9	54.68	34.36	52.93	17.73	57.48	42.89
Or	1.66	2.13	1.24	1.64	2.93	3.56	1.09	5.02	0	5.98	2.21

Тип породы	ВК-андезиты стратовулкана Уксичан (N ₂)										
№ образца	ES-777										
	Φ _{пр}	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	М						
SiO ₂	60.07	53.92	60.1	56.98	58.83	52.56	55.08	58.29	59.56	60.4	56.88
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	24.13	27.52	24.29	25.44	24.37	28.41	27.65	24.76	24.51	23.17	25.48
FeO*	0.39	0.85	0.46	1.08	0.42	1.04	0.38	0.4	0.47	0.41	1.07
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	6.37	10.84	6.48	9.35	6.97	11.97	10.44	7.44	6.63	5.33	9
Na ₂ O	7.09	4.82	7.19	4.63	6.69	4.57	5.58	6.68	7.13	7.34	5.93
K ₂ O	1.56	0.76	1.3	1.6	1.29	0.55	0.57	1.14	1.15	2.04	1.08
Сумма	99.61	98.71	99.82	99.08	98.57	99.1	99.7	98.71	99.45	98.69	99.44
An	30.25	52.96	30.8	47.62	33.81	57.28	49.21	35.62	31.72	25.33	42.82
Ab	60.92	42.62	61.85	42.67	58.74	39.58	47.59	57.88	61.73	63.13	51.06
Or	8.83	4.42	7.35	9.8	7.45	3.14	3.2	6.5	6.55	11.54	6.12

Тип породы	ВК-андезиты стратовулкана Уксичан (N ₂)										
№ образца	ES-777										ES-1838
	М	М	Φ _и	Φ _{кр}	Φ _и						
SiO ₂	55.52	55.91	58.88	57.52	52.7	58.28	52.03	60.08	52.26	59.64	49.12
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	27.03	26.79	24.6	25.61	29.65	25.31	29.43	23.69	29.97	24.77	32.03
FeO*	1.08	0.94	0.47	0.6	0.5	0.44	0.43	0.45	0.5	0.35	1.24
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	9.73	9.62	6.78	8.28	12.08	7.72	12.25	5.69	12.54	6.71	15.15
Na ₂ O	5.57	5.87	6.81	6.5	4.9	6.48	4.65	7.45	4.55	7.16	2.93
K ₂ O	0.82	0.91	1.38	1.03	0.38	1.14	0.49	1.88	0.31	1.45	0.19
Сумма	99.75	100.04	98.92	99.54	100.21	99.37	99.28	99.24	100.13	100.08	100.66
An	46.81	45.11	32.68	38.93	56.45	37.11	57.65	26.57	59.31	31.36	73.27
Ab	48.49	49.81	59.39	55.3	41.44	56.36	39.61	62.97	38.94	60.56	25.64
Or	4.7	5.08	7.93	5.77	2.11	6.53	2.74	10.46	1.75	8.08	1.09

Тип породы	ВК-базальты щитового вулкана Уксичан (N ₂)										
№ образца	ES-1838										
	Φ _{кр}	Φ _и	Φ _{кр}	Φ _и	Φ _{кр}	М	М	ВК в Срх	ВК в Орх	ВК в Орх	Φ _и
SiO ₂	54.47	49.77	55.07	49.21	55.21	54.53	51.47	54.92	50.86	50.53	46.22
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	27.73	30.8	27.77	31.76	27.35	27.49	29.27	26.13	31.02	30.87	34.95
FeO*	1.3	1.32	1.07	1.13	1.22	1.21	1.12	1.78	1.29	1.38	0.65
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0.55	0	0	0
CaO	10.71	14.64	10.55	14.95	10.41	10.59	12.55	10.23	14.34	14.38	18.2
Na ₂ O	5.5	3.39	5.62	3.33	6.03	5.64	4.59	5.63	3.74	3.56	1.51
K ₂ O	0.45	0.18	0.52	0.18	0.53	0.37	0.25	0.53	0.22	0	0
Сумма	100.16	100.1	100.6	100.56	100.75	99.83	99.25	99.77	101.47	100.72	101.53
An	50.52	69.75	49.44	70.54	47.42	49.86	59.33	48.6	67.1	68.47	86.94
Ab	46.95	29.23	47.65	28.44	49.71	48.06	39.26	48.4	31.67	30.68	13.06
Or	2.53	1.02	3	1.02	2.87	2.08	1.41	3	1.23	0.85	0

Тип породы	ВК-базальты щитового вулкана Уксичан (N ₂)						ВК-андезибазальты щитового вулкана Уксичан (N ₂)				
№ образца	ES-1838						Es-1837				
	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц
SiO ₂	48	45.19	48.4	46.63	49.51	54.66	45.31	46.48	46.15	51	46.7
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	33.15	34.96	32.54	33.75	31.21	27.8	33.8	33.15	33.36	29.67	33.18
FeO*	0.78	0.62	0.76	0.68	0.92	1.16	0.71	0.78	0.66	1.04	0.91
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	16.24	18.56	15.54	17.24	14.83	10.78	17.66	16.78	17.24	13.41	16.76
Na ₂ O	2.52	1.17	2.83	1.89	3.24	5.62	1.59	1.89	1.71	3.82	1.85
K ₂ O	0	0	0	0	0.25	0.53	0	0	0	0	0
Сумма	100.69	100.5	100.07	100.19	99.96	100.55	99.07	99.08	99.12	98.94	99.4
An	78.08	89.76	75.21	83.44	70.65	49.95	85.99	83.07	84.78	65.99	83.35
Ab	21.92	10.24	24.79	16.56	27.93	47.13	14.01	16.93	15.22	34.01	16.65
Or	0	0	0	0	1.42	2.92	0	0	0	0	0

Тип породы	ВК-андезибазальты щитового вулкана Уксичан (N ₂)										
№ образца	Es-1837										ES-871*
	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	М	М	Φ _ц
SiO ₂	56.81	46.44	46.77	46.27	44.8	50.39	46.47	48.81	51.28	54.64	51.91
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.02
Al ₂ O ₃	25.83	33.62	33.75	33.43	33.74	30.38	32.89	30.74	29.55	27.75	28.9
FeO*	0.76	0.8	0.83	1	0.77	1.03	0.93	0.88	1.12	1.11	0.83
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	8.67	17.19	17.34	17.02	18.05	13.85	16.43	14.38	12.75	10.24	12.12
Na ₂ O	4.79	1.56	1.88	1.71	1.28	3.52	1.97	3.02	4.07	5.04	4.79
K ₂ O	2.67	0	0	0	0	0.23	0	0.27	0.24	0.53	0.34
Сумма	99.53	99.61	100.57	99.43	98.64	99.4	98.69	98.1	99.01	99.31	98.91
An	42.26	85.89	83.59	84.61	88.63	67.58	82.17	71.3	62.5	51.22	57.19
Ab	42.25	14.11	16.41	15.39	11.37	31.08	17.83	27.1	36.1	45.62	40.9
Or	15.4	0	0	0	0	1.34	0	1.6	1.4	3.16	1.91

Тип породы	Латиты щитового вулкана Уксичан (N ₂)										
	№ образца	ES-871*				ES-865*					
		Φ _ц	Φ _ц	Φ _ц	М	М	М	Φ _ц	М	М	М
SiO ₂	53.33	54.74	56.84	63.32	62.98	57.37	54.29	55.85	57.8	58.5	64.77
TiO ₂	0.1	0.06	0.04	0.12	0.12	0.08	0.13	0.11	0.13	0.14	0.16
Al ₂ O ₃	28.65	27.66	26.68	21.55	22.06	26.29	28.3	26.87	25.75	24.98	18.92
FeO*	0.77	0.62	0.61	0.88	0.56	0.83	0.68	1.02	1.18	0.82	0.6
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	11.52	10.29	8.96	4.77	4.08	8.87	10.9	9.67	8.76	7.17	1.16
Na ₂ O	4.68	5.36	5.96	7.94	5.02	6.28	4.83	5.41	6.14	6.29	5.08
K ₂ O	0.42	0.62	0.71	1.35	6.57	0.57	0.65	0.51	0.79	1.74	8.2
Сумма	99.47	99.35	99.8	99.93	101.39	100.29	99.78	99.44	100.55	99.64	98.89
An	56.23	49.64	43.52	22.99	19.44	42.41	53.4	48.19	42.09	34.76	5.77
Ab	41.33	46.79	52.38	69.26	43.28	54.34	42.82	48.79	53.39	55.19	45.69
Or	2.44	3.57	4.1	7.75	37.28	3.25	3.79	3.02	4.52	10.05	48.54

Тип породы	№ образца	Кварцевые латиты щитового вулкана Уксичан (N ₂)			Трахидацинты щитового вулкана Уксичан (N ₂)						
		ES-865*	ES-795*		ES-878	ES-774*				ES-763*	
	М	Φ _ц	Φ _{кр}	М	Φ _ц	Φ _ц	Φ _ц	Φ _ц	М	Φ _ц	Φ _{кр}
SiO ₂	64.28	57.2	57.35	55.79	54.62	56.26	57.1	58.09	65.57	56.2	57.44
TiO ₂	0.25	0.08	0		0.05	0.1	0.02	0.09	0.19	0.05	0.07
Al ₂ O ₃	20.64	26.35	25.96	26.11	27.24	27.54	26.03	25.62	20.1	26.48	26.01
FeO*	0.87	0.53	0.45	1.38	0.58	0.61	0.47	0.51	0.42	0.56	0.58
MnO	0	0	0.06	0	0	0	0	0	0	0.02	0.02
MgO	0	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0.07	0.04
CaO	4.42	8.38	8.13	9.43	9.85	9.58	8.05	7.4	1.49	8.88	8.13
Na ₂ O	5.37	6.08	6.25	5.9	5.55	5.55	6.35	6.7	5.93	5.96	6.13
K ₂ O	4.11	0.76	0.79	0.63	0.65	0.67	0.99	1.13	6.7	1.02	1.2
Сумма	99.94	99.43	99	99.24	98.54	100.31	99.01	99.54	100.4	99.24	99.62
An	23.23	41.31	39.89	45.21	47.66	46.91	38.85	35.46	7.38	42.53	39.36
Ab	51.06	54.23	55.5	51.19	48.6	49.18	55.46	58.1	53.13	51.66	53.72
Or	25.71	4.46	4.61	3.6	3.74	3.91	5.69	6.44	39.49	5.81	6.92

Тип породы	ВК-дациты кальдеры-вулкана Уксичан (N ₂)				Трахидациты кальдеры-вулкана Уксичан (N ₂)						ES-852*
	ES-808*				ES-900*						
№ образца	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _ц	Φ _{пр}	Φ _{кр}	Φ _ц	М	Φ _ц
SiO ₂	49.63	51.39	50.57	55.21	57.16	58.98	60.05	60.18	59.2	71.09	58.66
TiO ₂	0	0.01	0.02	0.02	0.05	0	0.04	0.02	0.08	0.55	0.09
Al ₂ O ₃	31.09	29.45	30.16	27.78	26.3	24.99	24.71	24.59	24.87	16.16	25.94
FeO*	0.51	0.65	0.53	0.41	0.42	0.33	0.45	0.44	0.44	0.46	0.55
MnO	0.01	0.02	0	0.02	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0.05	0.05	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0
CaO	14.02	12.8	13.03	10.15	8.5	6.94	6.31	6.64	6.71	0.76	7.78
Na ₂ O	3.57	4.2	3.98	5.63	6.42	7.17	7.21	7.28	7.22	5.07	6.77
K ₂ O	0.15	0.21	0.16	0.34	0.67	1.1	1.28	1.24	1.2	6.33	0.87
Сумма	99.03	98.78	98.48	99.57	99.52	99.51	100.05	100.39	99.72	100.42	100.66
An	67.87	61.98	63.8	48.94	40.64	32.7	30.22	31.19	31.64	4.34	36.93
Ab	31.27	36.81	35.27	49.12	55.55	61.13	62.48	61.87	61.62	52.51	58.15
Or	0.86	1.21	0.93	1.94	3.81	6.17	7.3	6.94	6.74	43.15	4.92

Тип породы	Трахиродациты кальдеры-вулкана Уксичан (N ₂)		Базальты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)								
	ES-810*	ES-944*	ES-769								
№ образца	М	Φ _ц	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _{кр}	ВК в ОI	ВК в Срх	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}
SiO ₂	68.33	59.39	52.46	52.84	54.05	52.42	50.86	49.46	53.03	52.19	52.91
TiO ₂	0.33	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	15.65	24.74	28.56	28.73	27.13	29.55	29.74	30.72	27.91	27.95	28.2
FeO*	1.28	0.45	0.96	1.33	1.23	1.5	1.14	0.83	1.22	1.14	1.34
MnO	0.04	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0.26	6.5	11.94	12.11	10.47	12.69	13.52	14.8	11.4	12.05	11.71
Na ₂ O	0.54	7.59	4.87	4.92	5.5	4.77	3.91	3.49	5.18	4.87	5.06
K ₂ O	13.3	1.04	0.21	0.23	0.36	0.16	0.3	0.2	0.37	0.2	0.25
Сумма	99.83	99.75	99	100.16	98.74	101.09	99.47	99.5	99.11	98.4	99.47
An	1.52	30.27	56.84	56.89	50.21	58.99	64.53	69.31	53.73	57.1	55.32
Ab	5.73	63.96	41.97	41.83	47.73	40.13	33.77	29.57	44.19	41.77	43.27
Or	92.75	5.77	1.19	1.28	2.06	0.88	1.7	1.12	2.08	1.13	1.41

Тип породы	Базальты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)										
№ образца	ES-769										ES-887
	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	М	М	М	Φ _ц	Φ _ц
SiO ₂	52.6	53.62	52.75	51.55	52.18	53.12	53.06	53.87	52.53	51.98	50.73
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	28.61	27.08	28.7	29.49	28.21	27.79	28.35	28.43	28.36	28.96	29.63
FeO*	0.85	1.23	0.92	0.81	1.09	1.22	1.28	1.11	1.08	0.86	1.09
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0.43	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	12.14	10.48	12.25	12.64	12.12	11.47	11.67	11.39	11.89	12.64	13.37
Na ₂ O	4.89	5.46	4.58	4.52	4.8	5.05	4.86	5.4	5	4.45	3.62
K ₂ O	0.23	0.32	0.18	0.26	0.23	0.36	0.32	0.29	0.26	0.16	0.22
Сумма	99.32	98.19	99.81	99.27	98.63	99.01	99.54	100.49	99.12	99.05	98.66
An	57.1	50.53	59.02	59.82	57.5	54.52	55.98	52.96	55.96	60.53	66.24
Ab	41.62	47.64	39.94	38.71	41.21	43.44	42.19	45.43	42.59	38.56	32.46
Or	1.28	1.83	1.04	1.47	1.29	2.04	1.83	1.61	1.45	0.91	1.3

Тип породы	Андезибазальты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)										
№ образца	ES-887										
	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	М	М	М	М	М	М	М
SiO ₂	47.4	48.72	49.11	52.54	49.7	53.19	53.57	53.5	51.38	52.71	55.7
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	32.77	31.25	31.24	28.34	30.64	27.83	27.89	27.52	29.45	28.44	25.98
FeO*	0.6	0.82	0.68	1.08	0.93	1.25	1.26	1.33	1.14	1.13	1.04
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	16.28	14.73	15.11	11.98	14.2	11.65	10.98	11.37	13.18	12.15	9.06
Na ₂ O	2.14	2.98	2.88	4.78	3.47	4.73	5.02	4.71	4.16	4.61	6.08
K ₂ O	0	0.21	0	0.31	0.18	0.29	0.33	0.32	0.27	0.35	0.56
Сумма	99.19	98.71	99.02	99.03	99.12	98.94	99.05	98.75	99.58	99.39	98.42
An	80.78	72.31	74.35	57.05	68.62	56.67	53.67	56.07	62.67	58.11	43.71
Ab	19.22	26.47	25.65	41.19	30.34	41.65	44.41	42.04	35.8	39.9	53.08
Or	0	1.22	0	1.76	1.04	1.68	1.92	1.89	1.53	1.99	3.21

Тип породы	Андезибазальты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)		Андезиты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)						Mg-базальты ареальных конусов (Q ₄)		
	ES-887		ES-757						ES-762*		
№ образца	M	M	Φ _ц	Φ _{кр}	M	M	M	M	Φ _ц	Φ _{пр}	Φ _{кр}
SiO ₂	51.28	54.91	50.31	53.51	54.29	53.33	53.38	53.45	47.8	47.95	48.13
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	29.12	26.77	29.62	27.53	27.05	27.45	27.68	27.77	31.69	31.65	31.13
FeO*	1.26	1.26	1.01	0.96	1.14	1.12	1.26	1	0.9	0.94	0.86
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0.03	0.04	0.01
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0.11	0.14	0.13
CaO	12.91	9.92	13.03	10.4	10.3	11.02	11.09	10.72	15.36	15.21	14.92
Na ₂ O	3.87	5.5	3.97	5.3	5.29	5.1	4.38	5.15	2.59	2.69	3.12
K ₂ O	0	0.45	0.19	0.35	0.36	0.31	0.47	0.43	0.16	0.19	0.22
Сумма	98.44	98.81	98.13	98.05	98.43	98.33	98.26	98.52	98.65	98.85	98.55
An	64.83	48.61	63.74	50.96	50.74	53.45	56.65	52.16	75.9	74.91	71.63
Ab	35.17	48.77	35.14	47	47.15	44.77	40.49	45.35	23.16	23.98	27.11
Or	0	2.62	1.12	2.04	2.11	1.78	2.86	2.49	0.94	1.11	1.26

Тип породы	Mg-базальты ареальных конусов (Q ₄)									
	ES-876									
№ образца	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _{кр}	M	M	M	M	M	M	M
SiO ₂	45.79	50.47	53.76	50.08	49.1	48.53	50.14	55.56	60.45	
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Al ₂ O ₃	33.62	29.85	27.9	30.41	30.98	30.73	30.17	26.06	23.87	
FeO*	0.66	0.87	1.18	0.9	0.97	1.18	0.99	0.95	1.01	
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
CaO	16.5	13.36	10.61	13.77	14.31	14.45	13.44	9.17	6.38	
Na ₂ O	1.74	3.58	5.28	3.55	3.31	3.02	3.52	5.89	7.48	
K ₂ O	0	0	0.32	0.2	0	0.18	0	0.44	0.93	
Сумма	98.31	98.13	99.05	98.91	98.67	98.09	98.26	98.07	100.12	
An	83.98	67.35	51.64	67.39	70.5	71.79	67.84	45.06	30.35	
Ab	16.02	32.65	46.5	31.44	29.5	27.15	32.16	52.37	64.39	
Or	0	0	1.86	1.17	0	1.06	0	2.57	5.26	

Примечание. * Данные предоставлены А.Б. Перепеловым (ИГХ СО РАН). Φ_ц, Φ_{пр}, Φ_{кр} – центральная часть фенокристалла, промежуточная зона, краевая часть фенокристалла соответственно; М – минералы из основной массы пород; ВК в Срх – включение в фенокристалле клинопироксена.

Представительные микрондовые анализы пироксенов из пород вулканического центра Уксичан

Тип породы	ВК-базальты стратовулкана (N ₂)										
	№ образца	ES-898								ES-914	
		М	М	М	М	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _ц	Φ _ц	М
SiO ₂	52.07	51.32	50.22	50.23	51.28	50.38	52.87	52.52	50.65	49.19	51.36
TiO ₂	0.51	0.73	0.92	0.88	0.57	0.59	0.41	0.40	0.60	1.24	0.81
Al ₂ O ₃	2.60	2.11	2.81	2.27	2.56	3.77	0.66	0.62	2.84	3.96	3.36
FeO*	10.75	11.27	11.84	13.00	9.18	9.08	21.09	20.77	8.86	10.26	8.37
MnO	0.41	0.38	0.51	0.46	0	0.33	0.74	0.90	0	0.38	0.40
MgO	14.59	15.27	14.30	15.01	16.01	15.46	22.56	20.95	15.16	14.35	14.41
CaO	18.14	19.00	18.79	18.48	20.80	20.49	2.13	3.52	21.11	20.07	19.90
Na ₂ O	0.56	0.54	0.65	0.56	0	0	0	0	0	0.44	0.65
K ₂ O	0.56	0	0	0	0	0	0	0	0	0.05	0.05
Сумма	100.19	100.62	100.04	100.89	100.40	100.10	100.46	99.68	99.22	99.94	99.31
#Mg	71	71	68	67	76	75	66	64	75	71	75
Wo	38.45	38.48	38.85	37.02	41.38	41.50	4.21	7.10	42.96	41.48	42.52
En	43.03	43.03	41.14	41.84	44.31	43.57	62.07	58.78	42.93	41.27	42.83
Fs	18.52	18.49	20.01	21.14	14.31	14.93	33.72	34.12	14.11	17.25	14.65

Тип породы	ВК-базальты стратовулкана (N ₂)										
	№ образца	ES-914									
		М	Φ _ц	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _ц	М	М	М	М
SiO ₂	54.23	53.79	54.19	54.10	53.52	53.96	47.63	51.68	50.39	51.96	50.10
TiO ₂	0.45	0.42	0.42	0.35	0.41	0.44	1.53	0.85	0.95	0.94	0.84
Al ₂ O ₃	0.84	0.76	0.85	1.00	1.15	1.50	5.52	2.41	3.17	2.53	3.64
FeO*	14.77	16.64	16.94	16.99	15.38	14.83	10.74	8.84	9.25	8.54	8.35
MnO	0.95	1.00	0.78	0.89	0.94	0.96	0.50	0.45	0.43	0.49	0.38
MgO	26.23	24.01	25.38	24.63	26.25	27.26	13.73	15.47	15.30	15.74	14.86
CaO	2.58	2.28	1.50	1.31	2.47	2.41	19.96	20.60	20.31	20.75	21.23
Na ₂ O	0.04	0.03	0.02	0.05	0	0	0.54	0.59	0.48	0.49	0
K ₂ O	0	0.03	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	100.09	98.96	100.08	99.33	100.12	101.36	100.15	100.89	100.28	101.44	99.40
#Mg	76	72	73	72	75	77	69	76	75	77	76
Wo	5.02	4.61	2.96	2.65	4.77	4.57	41.68	41.69	41.28	41.73	43.56
En	71.05	67.54	69.72	69.17	70.57	71.98	39.89	43.56	43.27	44.04	42.42
Fs	23.93	27.85	27.32	28.18	24.66	23.45	18.43	14.75	15.45	14.23	14.02

Тип породы	ВК-базальты стратовулкана (N ₂)										
№ образца	ES-914										
	Φ _{кр}	Φ _н	Φ _{кр}	Φ _н	Φ _{кр}	Φ _н	Φ _{кр}	K(Ol)	Φ _н	Φ _{кр}	Φ _н
SiO ₂	48.72	50.94	51.70	51.47	48.82	51.55	50.02	54.40	49.83	50	51.28
TiO ₂	0.82	0.76	0.85	0.73	0.92	0.66	0.97	0.50	0.87	0.79	0.58
Al ₂ O ₃	5.51	3.27	2.47	2.99	4.62	3.22	4.60	1.50	4.16	4.18	2.78
FeO*	8.53	8.80	7.88	8.85	9.00	8.06	9.20	14.09	8.97	8.73	8.37
MnO	0	0.31	0.39	0.49	0.34	0	0	0.75	0	0.29	0.32
MgO	14.23	15.53	16.00	15.78	14.31	15.46	14.45	28.04	14.76	14.42	15.68
CaO	21.96	20.66	20.87	20.89	20.86	21.27	21.04	1.50	21.43	21.05	21.19
Na ₂ O	0	0	0.51	0	0.51	0.57	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	99.77	100.27	100.67	101.20	99.38	100.79	100.28	100.78	100.02	99.46	100.20
#Mg	75	76	78	76	74	77	74	78	75	75	77
Wo	45.33	41.82	42.05	41.65	43.37	43.32	43.53	2.88	43.74	43.70	42.54
En	40.87	43.75	44.86	43.78	41.39	43.81	41.60	74.87	41.92	41.66	43.80
Fs	13.8	14.43	13.09	14.57	15.25	12.87	14.87	22.26	14.34	14.64	13.66

Тип породы	ВК-базальты стратовулкана (N ₂)						ВК-андезибазальты стратовулкана (N ₂)				
№ образца	ES-914						ES-862*				
	Φ _{кр}	Φ _{кр}	Φ _{кр}	Φ _н	Φ _н	K(Ol)	Φ _н	Φ _н	Φ _{кр}	M	M
SiO ₂	50.01	51.30	51.14	54.06	54.69	54.02	50.05	50.45	50.58	49.12	50.15
TiO ₂	0.69	0.76	0.61	0.37	0.40	0.26	0.72	0.68	0.82	1.15	0.98
Al ₂ O ₃	3.81	3.44	2.75	0.92	0.80	1.44	2.74	2.43	2.35	3.51	2.30
FeO*	8.34	8.15	8.64	16.16	15.41	14.35	8.85	9.65	9.93	12.68	13.82
MnO	0	0	0.38	0.87	0.89	0.88	0.33	0.37	0.45	0.51	0.61
MgO	15.28	14.93	16.15	25.62	26.13	27.40	15.17	14.80	14.66	13.43	15.40
CaO	21.24	21.60	20.27	2.56	2.14	2.09	20.75	20.51	19.94	18.57	15.43
Na ₂ O	0	0.49	0.46	0	0	0	0.42	0.36	0.30	0.33	0.37
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0.02	0.01	0	0.06	0.07
Сумма	99.37	100.67	100.40	100.56	100.46	100.44	99.05	99.26	99.03	99.36	99.13
#Mg	76	76	77	74	75	77	75	73	72	65	66
Wo	43.32	44.30	40.68	4.97	4.18	4.01	42.29	41.89	41.15	39.03	32.05
En	43.36	42.60	45.10	69.20	70.97	73.14	43.02	42.06	42.09	39.27	44.50
Fs	13.32	13.10	14.22	25.83	24.85	22.85	14.69	16.05	16.76	21.70	23.45

Тип породы	Al-ВК-андезибазальты стратовулкана (N ₂)										
№ образца	ES-862*	ES-801									ES-940
	М	Φ _{II}	Φ _{кp}	Φ _{кp}	Φ _{II}	Φ _{кp}	Φ _{II}	М	Φ _{II}	Φ _{II}	К (Ol)
SiO ₂	53.01	49.72	50.76	51.26	51.18	51.15	50.41	51.4	51.73	51.08	53.40
TiO ₂	0.26	0.90	0.78	0.68	0.74	0.62	0.69	0.62	0	0.59	0.32
Al ₂ O ₃	0.59	3.92	3.13	3.18	2.95	2.89	2.17	1.72	1.37	1.84	0.57
FeO*	20.27	9.57	9.07	8.77	8.24	8.23	8.78	8.52	8.01	7.73	20.07
MnO	0.80	0.45	0.43	0.35	0.34	0.25	0.4	0.36	0.39	0.59	0.96
MgO	21.36	14.41	15.14	14.89	14.91	14.88	14.94	15.42	15.89	14.79	23.53
CaO	3.67	19.79	19.63	20.09	20.18	20.57	20.64	20.75	21.02	21.37	1.80
Na ₂ O	0.05	0.31	0.31	0.24	0.32	0.29	0	0	0	0.65	0
K ₂ O	0.05	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	100.06	99.07	99.25	99.46	98.86	98.88	98.03	98.79	98.41	98.64	100.65
#Mg	65	73	75	75	76	76	75	76	78	77	68
Wo	7.36	41.50	40.78	41.91	42.36	42.94	42.46	42.22	42.29	44.08	3.53
En	59.62	42.05	43.77	43.22	43.55	43.22	42.76	43.66	44.48	42.45	64.23
Fs	33.02	16.45	15.45	14.87	14.09	13.84	14.78	14.12	13.23	13.47	32.24

Тип породы	Al-ВК-андезибазальты стратовулкана (N ₂)						ВК-андезиты стратовулкана (N ₂)				
№ образца	ES-940						ES-777				
	К (Ol)	М	М	М	М	К (Ol)	М	Φ _{II}	Φ _{кp}	Φ _{кp}	К (Opx)
SiO ₂	52.98	51.15	49.28	50.15	48.64	55.07	50.45	49.58	50.13	53.33	50.02
TiO ₂	0.33	0.67	1.39	1.00	1.30	0	0.84	0.32	0.24	0	0.74
Al ₂ O ₃	0.59	2.07	3.36	2.95	4.14	0	3.17	2.03	1.35	2.83	3.84
FeO*	19.78	9.09	10.66	11.06	11.21	15.67	10.15	28.73	28.06	13.28	9.20
MnO	0.98	0.43	0.46	0.43	0.55	0.75	0.35	1.25	1.06	0.43	0
MgO	22.36	15.68	14.59	14.94	15.69	28.26	14.98	17.10	17.36	27.74	16.35
CaO	3.62	19.78	19.28	18.71	16.73	0.65	20.02	0.55	0.63	2.01	18.75
Na ₂ O	0	0.43	0.41	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	100.64	99.30	99.43	99.24	98.26	100.40	99.96	99.56	98.83	99.62	98.90
#Mg	67	75	71	71	71	76	72	51	52	79	76
Wo	7.11	40.32	39.92	38.60	35.03	1.23	40.80	1.15	1.33	3.91	38.51
En	61.05	44.47	42.03	42.88	45.71	74.46	42.47	49.81	50.82	75.20	46.72
Fs	31.84	15.21	18.05	18.52	19.26	24.31	16.73	49.04	47.86	20.89	14.78

Тип породы	ВК-андезиты стратовулкана (N ₂)										
№ образца	ES-777										
	Φ _{II}	Φ _{KP}	Φ _{KP}	Φ _{II}	Φ _{KP}	Φ _{KP}	Φ _{II}	Φ _{KP}	Φ _{KP}	Φ _{II}	Φ _{KP}
SiO ₂	52.84	53.32	53.05	53.40	52.92	52.13	53.17	52.47	52.90	53.80	54.39
TiO ₂	0.32	0	0.36	0.36	0.28	0.46	0	0.36	0.34	0	0
Al ₂ O ₃	1.49	2.65	2.62	1.39	3.35	1.82	0.58	1.27	2.00	0.61	0.93
FeO*	16.47	12.70	13.83	17.51	12.12	17.50	18.41	17.02	15.19	18.21	13.30
MnO	0.74	0.32	0.36	0.99	0.35	0.46	1.64	0.55	0.36	1.37	0
MgO	26.45	28.08	27.34	25.52	28.10	24.84	24.47	25.88	26.72	25.18	28.56
CaO	1.36	2.07	1.92	1.28	2.20	1.71	1.11	1.88	2.09	1.12	1.93
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	99.67	99.14	99.48	100.45	99.32	98.92	99.38	99.43	99.60	100.29	99.11
#Mg	74	80	78	72	80	72	70	73	76	71	79
Wo	2.63	4.03	3.76	2.50	4.31	3.40	2.18	3.64	4.07	2.18	3.71
En	71.28	76.13	74.51	69.28	76.59	68.70	66.97	69.74	72.29	68.07	76.33
Fs	26.09	19.84	21.73	28.22	19.10	27.90	30.85	26.62	23.64	29.75	19.96

Тип породы	ВК-андезиты стратовулкана (N ₂)										
№ образца	ES-777										
	Φ _{II}	Φ _{KP}	Φ _{II}	ВК в Срх	Φ _{KP}	Φ _{II}	ВК в Срх	Φ _{II}	M _{II}	M _{KP}	ВК в Срх
SiO ₂	53.93	52.62	51.60	53.55	49.43	49.79	53.82	53.10	49.72	50.38	53.20
TiO ₂	0	0	0.42	0.24	0.76	0.80	0.30	0.34	0.84	0.48	0.25
Al ₂ O ₃	2.61	3.45	1.53	0.98	4.51	3.99	2.39	3.14	4.04	4.12	3.14
FeO*	11.33	11.60	10.55	16.19	9.32	8.38	11.70	13.01	9.95	8.96	12.87
MnO	0.33	0	0.38	0.65	0	0	0.38	0.31	0	0	0.32
MgO	28.95	29.01	16.50	25.59	15.14	17.36	25.59	27.83	15.83	16.50	27.37
CaO	2.47	1.94	17.98	2.01	19.88	18.46	4.57	1.98	18.63	18.58	2.48
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.55	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	99.62	98.62	98.96	99.21	99.04	98.78	98.75	99.71	99.01	99.57	99.63
#Mg	82	82	74	74	74	79	80	79	74	77	79
Wo	4.76	3.77	36.33	3.96	41.21	37.54	9.21	3.87	38.46	38.26	4.87
En	77.65	78.56	46.40	70.13	43.67	49.12	71.77	75.75	45.47	47.27	74.87
Fs	17.59	17.67	17.27	25.91	15.12	13.34	19.02	20.38	16.07	14.47	20.26

Тип породы	ВК-андезиты стратовулкана (N ₂)										
№ образца	ES-777										
	Φ _{II}	Φ _{III}	Φ _{KP}	ВК в Срх	К (Орх)	М	Φ _{II}	Φ _{KP}	Φ _{II}	Φ _{KP}	ВК в РI
SiO ₂	54.27	52.51	54.21	51.13	50.98	53.80	52.13	50.26	52.45	50.36	52.32
TiO ₂	0	0	0.25	0.52	0.57	0.25	0.35	0.60	0.36	0.58	0.53
Al ₂ O ₃	1.91	3.22	2.64	3.12	3.29	1.34	1.25	3.46	1.21	2.91	1.33
FeO*	11.50	14.85	11.49	7.85	8.12	14.40	8.42	7.93	7.74	8.42	7.82
MnO	0	0.39	0.34	0	0	0.46	0.90	0	0.94	0	0.87
MgO	29.74	26.72	29.08	16.78	16.94	27.26	15.08	15.96	15.63	15.98	15.37
CaO	1.78	1.47	1.91	19.44	19.20	1.89	20.87	20.18	21.04	20.23	21.07
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0.51	0	0.61	0	0.52
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	99.20	99.16	99.92	98.84	99.10	99.40	99.51	98.39	99.98	98.48	99.83
#Mg	82	76	82	79	79	77	76	78	78	77	78
Wo	3.41	2.91	3.70	39.74	39.09	3.67	42.45	41.53	42.42	41.24	42.76
En	79.34	73.53	78.39	47.72	47.98	73.74	42.68	45.70	43.84	45.33	43.40
Fs	17.25	23.56	17.91	12.54	12.93	22.59	14.87	12.77	13.74	13.43	13.84

Тип породы	ВК-андезиты стратовулкана (N ₂)					ВК-базальты щитового вулкана (N ₂)					
№ образца	ES-777					ES-1838					
	Φ _{II}	ВК в Срх	М	М	М	Φ _{II}	Φ _{II}	Φ _{KP}	Φ _{II}	Φ _{KP}	Φ _{II}
SiO ₂	50.22	53.18	50.79	51.93	52.53	51.92	51.78	47.98	51.80	51.89	48.02
TiO ₂	0.72	0.36	0.49	0.58	0.39	0.55	0.54	1.36	0.63	0.57	0.93
Al ₂ O ₃	3.61	2.48	2.67	2.45	1.29	1.82	1.88	4.72	2.31	1.81	5.29
FeO*	8.83	11.45	17.32	15.38	18.54	8.85	11.41	12.47	11.60	10.99	11.22
MnO	0.27	0.40	0.74	0.54	0.66	0.75	0.53	0.29	0.50	0.54	0.42
MgO	15.84	28.65	18.50	21.49	23.66	14.81	16.32	13.60	15.81	15.72	13.42
CaO	19.71	2.29	8.86	6.87	2.30	21.08	18.05	19.74	17.80	18.31	20.09
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0.53	0	0.60	0	0.60	0.41
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	99.20	98.81	99.37	99.24	99.37	100.31	100.51	100.76	100.45	100.43	99.80
#Mg	76	82	66	71	69	75	72	66	71	72	68
Wo	40.33	4.45	18.19	13.96	4.58	42.84	36.03	40.55	36.14	37.20	41.95
En	45.10	77.52	52.85	60.77	65.55	41.88	45.33	38.87	44.66	44.44	38.99
Fs	14.57	18.03	28.97	25.27	29.87	15.28	18.64	20.58	19.20	18.36	19.06

Тип породы	ВК-базальты щитового вулкана (N ₂)										
№ образца	ES-1838										
	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	М	М	М	К(ОI)	К(ОI)	ВК в ОI
SiO ₂	51.30	53.22	52.90	53.61	53.47	51.74	50.55	50.03	52.78	53.29	49.00
TiO ₂	0.63	0	0.29	0.28	0	0.60	0.60	0.99	0.25	0.38	0.66
Al ₂ O ₃	2.06	0.73	0.73	0.90	0.87	2.00	2.37	3.42	0.54	1.23	3.05
FeO*	11.14	18.40	19.85	17.97	18.43	12.37	12.15	12.05	20.20	18.51	11.98
MnO	0.35	0.61	0.68	0.61	0.71	0.34	0.51	0.41	0.92	0.63	0.49
MgO	15.64	24.45	23.41	24.74	24.60	15.65	14.60	14.52	21.79	24.70	15.52
CaO	18.60	2.00	2.04	2.10	2.09	17.51	18.21	19.08	3.48	2.14	18.18
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0.44	0.50	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	99.72	99.41	99.90	100.21	100.17	100.21	99.43	101.00	99.96	100.88	98.88
#Mg	71	70	68	71	70	69	68	68	66	70	70
Wo	37.69	3.93	4.03	4.11	4.07	35.58	37.59	38.90	6.92	4.16	36.69
En	44.10	66.87	64.31	67.45	66.75	44.24	41.94	41.19	60.28	66.77	43.58
Fs	18.21	29.20	31.66	28.44	29.18	20.18	20.47	19.91	32.80	29.07	19.73

Тип породы	ВК-базальты щитового вулкана (N ₂)								ВК-андезибазальты щитового вулкана (N ₂)		
№ образца	ES-1838								1837		
	К(ОI)	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц
SiO ₂	54.26	51.45	51.37	53.04	52.81	44.58	48.46	52.55	50.65	51.11	51.50
TiO ₂	0	0.65	0.52	0.32	0.37	1.99	0.95	0.43	0.72	0.73	0.50
Al ₂ O ₃	0.80	1.97	2.09	1.18	1.05	9.03	5.61	0.86	3.05	3.01	2.51
FeO*	17.66	10.99	10.86	18.66	19.51	11.59	9.22	10.42	8.07	8.53	8.02
MnO	0.72	0.42	0.51	0.75	0.74	0.31	0	0.50	0	0	0
MgO	25.96	15.91	16.18	24.34	23.96	11.96	14.06	15.18	15.44	15.55	15.43
CaO	1.51	18.36	18.44	2.01	2.10	20.30	21.54	19.94	21.60	20.71	21.14
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0.65	0	0	0.54
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	100.91	99.75	99.97	100.30	100.54	99.76	99.84	100.53	99.53	99.64	99.64
#Mg	72	72	73	70	69	65	73	72	77	76	77
Wo	2.90	37.16	36.99	3.94	4.10	43.87	44.57	40.19	43.73	42.26	43.23
En	69.47	44.80	45.16	66.34	65.03	35.96	40.49	42.56	43.49	44.14	43.91
Fs	27.63	18.04	17.85	29.72	30.87	20.17	14.94	17.25	12.78	13.60	12.86

Тип породы	ВК-андезибазальты щитового вулкана (N ₂)										
№ образца	1837										ES-871*
	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	М	М	М	Φ _ц
SiO ₂	50.95	50.67	50.87	50.94	51.29	51.84	50.19	49.94	49.97	51.07	50.35
TiO ₂	0.57	0.77	0.79	0.67	0.42	0.52	0.52	1.09	1.04	0.51	0.68
Al ₂ O ₃	3.05	2.73	3.36	2.77	2.83	2.27	3.09	6.61	3.93	2.10	2.55
FeO*	8.70	11.32	8.97	11.58	8.70	9.94	8.44	9.76	10.59	12.17	8.66
MnO	0.36	0.38	0	0	0	0.44	0	0.53	0.33	0.33	0.34
MgO	15.91	15.13	15.55	15.10	15.41	15.56	15.28	12.60	15.00	17.06	14.94
CaO	20.64	18.40	20.16	18.50	20.56	19.97	21.17	18.95	19.63	16.30	20.84
Na ₂ O	0	0	0	0.53	0	0	0	0.98	0	0	0.35
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01
Сумма	100.18	99.40	99.70	100.09	99.21	100.54	98.69	100.46	100.49	99.54	98.72
#Mg	76	70	76	70	76	74	76	70	72	71	75
Wo	41.38	37.86	41.31	38.09	42.13	40.15	43.17	42.56	40.03	32.72	42.80
En	44.38	43.32	44.33	43.26	43.94	43.53	43.35	39.38	42.55	47.65	42.70
Fs	14.24	18.82	14.36	18.65	13.93	16.32	13.48	18.06	17.42	19.63	14.50

Тип породы	Латиты щитового вулкана (N ₂)			Кварцевые латиты щитового вулкана (N ₂)							
№ образца	ES-871*			ES-795*				ES-878			
	М	Φ _ц	М	Φ _ц	Φ _{кр}	М	Φ _ц				
SiO ₂	50.96	53.36	51.79	51.98	52.39	51.81	50.56	51.22	53.14	53.17	52.63
TiO ₂	0.70	0.25	0.32	0.44	0.36	0.42	0.74	0.47	0	0.29	0.33
Al ₂ O ₃	2.14	0.83	0.39	1.68	1.38	1.86	2.03	1.68	0.80	0.82	0.88
FeO*	13.03	17.40	24.62	8.11	7.61	8.12	8.25	8.44	15.59	15.49	15.15
MnO	0.61	1.27	1.17	0.96	0.85	0.33	0.71	0.74	1.46	1.24	1.24
MgO	13.61	24.55	18.00	14.33	14.81	15.45	15.64	15.92	26.49	26.55	26.34
CaO	18.81	1.56	3.90	20.67	21.09	20.25	19.81	19.54	1.35	1.58	1.42
Na ₂ O	0.33	0.04	0.05	0.44	0.36	0.15	0.60	0	0	0	0
K ₂ O	0.07	0.01	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	100.26	99.27	100.28	98.61	98.85	98.39	98.34	98.01	98.83	99.14	97.99
#Mg	65	72	57	76	78	77	77	77	75	75	76
Wo	38.85	3.10	7.94	43.33	43.65	41.89	40.76	39.98	2.62	3.06	2.79
En	39.12	67.90	51.01	41.79	42.65	44.46	44.78	45.32	71.50	71.57	72.02
Fs	22.03	29.00	41.05	14.88	13.70	13.65	14.46	14.70	25.88	25.37	25.19

Тип породы	Кварцевые латиты щитового вулкана (N ₂)			Трахидацинты щитового вулкана (N ₂)							
	ES-878			ES-774*					ES-763*		
№ образца	Φ _ц	М	М	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _ц	М	М	Φ _ц	Φ _{кр}
SiO ₂	53.45	52.45	52.52	54.12	54.63	54.26	54.17	53.97	53.39	51.24	51.94
TiO ₂	0.38	0.35	0.30	0.41	0.29	0.28	0.21	0.33	0.34	0.62	0.56
Al ₂ O ₃	0.53	1.07	0.91	0.92	0.65	0.65	0.66	1.05	0.89	1.78	1.64
FeO*	15.39	15.35	15.90	16.13	15.60	16.09	15.93	16.39	16.18	9.37	8.82
MnO	1.48	1.24	1.55	1.51	1.45	1.77	1.33	1.71	1.58	0.61	0.59
MgO	25.99	26.33	26.10	25.74	26.37	25.57	25.99	24.70	25.86	14.98	15.16
CaO	1.43	1.54	1.48	1.46	1.47	1.41	1.80	1.59	1.41	19.66	19.63
Na ₂ O	0	0	0	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	0.16	0.24	0.23
K ₂ O	0	0	0	0	0	0.02	0.01	0	0	0	0
Сумма	98.65	98.33	98.76	100.31	100.49	100.06	100.13	99.76	99.81	98.50	98.57
#Mg	75	75	74	74	75	74	74	73	74	74	75
Wo	2.81	3.01	2.88	2.86	2.85	2.77	3.50	3.17	2.75	40.70	40.83
En	71.21	71.61	70.58	70.14	71.26	69.83	70.28	68.59	70.14	43.15	43.88
Fs	25.98	25.38	26.54	27.00	25.89	27.40	26.22	28.24	27.11	16.15	15.29

Тип породы	Трахидацинты щитового вулкана (N ₂)			Трахиродациты щитового вулкана (N ₂)					Базальты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)		
	ES-763*			ES-810*	ES-852*			ES-769			
№ образца	Φ _ц	Φ _{кр}	М	М	М	Φ _ц	Φ _ц	М	K(Ol)	Φ _ц	Φ _{кр}
SiO ₂	51.47	51.61	51.71	51.13	49.93	54.50	55.01	54.98	52.03	51.01	50.87
TiO ₂	0.55	0.51	0.61	0.70	1.08	0.34	0.26	0.35	0.49	0.58	0.75
Al ₂ O ₃	1.59	1.47	1.57	3.26	3.37	0.92	0.74	1.36	1.27	2.43	1.88
FeO*	9.60	9.41	9.30	8.80	10.05	16.17	16.32	15.97	17.32	9.21	11.30
MnO	0.61	0.59	0.64	0.28	0.99	0.53	1.59	1.48	0.55	0.40	0.44
MgO	14.80	15.00	15.03	14.20	14.80	25.95	25.78	25.21	21.64	17.06	15.19
CaO	19.48	19.61	19.67	20.72	19.13	1.32	1.44	1.42	6.01	18.22	18.32
Na ₂ O	0.17	0.25	0.33	0.26	0.51	0.03	0.02	0.15	0	0.49	0.56
K ₂ O	0	0	0.02	0.13	0	0.01	0.01	0.01	0	0	0
Сумма	98.27	98.45	98.88	99.48	99.86	99.77	101.17	100.93	99.31	99.40	99.31
#Mg	73	74	74	74	72	74	74	74	69	77	70
Wo	40.54	40.60	40.68	43.55	39.54	2.62	2.81	2.83	12.00	36.81	37.65
En	42.86	43.21	43.25	41.53	42.56	71.54	69.92	69.97	60.11	47.96	43.44
Fs	16.60	16.19	16.07	14.92	17.90	25.84	27.27	27.20	27.89	15.23	18.91

Тип породы	Базальты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)										
№ образца	ES-769										
	Φ _{II}	Φ _{KP}	Φ _{II}	Φ _{KP}	K(OI)	Φ _{II}	Φ _{KP}	K(OI)	K(OI)	K(OI)	K(OI)
SiO ₂	51.70	50.93	50.65	51.27	52.57	50.75	51.14	52.55	53.30	49.16	53.14
TiO ₂	0.50	0.80	0.62	1.01	0.27	0.75	0.54	0.53	0.37	0.81	0.49
Al ₂ O ₃	2.46	3.12	2.77	2.11	0.78	2.94	2.51	1.03	0.74	2.95	0.87
FeO*	9.23	9.81	9.28	11.28	18.55	9.03	9.45	18.51	17.16	12.45	19.14
MnO	0.33	0.36	0	0.50	0.70	0	0	0.73	0.53	0.37	0.71
MgO	17.06	17.04	16.63	15.77	22.36	16.82	16.67	22.39	24.17	15.66	22.18
CaO	17.28	17.43	18.49	17.56	3.42	18.51	17.89	4.37	3.48	16.76	3.86
Na ₂ O	0.44	0	0	0	0	0	0	0	0	0.42	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	99.00	99.49	98.44	99.50	98.65	98.80	98.20	100.11	99.75	98.58	100.39
#Mg	77	76	76	71	68	77	76	68	72	69	67
Wo	35.63	35.51	37.82	36.05	6.90	37.79	36.91	8.64	6.83	34.49	7.69
En	48.94	48.30	47.33	45.05	62.77	47.78	47.86	61.61	66.03	44.84	61.45
Fs	15.43	16.19	14.85	18.90	30.33	14.43	15.23	29.75	27.14	20.67	30.86

Тип породы	Базальты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)										
№ образца	ES-769										
	Φ _{II}	Φ _{KP}	K(OI)	K(OI)	K(OI)	M	M	M	M	M	Φ _{II}
SiO ₂	51.13	51.35	50.82	51.71	51.79	52.55	53.20	51.30	50.53	53.16	53.39
TiO ₂	0.55	0.65	0.67	0.56	0.35	0.27	0.42	0.71	0.59	0.28	0.23
Al ₂ O ₃	2.55	2.89	2.90	0.95	0.77	0.85	1.34	2.27	2.48	0.81	1.30
FeO*	7.73	8.24	8.64	18.71	20.38	17.85	17.11	11.64	11.21	17.32	13.33
MnO	0.35	0	0	0.69	0.77	0.58	0.57	0.46	0.40	0.48	0.46
MgO	17.15	17.27	16.42	20.74	20.97	21.97	23.25	16.90	16.45	23.36	27.40
CaO	18.74	18.39	19.30	5.18	4.00	4.19	3.61	16.78	16.48	3.60	1.99
Na ₂ O	0	0	0.49	0	0	0	0	0.47	0.60	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	98.20	98.79	99.24	98.54	99.03	98.26	99.50	100.53	98.74	99.01	98.10
#Mg	80	79	77	66	65	69	71	72	72	71	79
Wo	38.31	37.64	39.45	10.53	8.05	8.52	7.25	33.71	34.00	7.20	3.91
En	48.78	49.18	46.70	58.66	58.70	62.19	65.01	47.24	47.23	65.00	74.91
Fs	12.91	13.18	13.85	30.81	33.25	29.29	27.74	19.05	18.77	27.80	21.18

Тип породы	Андезибазальты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)										
№ образца	ES-887										
	Ф _{II}	Ф _{II}	Ф _{ксп}	М _{II}	М _{ксп}	М	М	Ф _{II}	Ф _{II}	Ф _{II}	М
SiO ₂	51.33	51.48	50.81	50.64	49.67	51.40	51.69	52.59	53.93	54.02	53.94
TiO ₂	0.60	0.50	0.64	0.61	1.18	0.41	0.29	0.35	0	0	0.27
Al ₂ O ₃	2.14	1.90	2.10	0.95	1.50	0.60	0.71	1.69	0.89	0.86	0.96
FeO*	11.00	10.12	12.15	26.64	21.29	21.97	22.37	16.33	15.11	14.45	14.80
MnO	0.49	0.35	0.42	0.90	0.69	0.76	0.62	0.48	0.35	0.51	0.44
MgO	17.10	16.43	16.10	15.01	10.92	19.00	18.68	24.98	25.62	25.98	25.72
CaO	15.73	17.47	16.55	4.75	13.30	4.32	3.75	2.43	2.24	2.24	2.14
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	98.39	98.25	98.77	99.50	98.55	98.46	98.11	98.85	98.14	98.06	98.27
#Mg	73	74	70	50	48	61	60	73	75	76	76
Wo	32.44	36.02	33.93	10.08	29.13	8.91	7.86	4.83	4.49	4.47	4.29
En	49.06	47.13	45.93	44.30	33.28	54.50	54.50	69.07	71.35	72.19	71.82
Fs	18.50	16.85	20.14	45.62	37.59	36.59	37.64	26.10	24.16	23.34	23.89

Тип породы	Андезибазальты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)										
№ образца	ES-887										
	М	К (Ol)	К (Ol)	К (Ol)	К (Орх)	К (Орх)	К (Орх)	К (Орх)	К (Орх)	К (Орх)	К (Ol)
SiO ₂	53.15	50.96	53.13	53.09	50.64	51.00	51.98	51.66	51.49	50.94	51.81
TiO ₂	0.35	0.62	0.33	0.41	0.69	0.81	0.32	0.50	0.42	0.83	0.40
Al ₂ O ₃	1.53	2.13	1.66	1.74	2.05	2.14	1.73	0.61	2.34	2.09	1.91
FeO*	15.09	10.66	15.88	15.70	14.77	14.23	11.03	22.56	11.14	12.62	10.30
MnO	0.61	0.32	0.45	0.46	0.37	0.56	0.38	0.80	0.35	0.36	0
MgO	25.29	16.27	24.68	24.83	14.47	15.22	17.46	18.16	16.50	14.23	16.82
CaO	2.38	17.20	2.86	2.74	15.57	15.50	15.32	4.22	16.71	18.39	16.95
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0.58	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	98.40	98.16	98.99	98.97	98.56	100.04	98.22	98.51	98.95	99.46	98.19
#Mg	75	73	73	74	64	66	74	59	73	67	74
Wo	4.78	35.52	5.73	5.49	32.76	32.12	31.57	8.84	34.35	38.06	35.03
En	70.62	46.75	68.75	69.23	42.36	43.89	50.07	52.94	47.20	40.97	48.36
Fs	24.60	17.73	25.52	25.28	24.88	23.99	18.36	38.22	18.45	20.97	16.61

Тип породы	Андезибазальты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)				Андезиты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₄)						
	ES-887				ES-757						
№ образца	К (Ol)	К (Ol)	К (Ol)	К (Ol)	Ф _ц	Ф _{кр}	Ф _ц	Ф _{кр}	Ф _ц	Ф _ц	Ф _ц
SiO ₂	50.62	53.67	52.66	52.06	52.10	51.28	52.92	52.68	54.22	52.97	53.50
TiO ₂	0.49	0.37	0.62	0.52	0.38	0.63	0	0.30	0	0.30	0
Al ₂ O ₃	0.82	1.04	1.71	1.38	2.18	1.65	3.48	1.17	1.35	3.01	0.82
FeO*	24.89	14.93	16.36	17.13	7.63	10.85	11.59	16.76	11.87	12.13	15.55
MnO	0.82	0.33	0.41	0.67	0.29	0.30	0.31	0.39	0.36	0	0.45
MgO	16.84	26.18	20.95	21.11	17.44	16.01	28.69	24.91	28.72	28.58	26.30
CaO	4.28	2.25	7.17	5.61	18.08	17.35	1.48	2.07	1.89	1.81	2.09
Na ₂ O	0	0	0	0	0.54	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	98.76	98.77	99.88	98.48	98.64	98.07	98.47	98.28	98.41	98.80	98.71
#Mg	55	76	70	69	80	72	81	73	81	81	75
Wo	8.96	4.45	14.51	11.48	37.24	35.90	2.92	4.13	3.67	3.54	4.08
En	49.04	72.00	59.00	60.09	49.98	46.09	78.72	69.14	77.73	77.88	71.48
Fs	42.00	23.55	26.49	28.43	12.78	18.01	18.36	26.73	18.60	18.58	24.44

Тип породы	Андезиты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)										
	ES-757										
№ образца	М	М _ц	М _{кр}	М _{кр}	М _{кр}	М	М _ц	М _{кр}	М _{кр}	М	К (Орх)
SiO ₂	53.52	53.07	53.10	52.66	54.28	52.75	54.97	52.87	52.91	53.15	51.47
TiO ₂	0.29	0	0.31	0	0	0.37	0	0.29	0.40	0.28	0.59
Al ₂ O ₃	0.91	0.77	1.40	1.82	0.92	1.08	1.10	2.30	1.14	2.89	1.79
FeO*	16.72	16.27	14.27	16.97	13.78	16.61	10.98	13.45	16.70	11.54	10.38
MnO	0.38	0.40	0.40	0.40	0.45	0.43	0	0.44	0.51	0	0.36
MgO	25.79	25.45	26.41	25.41	28.18	25.12	29.79	27.93	24.77	29.36	16.00
CaO	2.18	2.07	2.17	2.12	1.90	2.11	1.71	1.87	2.10	1.57	17.62
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	99.79	98.03	98.06	99.38	99.51	98.47	98.55	99.15	98.53	98.79	98.21
#Mg	73	74	77	73	78	73	83	79	73	82	73
Wo	4.24	4.10	4.31	4.15	3.64	4.19	3.30	3.62	4.20	3.05	36.50
En	69.77	70.12	72.94	69.24	75.06	69.38	80.12	75.31	68.93	79.41	46.12
Fs	25.99	25.78	22.75	26.61	21.30	26.43	16.58	21.07	26.87	17.54	17.38

Тип породы	Андезиты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)			Mg-базальты ареальных конусов (Q ₄)			
	ES-757			ES-876			
№ образца	K (Orx)	K (Ol)	K (Ol)	Φ _ц	Φ _{кр}	M	M
SiO ₂	50.92	52.68	52.50	51.69	49.19	49.61	50.77
TiO ₂	0.92	0	0.41	0.60	1.18	0.93	0.60
Al ₂ O ₃	2.81	1.42	2.16	2.08	2.17	4.27	2.36
FeO*	14.09	16.23	16.12	9.59	15.18	9.40	9.93
MnO	0.39	0.49	0.50	0.30	0.68	0	0.33
MgO	15.19	23.63	23.72	16.84	14.60	15.13	16.62
CaO	14.26	3.67	2.35	18.21	15.07	19.34	17.74
Na ₂ O	0.63	0	0.52	0	0	0	0
K ₂ O	0.20	0	0	0	0	0	0
Сумма	99.41	98.12	98.28	99.31	98.07	98.68	98.35
#Mg	66	72	72	76	63	74	75
Wo	30.52	7.40	4.86	36.88	31.54	40.51	36.28
En	45.24	66.27	68.27	47.46	42.52	44.10	47.30
Fs	24.24	26.33	26.87	15.66	25.94	15.39	16.42

Примечание. * Данные предоставлены А.Б. Перепеловым (ИГХ СО РАН). Φ_ц, Φ_{пр}, Φ_{кр} – центральная часть фенокристалла, промежуточная зона, краевая часть фенокристалла соответственно; М – минералы из основной массы пород; ВК в Срх – включение в фенокристалле клинопироксена; К(Оl) - реакционная кайма вокруг кристалла оливина. #Mg=Mg/(Mg+Fe) ат.%

Представительные микрозондовые анализы оливинов из пород вулканического центра Уксихан

Тип породы	ВК-базальты стратовулкана Уксихан (N ₂)										
№ образца	ES-914						ES-898				
	Φ _и	Φ _{кр}	Φ _и	Φ _{кр}	Φ _и	Φ _и	Φ _и	Φ _{кр}	Φ _и	Φ _и	Φ _{кр}
SiO ₂	38.68	38.77	37.97	38.73	37.92	37.97	37.87	36.39	35.42	37.04	36.53
TiO ₂	0.04	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO*	22.80	23.47	24.64	24.17	23.16	24.46	27.13	30.78	34.03	31.47	31.46
MnO	0.70	0.73	0.96	0.91	0.86	0.84	0.47	0.75	0.92	0.67	0.86
MgO	37.76	37.63	37.18	37.81	37.66	37.06	35.90	32.33	29.95	31.82	31.82
CaO	0.15	0.09	0	0	0.29	0.19	0	0.25	0.25	0.30	0.23
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	100.13	100.71	100.75	101.62	99.89	100.52	101.37	100.50	100.57	101.30	100.90
Fo	74.12	73.48	72.12	72.87	73.63	72.29	69.85	64.62	60.41	63.82	63.69
Fa	25.11	25.71	26.82	26.13	25.41	26.78	29.63	34.53	38.54	35.41	35.33
Tf	0.77	0.81	1.06	1.00	0.96	0.93	0.52	0.85	1.05	0.77	0.98

Тип породы	ВК-базальты стратовулкана Уксихан (N ₂)										
№ образца	ES-898										
	Φ _и	Φ _{кр}	Φ _и	Φ _{кр}	Φ _и	Φ _{кр}	Φ _и	Φ _{кр}	М	М	М
SiO ₂	36.10	36.69	36.06	36.30	36.45	36.14	36.08	35.59	36.25	35.11	35.60
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO*	30.40	31.10	31.51	32.07	32.16	32.00	31.74	31.90	35.41	34.57	34.84
MnO	0.70	0.81	0.73	0.98	0.73	0.77	0.88	0.95	0.81	0.90	1.00
MgO	32.35	31.83	31.47	31.15	31.38	30.94	31.21	30.94	28.56	28.17	28.78
CaO	0.24	0.29	0.22	0.24	0.24	0.34	0.34	0.24	0.21	0.29	0
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	99.79	100.72	99.99	100.74	100.96	100.19	100.25	99.62	101.24	99.04	100.22
Fo	64.94	63.99	63.48	62.67	62.95	62.72	63.02	62.65	58.42	58.58	58.86
Fa	34.26	35.09	35.68	36.21	36.21	36.40	35.97	36.26	40.64	40.35	39.98
Tf	0.80	0.92	0.84	1.12	0.84	0.88	1.01	1.09	0.94	1.07	1.16

Тип породы	ВК-андезибазальты стратовулкана Уксичан (N ₂)			Al-ВК-андезибазальты стратовулкана Уксичан (N ₂)							
	ES-862*			ES-801	ES-940						
№ образца	Φ _п	Φ _п	Φ _{кр}	ВК в Pl	Φ _п	Φ _{кр}	Φ _п	Φ _{кр}	М _п	М _{кр}	Φ _п
SiO ₂	37.54	37.10	36.68	37.41	36.27	36.59	36.59	36.20	36.76	36.46	37.31
TiO ₂	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0	0	0	0.77	0	0	0	0	0	0	0
FeO*	28.02	30.11	31.82	24.88	30.47	30.54	31.30	31.52	29.48	30.63	26.12
MnO	0.57	0.52	0.60	0.68	1.04	0.99	1.04	0.90	0.94	0.88	0.88
MgO	32.70	30.56	30.31	33.8	31.43	31.59	30.84	30.54	32.22	31.14	35.07
CaO	0.18	0.22	0.08	0.54	0.25	0	0	0	0.25	0	0.31
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	99.02	98.51	99.49	98.08	99.46	99.71	99.77	99.16	99.65	99.11	99.69
Fo	67.09	64.01	62.50	70.21	63.99	64.10	62.95	62.67	65.36	63.78	69.82
Fa	32.25	35.38	36.80	28.99	34.81	34.76	35.84	36.28	33.55	35.19	29.18
Tf	0.66	0.61	0.70	0.80	1.20	1.14	1.21	1.05	1.09	1.03	1.00

Тип породы	Al-ВК-андезибазальты стратовулкана Уксичан (N ₂)		ВК-базальты щитового вулкана Уксичан (N ₂)								
	ES-940		ES-1838								ES-1837
№ образца	М	М	Φ _п	Φ _п	Φ _{кр}	Φ _п	Φ _{кр}	Φ _п	Φ _{кр}	М	Φ _п
SiO ₂	37.08	35.69	35.94	36.09	36.84	36.71	36.67	36.74	36.26	36.05	36.98
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO*	30.76	31.38	33.97	34.64	33.61	30.61	30.43	32.63	32.31	31.72	29.80
MnO	0.95	0.84	0.79	0.68	0.87	0.71	0.73	0.75	0.87	0.77	0.71
MgO	31.12	29.83	29.59	29.54	29.95	32.90	32.52	30.90	30.63	31.62	33.46
CaO	0.19	0.88	0	0	0	0	0.20	0	0	0	0
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	100.10	98.62	100.29	100.95	101.27	100.93	100.55	101.02	100.07	100.16	100.95
Fo	63.62	62.26	60.26	59.84	60.75	65.16	65.03	62.26	62.18	63.41	66.14
Fa	35.28	36.74	38.82	39.38	38.24	34.04	34.15	36.88	36.81	35.71	33.06
Tf	1.10	1.00	0.92	0.78	1.01	0.80	0.82	0.86	1.01	0.88	0.80

Тип породы	ВК-андезибазальты щитового вулкана Уксичан (N ₂)										
№ образца	ES-1837										
	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}
SiO ₂	36.09	36.54	37.73	36.20	37.03	36.66	35.90	36.69	35.73	35.72	35.95
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO*	31.57	31.26	24.48	31.03	28.46	28.99	33.61	28.21	32.48	33.32	34.38
MnO	0.73	0.58	0.40	0.78	0.50	0.66	0.48	0.49	0.78	0.59	0.80
MgO	31.27	32.53	37.91	32.89	34.59	33.88	30.06	34.21	31.10	30.47	29.10
CaO	0.26	0	0	0	0	0	0.23	0	0	0	0
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	99.92	100.91	100.52	100.90	100.58	100.19	100.28	99.60	100.09	100.10	100.23
Fo	63.29	64.53	73.07	64.80	68.02	67.05	61.10	67.99	62.48	61.55	59.57
Fa	35.87	34.81	26.49	34.33	31.42	32.21	38.35	31.46	36.63	37.78	39.49
Tf	0.84	0.66	0.44	0.87	0.56	0.74	0.55	0.55	0.89	0.67	0.94

Тип породы	Базальты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)										
№ образца	ES-769										
	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _ц
SiO ₂	37.68	36.02	36.62	37.07	38.08	38.13	36.53	38.16	37.93	38.42	36.93
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO*	21.72	29.27	29.57	29.03	22.06	21.61	29.52	19.67	20.84	19.97	26.32
MnO	0.40	0.52	0.57	0.54	0.47	0.48	0.72	0.41	0.42	0.34	0.50
MgO	39.31	32.98	32.95	33.32	38.95	39.89	32.73	40.90	39.73	40.73	35.49
CaO	0.25	0.22	0.27	0.25	0	0.28	0.25	0.28	0.31	0.29	0
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	99.36	99.01	99.98	100.21	99.56	100.39	99.75	99.42	99.23	99.75	99.24
Fo	75.99	66.35	66.07	66.75	75.49	76.28	65.85	78.38	76.90	78.13	70.22
Fa	23.57	33.05	33.28	32.64	24.00	23.20	33.33	21.17	22.64	21.50	29.22
Tf	0.44	0.60	0.65	0.61	0.51	0.52	0.82	0.45	0.46	0.37	0.56

Тип породы	Базальты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)			Андезибазальты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)						Андезиты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)		
	№ образца	ES-769		ES-887								ES-757
	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _ц	Φ _ц	
SiO ₂	36.33	35.60	36.12	38.30	36.54	37.14	38.30	37.44	37.81	36.88	38.09	
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.16	
FeO*	30.91	31.09	31.67	19.48	28.53	29.10	19.41	26.06	22.73	26.33	19.10	
MnO	0.70	0.70	0.66	0.34	0.42	0.58	0.47	0	0.57	0.58	0.34	
MgO	32.09	30.70	30.89	40.04	33.02	32.67	40.09	34.52	38.04	34.89	40.38	
CaO	0.28	0.27	0.30	0	0.31	0.21	0	0	0	0.20	0	
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Сумма	100.31	98.36	99.64	98.16	98.82	99.70	98.27	98.02	99.15	98.88	98.07	
Fo	64.39	63.24	63.00	78.26	67.02	66.23	78.23	70.25	74.42	69.79	78.74	
Fa	34.81	35.94	36.24	21.36	32.49	33.10	21.25	29.75	24.95	29.55	20.89	
Tf	0.80	0.82	0.76	0.38	0.49	0.67	0.52	0	0.63	0.66	0.37	

Тип породы	Mg-базальты ареальных конусов (Q ₄)										
	№ образца	ES-762		ES-876							
	Φ _ц	Φ _ц	Φ _ц	М	М	М	М	М	М	М	ВК
SiO ₂	38.52	38.41	38.54	36.39	35.19	34.86	35.78	35.33	34.62	35.62	35.58
TiO ₂	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO*	16.73	17.23	15.19	30.93	35.75	37.53	34.14	34.70	38.96	29.93	31.62
MnO	0.37	0.30	0	0.50	0.87	0.77	0.66	0.80	0.84	0.54	0.74
MgO	43.42	42.29	44.29	31.74	27.31	25.22	28.09	27.76	24.24	31.87	29.91
CaO	0.16	0.17	0	0.23	0	0.29	0.29	0.43	0.26	0.33	0.42
Na ₂ O	0	0.05	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	99.21	98.46	98.02	99.79	99.12	98.67	98.96	99.02	98.92	98.29	98.27
Fo	81.88	81.12	83.85	64.27	57.06	53.99	58.99	58.22	52.05	65.07	62.21
Fa	17.72	18.55	16.15	35.15	41.91	45.07	40.22	40.83	46.93	34.31	36.91
Tf	0.40	0.33	0	0.58	1.03	0.94	0.79	0.95	1.02	0.62	0.88

Тип породы	Mg-базальты ареальных конусов (Q ₄)			
№ образца	ES-876			
	ВК	ВК	ВК	ВК
SiO ₂	35.42	36.90	34.75	36.65
TiO ₂	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0	0	0	0
FeO*	33.16	29.02	38.42	33.48
MnO	0.75	0.64	0.81	0.67
MgO	28.62	32.14	24.53	27.87
CaO	0.39	0.98	0.34	1.19
Na ₂ O	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0
Сумма	98.34	99.68	98.85	99.86
Fo	60.06	65.88	52.70	59.26
Fa	39.04	33.37	46.31	39.93
Tf	0.90	0.75	0.99	0.81

Примечание. * Данные предоставлены А.Б. Перепеловым (ИГХ СО РАН). Ф_ц, Ф_{пр}, Ф_{кр} – центральная часть фенокристалла, промежуточная зона, краевая часть фенокристалла соответственно; М – минералы из основной массы пород; ВК в Сrx – включение в фенокристалле клинопироксена; К(Оl) - реакционная кайма вокруг кристалла оливина.

Представительные микронзондовые анализы шпинелей и ильменитов из пород вулканического центра Уксичан

Тип породы	ВК-базальты стратовулкана Уксичан (N ₂)										
	№ образца	ES-898				ES-914					
		М	М	ВК в Срх	Φ _и	Φ _и	М	Φ _и	М	М	М
TiO ₂	12.59	12.42	11.14	12.05	12.12	9.89	34.31	7.69	11.32	10.42	7.00
Al ₂ O ₃	1.26	1.84	2.15	2.22	2.31	2.13	0	2.03	1.73	2.14	1.63
Cr ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0.29	0	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃	41.36	40.91	41.02	41.79	40.38	34.95	0	47.64	44.37	45.36	52.17
FeO*	40.47	40.47	38.62	40.12	39.98	48.74	58.76	36.71	37.77	35.91	35.86
MnO	0.60	0.49	0.47	0.42	0.43	0.65	0.51	0.49	0.61	0.66	0.58
MgO	1.77	1.75	2.69	2.45	2.60	3.27	2.20	1.57	2.55	3.14	1.78
V ₂ O ₅	0.85	0.91	1.01	1.04	1.25	0	0.90	0.69	0.68	0.69	0.87
Сумма	98.90	98.79	97.10	100.10	99.07	99.92	96.68	96.82	99.03	98.32	99.89

Тип породы	ВК-базальты стратовулкана Уксичан (N ₂)				ВК-андезибазальты стратовулкана Уксичан (N ₂)			Al-ВК-андезибазальты стратовулкана Уксичан (N ₂)			
	№ образца	ES-914				ES-862*			ES-940		ES-801
		Φ _и	Φ _и	ВК в Срх	ВК в Срх	Φ _и	Φ _и	М	М	ВК в OI	ВК в OI
TiO ₂	7.39	7.83	7.74	8.38	10.99	12.86	14.57	3.97	7.75	9.36	11.35
Al ₂ O ₃	5.14	4.92	5.46	4.33	2.78	1.86	1.25	1.74	4.21	4.47	3.36
Cr ₂ O ₅	0	0	0	0	0.70	0.65	0	0	0.28	0.33	0.10
Fe ₂ O ₃	49.69	49.28	48.48	49.61	37.32	39.32	41.58	56.95	46.43	42.32	40.11
FeO*	32.88	33.65	33.06	32.98	43.18	39.89	37.98	32.07	35.09	37.91	44.31
MnO	0.56	0.49	0.36	0.52	0.49	0.49	0.57	0.49	0.55	0.44	0.58
MgO	4.57	4.46	4.50	4.85	2.30	1.72	1.15	0.84	1.49	0.62	1.15
V ₂ O ₅	0.84	0.86	0.82	0.72	0	0	0	0.69	0.79	0.59	0
Сумма	101.07	101.49	100.42	101.39	97.76	96.79	97.10	96.75	96.59	96.04	100.96

Тип породы	Al-ВК-андезибазальты стратовулкана Уксичан (N ₂)			ВК-андезиты стратовулкана Уксичан (N ₂)						ВК-базальты щитового вулкана Уксичан (N ₂)	
№ образца	ES-801			ES-777						ES-1838	
	М	Φ _и	ВК в Срх	ВК в Орх	ВК в Орх	Φ _и	Φ _и	Φ _и	Φ _и	ВК в TiMt	М
TiO ₂	9.81	12.35	10.33	13.04	8.20	9.40	9.58	10.10	11.04	46.62	44.64
Al ₂ O ₃	1.45	3.41	4.23	3.11	2.00	2.79	2.51	3.16	2.82	0	0
Cr ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃	37.03	40.84	42.92	22.30	51.14	47.52	48.37	46.49	40.83	14.11	16.12
FeO*	40.55	42.24	39.52	49.62	34.23	35.77	35.96	36.27	37.48	35.68	35.70
MnO	0.39	0.57	0.54	0.84	0.86	0.52	0.52	0.54	0.56	0.79	0.73
MgO	0	1.40	1.97	1.91	2.44	2.49	2.51	2.69	2.78	2.88	1.72
V ₂ O ₅	1.53	0.84	0.98	0	0.60	1.02	0.42	0.64	0.64	0	0
Сумма	90.76	101.64	100.49	90.81	99.47	99.51	99.87	99.89	96.15	100.08	98.92

Тип породы	ВК-базальты щитового вулкана Уксичан (N ₂)		ВК-андезибазальты щитового вулкана Уксичан (N ₂)						Латиты щитового вулкана Уксичан (N ₂)		
№ образца	ES-1838		ES-1837						ES-865*		
	М	М	Φ _и	Φ _и	Φ _и	М	М	ВК в Рх	ВК в ОI	М	М
TiO ₂	7.25	44.89	6.97	8.44	9.52	11.39	15.35	7.85	5.85	13.77	18.50
Al ₂ O ₃	1.20	0	4.24	4.41	4.30	2.72	1.29	5.07	5.64	1.13	0.97
Cr ₂ O ₅	0	0	0	0.37	0.34	0.34	0	0	0.58	0	0.05
Fe ₂ O ₃	52.02	14.45	49.43	47.48	43.76	42.68	33.35	47.96	48.40	42.20	45.69
FeO*	35.92	36.13	35.40	36.52	37.62	39.94	45.01	35.69	35.82	38.65	31.10
MnO	0.36	0.77	0	0.39	0.55	0.40	0	0	0.43	0.44	0.70
MgO	0.57	1.63	2.64	2.67	2.34	2.35	0.51	3.14	2.15	0.30	0.75
V ₂ O ₅	0.85	0	0.85	0.67	0.85	1.00	0.87	0.73	0.72	0	0
Сумма	98.16	97.87	99.53	100.95	99.28	100.82	96.38	100.43	99.59	96.49	97.76

Тип породы	Латиты щитового вулкана Уксичан (N ₂)					Кварцевые латиты щитового вулкана Уксичан (N ₂)					
	ES-885*		ES-902*		ES-885*	ES-795*		ES-878			
№ образца	Φ _ц	ВК в Amp	М	М	М	М	М	Φ _ц	Φ _ц	Φ _ц	Φ _ц
TiO ₂	4.79	13.23	8.87	9.36	9.93	23.45	17.06	10.06	10.41	11.93	11.98
Al ₂ O ₃	2.35	2.96	3.50	1.79	0.71	2.77	2.37	2.78	3.03	2.62	2.61
Cr ₂ O ₅	0	0.03	0	0.04	0	0.08	0.01	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃	31.11	38.29	37.21	37.91	33.96	20.85	42.31	44.34	42.30	41.16	40.66
FeO*	58.39	39.96	48.34	47.46	48.77	46.36	32.97	38.19	39.18	39.09	40.53
MnO	0.89	0.60	0.79	0.78	1.56	1.09	0.83	1.07	0.63	0.55	1.10
MgO	1.98	2.46	1.29	0.56	2.60	3.02	2.01	1.03	0.60	1.22	0.95
V ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0	0.40	0.36	0	0.60
Сумма	99.51	97.53	100	97.90	97.53	97.62	97.56	97.87	96.51	96.57	98.42

Тип породы	№ образца	Кварцевые латиты щитового вулкана Уксичан (N ₂)			ВК-дациты кальдеры-вулкана Уксичан (N ₂)	Трахидациты кальдеры-вулкана Уксичан (N ₂)	Трахиродациты кальдеры-вулкана Уксичан (N ₂)		Базальты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)		
		ES-878	ES-774*		ES-763*	ES-808*	ES-900*	ES-852*		ES-769	
	Φ _ц	Φ _ц	М	Φ _ц	ВК в Mt	Φ _ц	Φ _ц	М	М	М	М
TiO ₂	10.55	4.35	11.78	14.29	32.56	6.19	10.64	13.95	18.84	17.05	17.20
Al ₂ O ₃	2.94	2.69	1.48	3.00	1.27	2.04	2.20	0.92	1.43	1.19	1.19
Cr ₂ O ₅	0	0	0	0	0.12	0.04	0	0.05	0	0	0
Fe ₂ O ₃	44.60	34.29	39.91	43.43	2.92	32.77	36.90	41.08	27.02	30.88	31.43
FeO*	37.54	58.19	44.01	39.31	57.71	52.24	45.36	38.89	46.00	44.81	44.56
MnO	0.99	0.82	1.12	0.71	0.67	2.12	1.11	1.50	0.63	0.55	0.61
MgO	1.44	0.50	0.67	0.84	1.27	0.71	1.85	0.53	1.78	1.71	1.75
V ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0	0	1.13	1.24	1.00
Сумма	98.06	100.84	98.97	101.58	96.52	96.11	98.06	96.92	96.84	97.42	97.74

Тип породы	Базальты поздних щитообразных вулканических построек (Q ₃)									
№ образца	ES-887									
	Ф _ц	Ф _ц	Ф _ц	Ф _ц	Ф _ц	Ф _ц	М	М	М	М
TiO ₂	16.72	16.11	16.00	15.60	15.22	15.06	14.86	16.32	17.67	17.96
Al ₂ O ₃	1.43	1.98	1.60	1.78	1.58	1.62	1.41	1.51	1.23	1.09
Cr ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃	32.73	33.04	34.07	34.70	34.83	36.08	36.52	32.02	29.48	27.70
FeO*	46.06	45.85	45.19	44.82	44.50	44.44	42.79	44.88	45.86	47.65
MnO	0.45	0.49	0.47	0.56	0.59	0.41	0.49	0.53	0.63	0.55
MgO	1.03	0.74	0.75	0.94	0.87	1.02	1.00	0.72	0.57	0.55
V ₂ O ₅	1.09	1.10	0.89	0.90	1.10	0.96	0.58	0.89	0.49	0.45
Сумма	99.51	99.31	98.96	99.31	98.69	99.58	97.65	96.87	95.93	95.96

Примечание. * Данные предоставлены А.Б. Перепеловым (ИГХ СО РАН). Ф_ц, Ф_{пр}, Ф_{кр} – центральная часть фенокристалла, промежуточная зона, краевая часть фенокристалла соответственно; М – минералы из основной массы пород; ВК в Сrx – включение в фенокристалле клинопироксена.

Представительные микронзондовые анализы амфиболов из пород вулканического центра Уксичан

Тип породы	Латиты щитового вулкана Уксичан (N ₂)				ВК-дациты кальдеры-вулкана Уксичан (N ₂)			Трахиродациты кальдеры-вулкана Уксичан (N ₂)					
№ образца	ES-885				ES-808			ES-6638/1					
	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{пр}	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _ц	М	М
SiO ₂	42.24	42.06	42.57	42.45	44.82	44.86	45.11	48.36	48.70	47.88	49.05	49.49	49.31
TiO ₂	3.05	3.00	2.95	3.02	2.22	2.36	2.14	0.86	0.78	0.76	0.80	0.81	1.11
Al ₂ O ₃	10.67	10.82	10.32	10.61	8.88	8.69	8.98	4.59	4.23	4.01	4.11	3.77	4.07
Cr ₂ O ₃	0	0.02	0	0	0	0	0.02	0.01	0	0	0.02	0	0
Fe ₂ O ₃	8.61	9.49	9.18	9.10	8.08	7.99	7.47	5.69	4.84	8.03	6.64	5.16	4.72
FeO*	3.64	3.02	3.37	3.57	4.16	4.74	4.98	8.89	9.22	5.49	6.97	8.87	8.97
MnO	0.29	0.37	0.38	0.32	0.33	0.35	0.30	1.90	1.86	1.79	1.47	1.90	1.87
MgO	14.07	14.17	14.27	14.13	14.89	14.65	14.58	13.26	13.35	14.86	14.83	13.90	13.88
CaO	11.20	11.21	11.07	11.09	11.00	10.95	11.24	10.26	10.26	9.62	9.56	9.71	9.80
Na ₂ O	2.48	2.58	2.44	2.49	2.10	2.07	2.03	2.45	2.53	2.66	2.72	2.68	2.51
K ₂ O	0.77	0.75	0.77	0.73	0.58	0.60	0.59	1.09	1.02	0.90	1.01	0.92	0.99
Сумма	97.02	97.49	97.32	97.51	97.06	97.26	97.44	97.36	96.79	96.00	97.18	97.21	97.23

Примечание. Данные предоставлены А.Б. Перепеловым (ИГХ СО РАН). Φ_ц, Φ_{пр}, Φ_{кр} – центральная часть фенокристалла, промежуточная зона, краевая часть фенокристалла соответственно; М – минералы из основной массы пород.

Представительные микрондовые анализы слюд из пород вулканического центра Уксичан

Тип породы	Трахиродациты кальдеры-вулкана (N ₂)										
	№ образца	ES-810				ES-6638/1					ES-6549
		Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц					
SiO ₂	38.66	36.01	37.98	39.86	36.83	37.29	34.21	33.87	33.20	36.25	36.89
TiO ₂	6.10	6.34	6.20	5.97	5.86	5.73	5.87	6.05	6.15	5.71	5.72
Al ₂ O ₃	13.38	14.19	13.06	12.81	13.02	13.13	13.17	12.70	12.22	13.71	13.65
Cr ₂ O ₃	0.01	0	0.01	0.02	0	0.01	0	0	0.04	0.01	0.04
FeO*	12.38	13.03	12.43	12.11	13.17	12.65	17.66	16.68	19.08	13.58	13.43
MnO	0.35	0.37	0.39	0.33	0.63	0.67	0.75	0.86	0.79	0.33	0.34
MgO	14.99	14.82	14.52	14.60	13.58	13.88	12.24	12.07	12.17	14.57	14.80
CaO	0	0	0	0.02	0	0.02	0.05	0.05	0.02	0.01	0
Na ₂ O	0.93	0.90	0.87	0.89	0.81	1.07	0.69	0.97	0.68	0.67	0.71
K ₂ O	8.74	9.13	8.84	8.89	9.15	8.88	8.21	8.44	8.25	9.92	9.88
H ₂ O-	4.07	3.99	4.01	4.09	3.92	3.95	3.82	3.77	3.76	3.97	4.01
Сумма	99.61	98.78	98.31	99.59	96.97	97.28	96.67	95.46	96.36	98.73	99.47

Тип породы	Трахиродациты кальдеры-вулкана (N ₂)							
	№ образца	ES-6549				ES-944		
		Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _ц	Φ _{кр}	Φ _{кр}	Φ _ц
SiO ₂	36.69	36.69	36.45	36.38	35.93	33.47	33.87	33.89
TiO ₂	5.74	5.56	5.58	5.64	5.67	5.59	5.50	5.75
Al ₂ O ₃	13.40	13.45	13.72	13.62	13.47	12.52	12.74	12.57
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.01	0	0.01	0	0.01	0
FeO*	13.05	13.05	13.04	13.06	13.79	17.17	16.33	17.36
MnO	0.29	0.31	0.25	0.33	0.33	0.45	0.45	0.47
MgO	15.14	14.77	14.89	14.52	14.97	14.16	15.72	15.49
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0.78	0.80	0.75	0.65	0.77	0.87	0.89	0.93
K ₂ O	9.74	9.42	9.40	9.67	9.91	8.40	8.37	8.25
H ₂ O-	3.98	3.96	3.97	3.95	3.94	3.80	3.87	3.89
Сумма	98.82	98.04	98.06	97.82	98.79	96.43	97.75	98.60

Примечание. Данные предоставлены А.Б. Перепеловым (ИГХ СО РАН). Φ_ц, Φ_{пр}, Φ_{кр} – центральная часть фенокристалла, промежуточная зона, краевая часть фенокристалла соответственно; М – минералы из основной массы пород.

**Содержания петрогенных оксидов (масс.%) и микроэлементов (г/г) в породах
вулканического центра Уксичан**

Компо- ненты	Стратовулкан Уксичан (N ₂)						
	ES-1826	ES-914	ES-898	ES-1756	ES-862*	ES-1777	ES-1755
SiO ₂	51.66	51.13	50.19	52.8	54.57	52.2	53.75
TiO ₂	0.97	1.18	0.92	0.88	0.95	0.99	0.93
Al ₂ O ₃	17.52	17.95	18.8	17.66	17.61	15.88	16.99
Fe ₂ O ₃	1.36	5.07	4.3	3.8	3.23	1.49	1.36
FeO	6.94	4.37	5.24	5.58	5.03	7.59	6.92
MnO	0.13	0.16	0.18	0.17	0.16	0.16	0.15
MgO	4.9	4.65	5.82	4.96	4.3	5.12	4.24
CaO	9.7	9.01	9.75	8.55	7.77	9.35	7.97
Na ₂ O	3.24	3.61	2.86	3.35	3.38	3.17	3.53
K ₂ O	1.54	2.1	1.3	2.03	2.25	2.05	2.13
P ₂ O ₅	0.32	0.47	0.26	0.32	0.41	0.36	0.35
H ₂ O ⁻	н.а.	0.12	0.21	н.о.	н.а.	н.а.	н.а.
ППП	1.06	0.48	0.58	0.21	0.01	0.93	0.96
Сумма	99.34	100.30	100.41	100.31	99.67	99.29	99.28
Cs	0.21	0.22	0.25	0.44	0.61	0.43	0.54
Rb	15.22	23.97	12.77	20.19	30.24	22.11	25.83
Ba	582.9	736.3	521.4	762.1	692.97	679.5	706.8
Th	0.67	1.41	0.56	1.05	1.58	0.93	1.03
U	0.53	0.88	0.42	0.72	0.74	0.65	0.72
Nb	1.46	5.17	1.33	2	3.95	2.21	2.19
Ta	0.11	0.28	0.08	0.14	0.23	0.3	0.17
La	7.31	13.89	7.23	10.23	13.73	8.8	9.62
Ce	17.61	35.5	18.5	24.85	34.69	21.28	22.85
Pb	5.39	6.3	4.56	6.65	6.49	5.95	7.04
Pr	2.74	4.83	2.82	3.69	5.05	3.27	3.51
Sr	732.2	834.4	760.3	711.2	621.04	697.6	647.7
Nd	13.76	21.52	13.42	17.02	22.61	15.69	16.61
Zr	55.24	106.7	55.39	93.68	174.87	74.45	81.11
Hf	2.1	2.86	1.73	2.58	3.11	2.85	3.08
Sm	3.53	5.03	3.46	4.25	5.28	4	3.99
Eu	1.12	1.57	1.17	1.16	1.61	1.22	1.19
Gd	3.68	5.11	3.76	4.42	4.59	3.99	4.22
Tb	0.51	0.75	0.55	0.66	0.7	0.58	0.57
Dy	3.1	4.34	3.34	4.04	4.29	3.4	3.61
Y	16.91	22.74	17.64	21.02	22.75	19.4	20.45
Ho	0.63	0.86	0.65	0.8	0.87	0.74	0.75
Er	1.74	2.49	1.99	2.37	2.35	2.02	2.11
Tm	0.24	0.33	0.26	0.31	0.35	0.29	0.3
Yb	1.56	2.32	1.75	2.28	2.35	1.83	1.87
Lu	0.25	0.33	0.27	0.34	0.36	0.3	0.31

Компо- ненты	Стратовулкан Уксичан (N ₂)				Щитовой вулкан Уксичан (N ₂)		
	ES-777	ES-801	ES-1781	ES-940	ES-1838	ES-1837	ES-1742
SiO ₂	59.28	54.1	55.1	52.2	51	51.95	52.7
TiO ₂	0.77	0.86	0.79	0.89	1.17	0.92	0.93
Al ₂ O ₃	16.41	18.78	19.12	19.51	16.82	16.97	17.42
Fe ₂ O ₃	2.23	3.37	4.04	4.87	1.72	1.45	1.28
FeO	3.99	3.64	2.66	3.46	8.78	7.4	6.55
MnO	0.13	0.14	0.11	0.15	0.17	0.15	0.14
MgO	3.46	2.65	2.36	3.28	4.57	5.19	3.61
CaO	5.67	8.39	8.05	8.74	9.36	9.08	8.14
Na ₂ O	3.69	3.39	3.62	3.57	3.22	3.16	3.65
K ₂ O	3.1	2.8	2.75	2.26	1.41	1.82	1.91
P ₂ O ₅	0.27	0.57	0.38	0.5	0.32	0.29	0.35
H ₂ O [*]	н.а.	0.6	0.5	н.о.	н.а.	н.а.	н.а.
ППП	0.73	0.9	0.69	0.38	0.48	0.25	1.07
Сумма	99.73	100.19	100.17	99.81	99.02	98.63	97.75
Cs	1.3	0.67	0.9	0.27	0.17	0.37	0.47
Rb	51.17	41.21	36.57	22.22	12.92	22.13	25.7
Ba	941.2	807.6	867.1	840.1	510	562.4	665.2
Th	2.2	1.71	1.42	1.25	0.58	0.91	0.86
U	1.47	1.25	1.11	0.87	0.39	0.64	0.6
Nb	4.92	3.44	2.6	2.71	1.17	2.11	1.85
Ta	0.34	0.24	0.19	0.17	0.09	0.13	0.2
La	15.98	13.55	12.18	13.77	7.29	8.23	8.69
Ce	37.68	33.79	29.51	33.62	18.67	19.97	20.43
Pb	8.8	8.62	8.51	9.27	3.99	6	5.43
Pr	5.16	4.92	4.45	5.27	2.74	2.99	3.07
Sr	474	780.9	781.7	876.1	718	698.3	693.1
Nd	21.63	22.32	19.98	24.47	13.26	14.46	14.93
Zr	171.2	128.7	111.2	113.3	47.13	70.69	68.35
Hf	4.3	3.38	3.15	3.01	н.а.	2.73	2.65
Sm	4.8	5.39	4.96	6	3.28	3.54	3.7
Eu	1.16	1.4	1.29	1.54	1.17	1.1	1.22
Gd	4.9	5.33	4.85	6.12	3.57	3.73	4.04
Tb	0.71	0.76	0.69	0.86	0.53	0.49	0.55
Dy	4.27	4.48	4.15	4.95	3.08	3.08	3.41
Y	21.92	22.11	20.67	26.17	15.65	17.06	18.9
Ho	0.83	0.86	0.84	1	0.64	0.66	0.7
Er	2.59	2.55	2.47	2.92	1.7	1.71	1.93
Tm	0.35	0.35	0.35	0.38	0.25	0.26	0.29
Yb	2.49	2.36	2.33	2.7	1.62	1.69	1.86
Lu	0.37	0.35	0.34	0.38	0.25	0.26	0.28

Компо- ненты	Щитовой вулкан Уксичан (N ₂)						
	ES-1718	ES-1722	ES-1731	ES-1831	ES-1832	ES-1833	ES-1721
SiO ₂	52.6	53.5	53.1	52.9	52.8	52.8	57.9
TiO ₂	0.99	0.96	0.98	0.91	0.87	0.86	1.07
Al ₂ O ₃	16.7	16.6	16.65	18.51	18.44	17.89	16
Fe ₂ O ₃	1.36	1.33	1.36	1.27	3.29	5.32	1.09
FeO	6.93	6.79	6.95	6.51	5.25	3.48	5.56
MnO	0.16	0.16	0.16	0.14	0.15	0.15	0.15
MgO	4.8	4.64	4.73	3.6	3.54	4.1	2.44
CaO	8.73	8.62	8.19	9.36	8.7	9.01	5.5
Na ₂ O	3.19	3.19	3.42	3.16	3.07	3.09	3.96
K ₂ O	2.69	2.53	2.6	1.97	2.46	2.16	4.66
P ₂ O ₅	0.48	0.45	0.45	0.38	0.39	0.34	0.65
H ₂ O ⁻	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.о.	н.о.	н.а.
ППП	0.59	0.21	0.76	0.87	0.58	0.38	0.59
Сумма	99.22	98.98	99.35	99.58	99.54	99.58	99.57
Cs	0.62	0.51	0.64	0.37	0.81	0.52	1.4
Rb	29.42	33.91	37.65	22.91	33.33	26.13	59.88
Ba	755.7	724.5	746.9	691.4	732	792.1	1051
Th	1.32	1.27	1.3	1	1.24	1.25	2.46
U	1.01	1	0.97	0.73	1.03	0.94	1.81
Nb	2.42	2.26	2.99	1.58	2.12	2.1	4.57
Ta	0.21	0.22	0.31	0.14	0.15	0.15	0.31
La	11.09	10.92	11.12	9.54	10.79	10.89	16.36
Ce	29.14	28.11	27.32	24.11	27.19	26.94	42.35
Pb	7.32	7.03	7.32	6.64	6.94	7.76	10.44
Pr	4.3	4.18	4.13	3.52	4.13	4	6.31
Sr	640.5	630.5	721.2	739.3	730.5	742.4	514.4
Nd	20.25	19.56	19.69	16.82	19.1	18.64	27.96
Zr	99.24	85.82	96.51	69.68	98.87	92.43	166.9
Hf	н.а.	н.а.	3.6	н.а.	2.91	2.82	н.а.
Sm	4.69	4.82	4.72	4.01	4.65	4.67	7
Eu	1.5	1.46	1.48	1.22	1.26	1.23	1.83
Gd	4.87	4.92	4.72	4.13	4.66	4.8	6.66
Tb	0.69	0.69	0.66	0.61	0.69	0.71	0.93
Dy	3.97	4	3.94	3.59	3.92	4.32	5.4
Y	18.93	19.21	21.24	18.23	19.39	20.41	27.12
Ho	0.79	0.83	0.79	0.72	0.79	0.84	1.12
Er	2.15	2.17	2.26	1.95	2.34	2.43	3.09
Tm	0.32	0.34	0.31	0.29	0.32	0.33	0.46
Yb	2.07	2.06	2.02	1.88	2.18	2.32	2.96
Lu	0.32	0.33	0.33	0.3	0.32	0.34	0.49

Компо- ненты	Щитовой вулкан Уксичан (N ₂)						
	ES-1738	ES-871*	ES-781*	ES-872*	ES-1712	ES-1706	ES-1735
SiO ₂	58.9	58.64	60.6	58.74	59	56.7	62
TiO ₂	1.13	1.06	0.77	0.94	1.07	0.84	0.94
Al ₂ O ₃	15.54	16.41	16.5	17.49	15.43	16.08	15.89
Fe ₂ O ₃	1.15	3.53	2.82	2.91	3.13	1.02	1.81
FeO	5.87	4.06	3.16	3.7	4.35	5.22	3.14
MnO	0.14	0.16	0.13	0.16	0.16	0.13	0.16
MgO	1.94	2.17	2.21	2.17	2.17	3.14	1.55
CaO	4.89	4.9	4.97	5.6	5.08	6.3	3.33
Na ₂ O	3.94	4.28	3.83	4.18	3.97	3.64	4.44
K ₂ O	4.32	3.75	3.94	3.28	4.38	3.83	5.09
P ₂ O ₅	0.61	0.6	0.32	0.44	0.6	0.44	0.37
H ₂ O ⁻	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.о.	н.а.	н.о.
ППП	1.05	0.21	0.35	0.13	0.48	2.07	0.85
Сумма	99.48	99.77	99.6	99.74	99.82	99.41	99.57
Cs	1.11	1.17	1.75	1.07	1.27	1.51	1.82
Rb	56.7	65.15	74.43	54.69	61.54	82.04	73.78
Ba	1095	1078.56	1029.05	967.99	1219	922.3	1392
Th	2.37	2.44	2.58	2.05	2.65	2.14	3.45
U	1.82	1.45	2.16	1.32	2.02	1.8	2.65
Nb	3.82	4.53	5.7	3.89	4.63	4.9	6.24
Ta	0.29	0.3	0.39	0.27	0.31	0.69	0.46
La	18.2	20.44	17.55	16.81	19.78	13.49	25.86
Ce	44.35	50.75	40.23	41.33	48.22	32.26	64.46
Pb	11.35	11.18	10.08	8.99	9.9	10.69	10.5
Pr	6.59	7.29	5.62	5.89	7.2	4.75	8.98
Sr	480.8	518.88	446.87	612.29	497.6	559.8	456
Nd	30.25	31.59	24.88	26.68	32.59	22.43	39.18
Zr	156.5	253.59	190.38	229.21	186.9	138.8	239.5
Hf	н.а.	4.34	4.73	4.13	5.3	4.98	6.59
Sm	6.93	7.07	5.88	6.5	7.65	4.71	8.98
Eu	1.91	2.25	1.58	1.95	1.76	1.37	1.95
Gd	6.98	6.45	5.04	5.82	7.66	4.92	8.8
Tb	1	1.05	0.81	0.89	1.14	0.67	1.26
Dy	5.83	6.25	4.62	5.44	6.48	4.02	7.49
Y	28.49	35.55	24.26	31.03	32.94	22.6	37.04
Ho	1.19	1.24	1	1.11	1.34	0.83	1.5
Er	3.2	3.37	2.58	3.02	3.85	2.33	4.45
Tm	0.49	0.52	0.38	0.46	0.54	0.35	0.63
Yb	3.11	3.45	2.54	3.09	3.63	2.34	4.26
Lu	0.48	0.53	0.41	0.47	0.56	0.34	0.64

Компо- ненты	Щитовой вулкан Уксичан (N ₂)			Кальдера-вулкан Уксичан (N ₂)			
	ES- 1720/1	ES-1746	ES-756	ES-806	ES-774*	ES-809*	ES-810*
SiO ₂	62.8	62.9	63.8	67.2	63.96	63.17	69.12
TiO ₂	0.97	1.1	0.9	0.53	0.92	0.82	0.51
Al ₂ O ₃	15.71	14.22	15.89	14.9	16.22	16.89	16.09
Fe ₂ O ₃	0.74	0.88	3.16	2.52	2.67	2.67	1.33
FeO	3.8	4.52	1.42	1.56	1.74	1.83	1.01
MnO	0.15	0.14	0.18	0.09	0.15	0.09	0.13
MgO	1.41	1.28	1.03	1.74	0.95	1.07	0.54
CaO	3.29	3.1	2.42	3.64	2.5	2.91	1.51
Na ₂ O	4.53	4.31	4.63	3.94	4.61	4.64	4.75
K ₂ O	5.26	5.73	5.8	3.66	5.07	4.63	4.92
P ₂ O ₅	0.37	0.43	0.26	0.17	0.26	0.27	0.07
H ₂ O ⁻	н.а.	н.а.	н.о.	н.о.	н.а.	н.а.	н.а.
ППП	0.54	1	0.15	0.17	0.59	0.76	0
Сумма	99.57	99.61	99.64	100.12	99.64	99.75	99.98
Cs	1.25	1.79	1.25	1.28	1.37	1.36	2.72
Rb	69.42	87.14	92.48	58.21	85.66	71.87	87.32
Ba	1250	1236	1634	942.5	1233.8	1276.26	1007.93
Th	2.81	3.34	3	3.18	3.23	3.14	3.49
U	2.07	2.57	1.57	2.01	1.83	2.53	2.23
Nb	5.06	6.73	7.52	4.87	6.29	7.36	7.09
Ta	0.36	0.45	0.53	0.39	0.44	0.47	0.5
La	24.48	23.29	27.95	16.2	25.89	24.64	19.09
Ce	55.37	54.74	74.44	35.37	60.89	59.37	47.26
Pb	13.12	14.36	10.8	9.3	12.88	12.8	13.85
Pr	8.25	7.86	9.52	4.49	8.5	8.17	6.36
Sr	405.5	336.7	402.5	374.2	345.47	403.94	132.53
Nd	36.57	34.59	40.71	17.5	36.33	34.16	25.76
Zr	179	234.3	161.5	84.03	309.68	257.44	391.82
Hf	н.а.	7.97	5.53	2.74	5.78	6.29	7.17
Sm	8.07	7.72	9.17	3.71	7.83	8.41	5.88
Eu	1.99	1.78	2.05	0.78	2.1	2.09	1.67
Gd	7.89	7.64	8.75	3.6	7.52	7.45	5.97
Tb	1.14	1.06	1.28	0.52	1.14	1.12	0.93
Dy	6.56	6.28	7.12	3.19	6.73	6.63	5.35
Y	35.04	35.5	31.93	16.42	42.67	32.11	28.92
Ho	1.35	1.3	1.35	0.64	1.38	1.23	1.08
Er	3.77	3.68	3.76	1.9	3.85	3.49	3.15
Tm	0.57	0.56	0.53	0.28	0.57	0.48	0.5
Yb	3.6	3.59	3.65	1.99	3.69	3.27	3.36
Lu	0.6	0.61	0.52	0.3	0.59	0.51	0.53

Компо- ненты	Поздние щитообразные вулканические постройки (Q ₃)						
	ES-944*	ES-911	ES-772	ES-910	ES-769*	ES-909	ES-887*
SiO ₂	68.7	51.82	52.04	51.69	52.26	50.45	54.2
TiO ₂	0.5	0.99	1.07	1.17	1.07	1.03	0.92
Al ₂ O ₃	15.68	17.57	16.83	16.9	17.56	17.92	16.72
Fe ₂ O ₃	1.55	2.61	4.02	2.71	3.78	3.03	2.82
FeO	0.51	6.38	5.21	6.55	4.64	6.2	5.69
MnO	0.06	0.16	0.17	0.16	0.15	0.17	0.16
MgO	0.24	5.64	6.57	6.3	6.52	6.09	5.39
CaO	1	9.13	8.93	9.02	9.32	10.16	8.83
Na ₂ O	4.82	3.03	3.09	3.11	3.15	3.14	3.23
K ₂ O	6.39	0.98	1.16	1.25	0.96	0.84	1.53
P ₂ O ₅	0.07	0.47	0.51	0.47	0.31	0.24	0.42
H ₂ O ⁻	0.15	н.а.	н.а.	н.а.	0.15	н.а.	0.15
ППП	0.05	0.65	0.08	0.16	0.51	0.84	0.62
Сумма	99.72	99.43	99.68	99.49	100.38	100.11	100.68
Cs	1.62	0.29	0.32	0.5	0.15	0.24	0.44
Rb	96.04	12.26	16.05	16.31	7.62	6.2	14.79
Ba	1395	605.45	620.57	554.42	421	330.44	614.1
Th	4.15	1.39	1.47	0.97	0.59	0.53	1.3
U	3.27	0.5	0.59	0.46	0.26	0.24	0.54
Nb	7.77	7.37	8.51	5.97	3	3.6	5.47
Ta	0.54	0.32	0.5	0.39	0.16	0.21	0.32
La	23.98	21.18	19.18	17.49	11.5	11.6	18.68
Ce	51.45	49.3	46.53	42.17	28.24	27.19	43.84
Pb	11.5	8	6.59	6.12	5.13	4.47	7.42
Pr	7.64	6.57	6.34	5.78	4	3.59	5.95
Sr	171.4	613.34	628.98	698.42	517.2	526.62	531.9
Nd	31.4	26.74	27.57	25.18	17.57	15.58	25.01
Zr	288	164.5	156.66	136.61	114	107.52	153.2
Hf	7.6	3.74	3.71	3.14	2.78	2.51	3.73
Sm	6.77	5.67	5.85	5.58	3.96	4.01	5.39
Eu	1.33	1.64	1.77	1.78	1.27	1.34	1.33
Gd	6.6	4.89	5.12	5.11	4.23	4.12	5.47
Tb	0.96	0.74	0.76	0.8	0.68	0.65	0.78
Dy	5.88	4.27	4.36	4.62	4.13	4.02	4.85
Y	31.21	27.58	27.46	22.89	22.56	23.65	23.73
Ho	1.21	0.89	0.91	0.9	0.83	0.81	0.97
Er	3.72	2.48	2.63	2.45	2.46	2.18	2.83
Tm	0.54	0.37	0.4	0.36	0.34	0.31	0.4
Yb	3.87	2.34	2.73	2.33	2.3	1.99	2.64
Lu	0.6	0.35	0.41	0.35	0.34	0.3	0.4

Компо- ненты	Поздние щитообразные вулканические постройки (Q ₃)		Ареальные конуса (Q ₄)				
	ES-1751	ES-757*	ES-751	ES-814	ES-976	ES-876*	ES-762
SiO ₂	56.45	57.7	52.03	52.12	50.95	49.7	50.41
TiO ₂	0.98	0.76	0.87	0.87	0.88	1	0.87
Al ₂ O ₃	16.61	16.23	17.01	17.09	16.57	17.42	15.93
Fe ₂ O ₃	1.14	1.65	4.51	3.15	2.09	3.07	4.03
FeO	5.8	6	4.94	6.11	7.17	6.79	5.48
MnO	0.12	0.13	0.16	0.16	0.16	0.17	0.17
MgO	4.11	4.33	6.81	6.66	7.78	7.58	9.07
CaO	7.09	7.07	8.97	9.01	9.69	9.9	10
Na ₂ O	3.83	3.47	3.05	2.8	2.61	3.17	2.46
K ₂ O	1.61	2.07	1.05	1.03	1.02	1.08	0.96
P ₂ O ₅	0.34	0.31	0.23	0.24	0.23	0.23	0.22
H ₂ O ⁻	н.а.	н.о.	н.а.	н.а.	н.а.	н.о.	н.а.
ППП	1.24	0.4	0.54	0.39	0.34	0.35	0.04
Сумма	99.32	100.12	100.17	99.63	99.49	100.46	99.64
Cs	0.34	0.49	0.14	0.39	0.54	0.35	0.85
Rb	19.51	22.6	8.49	21.2	22.03	16.04	24.67
Ba	523.1	767.9	271.68	450.71	383.41	350.8	340.41
Th	1.62	1.59	0.5	0.64	0.64	0.46	0.69
U	0.59	0.7	0.22	0.4	0.36	0.29	0.41
Nb	6.35	4.35	3	2.09	1.83	1.57	1.8
Ta	0.37	0.28	0.22	0.12	0.17	0.11	0.16
La	15.9	15.81	6.29	9.1	7.95	6.23	8.07
Ce	33.96	36.3	15.31	22.61	19.21	16.38	20.02
Pb	6.38	15.59	3.13	5.51	3.98	3.06	2.81
Pr	4.4	4.86	2.15	3.08	2.74	2.54	3
Sr	532.2	519	596.73	651.94	567.55	567.4	532.81
Nd	19.24	20.2	9.84	13.57	12.43	12	14.15
Zr	135.6	143.4	58.28	68.54	67.05	63.54	89.33
Hf	4.21	3.57	1.38	1.82	1.79	1.88	1.96
Sm	3.95	4.3	2.55	3.32	3.08	3.13	3.71
Eu	1.17	1.12	0.83	1.02	1.02	0.99	1.21
Gd	4.06	4.39	2.57	3.06	3.06	3.27	3.61
Tb	0.57	0.61	0.42	0.48	0.49	0.52	0.56
Dy	3.3	3.69	2.66	2.83	2.99	3.15	3.46
Y	18.22	18.68	14.68	15.52	16.35	15.04	17.65
Ho	0.69	0.75	0.54	0.57	0.59	0.63	0.71
Er	1.83	2.16	1.53	1.58	1.64	1.84	1.89
Tm	0.26	0.3	0.23	0.23	0.25	0.24	0.28
Yb	1.69	1.99	1.5	1.41	1.52	1.68	1.86
Lu	0.27	0.29	0.23	0.21	0.22	0.24	0.28

Примечание. Анализы выполнены в ЦКП (ПЦЛЭИА) ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток): петрогенные элементы (кроме SiO₂, ППП, H₂O⁻) определены методом атомно-эмиссионной спектromетрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре ICP 6500 Duo (Thermo Electron Corporation, США); микроэлементы – методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 (Agilent Technologies, США). * Анализы выполнены в ИГХ СО РАН (г. Иркутск): петрогенные элементы определены на многоканальном X-Ray спектрометре СРМ-25 (ЗАО Научприбор, Орел, Россия); микроэлементы – методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения с магнитным сектором ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Germany). н.а. – не анализировалось, н.о. – не обнаружено.

Радиогенные и стабильные изотопы в породах вулканического центра Уксичан

Комплекс	Порода	Образец	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	+/-2 σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	+/-2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	+/-2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	+/-2 σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	+/-2 σ	$\delta^{18}\text{O}$
Стратовулкан (N ₂)	ВК-базальт	ES-914*	0.703316	0.000010	0.513080	0.000010	18.234	0.001	15.478	0.004	37.759	0.003	
Стратовулкан (N ₂)	ВК-базальт	ES-898	0.703337	0.000008	0.513061	0.000002	18.190	0.002	15.474	0.002	37.863	0.003	5.5
Стратовулкан (N ₂)	ВК-андезит	ES-777	0.703440	0.000004	0.513101	0.000008	18.220	0.039	15.454	0.044	37.805	0.052	5.7
Стратовулкан (N ₂)	АI-ВК-андезибазальт	ES-940	0.703359	0.000005	0.513101	0.000002	18.236	0.002	15.469	0.002	37.814	0.003	5.6
Щитовой вулкан (N ₂)	ВК-базальт	ES-1838	0.703256	0.000003	0.513128	0.000003	18.216	0.039	15.461	0.043	37.787	0.052	5.4
Щитовой вулкан (N ₂)	ВК-андезибазальт	ES-1837	0.703306	0.000003	0.513134	0.000004	18.219	0.039	15.481	0.043	37.887	0.052	5.4
Кальдера-вулкан (N ₂)	ВК-дацит	ES-806	0.703350	0.000004	0.513103	0.000004	18.188	0.039	15.459	0.043	37.796	0.052	6.1
Поздние щитообразные вулканические постройки (Q ₃)	Базальт	ES-769*	0.703251	0.000015	0.513120	0.000009	18.228	0.002	15.467	0.002	37.800	0.004	Не опр.
Ареальные конуса (Q ₄)	Mg-базальт	ES-876*	0.703341	0.000019	0.513058	0.000010	18.221	0.003	15.468	0.003	37.759	0.006	Не опр.
Ареальные конуса (Q ₄)	Mg-базальт	ES-976	0.703390	0.000010	0.513180	0.000020	Не опр.		Не опр.		Не опр.		Не опр.

Примечание. Измерение состава кислорода выполнено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (Thermo Scientific, Germany) в ЦКП (ПЦЛЭИА) ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Анализы изотопных составов Sr, Nd и Pb выполнены на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton и Finnigan MAT-261 в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). * Измерения изотопных отношений Nd, Sr и Pb осуществлялось на приборе Finnigan MAT-262 (Thermo Fisher Scientific, США) в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск).