

На правах рукописи

**Гребенников Андрей Владимирович**

УДК 552.11 (551.217.4)

**“Петрогенезис игнимбритов Якутинской вулканоструктуры (Приморье)”**

Специальность 25.00.04 – петрология, вулканология

Автореферат

диссертации на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

**Владивосток - 2003**

Диссертационная работа выполнена в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН.

Научный руководитель: кандидат геолого-минералогических наук Попов В.К., профессор Й. Савада (Университет Шимане, Япония).

Официальные оппоненты: д.г.-м.н. С.В. Высоцкий (ДВГИ ДВО РАН г.Владивосток), к.г.-м.н. А.П. Матюнин (ОАО «Приморгеофизика, пос.Кавалерово, Приморский край).

Ведущая организация: Институт вулканологии ДВО РАН (г.Петропавловск-Камчатский).

Защита состоится «14» марта 2003 г. в 10-00 на заседании диссертационного совета Д-005.006.01 в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН по адресу: 690022, г. Владивосток, Пр. 100-летия Владивостока, 159, Дальневосточный геологический институт.

Тел.: (4232) 317554      Факс: (4232) 317847      E-mail: greandr@hotmail.com

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ДВО РАН /адрес тот же/.

Автореферат разослан « \_\_\_\_ » \_\_\_\_\_ 2003 г.

Ученый секретарь

диссертационного совета

кандидат геолого-минералогических наук

Б.И. Семеняк

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

**Актуальность работы.** Проблема игнимбритов и игнимбритового вулканизма вызывает большой интерес практически с начала XX века в связи с тем, что подобные породы, с одной стороны, покрывают огромные площади Италии, Японии, Калифорнии, Новой Зеландии, Камчатки и Приморья и др., а с другой они связаны с катастрофическим (катмайским) типом извержений. В работах, посвященных проблемам игнимбритообразования, представлены самые различные, зачастую противоречивые взгляды не только на происхождение, но и на сам механизм подобных извержений.

В отечественной литературе при изучении игнимбритового вулканизма основное внимание уделялось рассмотрению геолого-структурных особенностей игнимбритов (Заварицкий, 1947; Петров, 1957; Шеймович, 1979; Леонов, 1998 и др.), их петролого-геохимическим характеристикам (Гриб, Леонов, 1992, 1993 и др.), реже вопросам их генезиса (Маракушев, Яковлева, 1992; Покровский, Волынец, 1999 и др.). В зарубежной литературе более активно обсуждались вопросы, касающиеся условий дифференциации силикатных игнимбритообразующих расплавов в магматических камерах (Smith, 1979; Heldrith, 1981).

В настоящее время назрела необходимость в постановке более детальных исследовательских работ на конкретных геологических объектах с систематической подборкой геологического материала и использованием новейших аналитических методик.

Предшествующие работы по петрологии эффузивных пород Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса показали, что лаво-пирокластические образования (игнимбриты) богопольского комплекса, сформированные в раннем палеогене, являются наиболее интересными для изучения механизма близповерхностной и поверхностной (при извержении и остывании на земной поверхности) дифференциации кислых магматических расплавов (Быковская, 1959; Баскина, 1969; Фремд, Рыбалко, 1972; Ветренников, 1976; Михайлов, 1989; Попов, Гребенников, 1995; Попов, Grebennikov, 1997; Grebennikov, 1998). Если к настоящему времени накоплены детальные материалы по геологической характеристике игнимбритовых толщ, то вопросы детального их расчленения, условий образования, флюидного режима, изотопно-геохимической эволюции по-прежнему остаются дискуссионными.

Основным объектом для изучения была выбрана Якутинская вулканоструктура, расположенная на границе двух крупнейших рудных районов Приморья – Кавалеровского и Дальнегорского, в которой наиболее полно развиты все фациальные разновидности пород богопольского комплекса. Полученные данные по вещественному составу пород, слагающих

вулканоструктуру, позволили рассмотреть вопросы игнимбритового магматизма и обсудить проблему генезиса и эволюции игнимбритообразующих расплавов.

**Цель и задачи работы.** Основная цель работы – выявление особенностей игнимбритового магматизма богопольского вулканического комплекса на примере Якутинской вулканоструктуры. В задачу исследований входило:

1. Выяснение геолого-структурного положения и последовательности формирования богопольского вулканического комплекса - особенностей строения, состава и взаимоотношений вулканических пород и их субвулканических комагматов.
2. Уточнение возраста разнофациальных магматических пород комплекса на основе данных Rb-Sr изотопии.
3. Минералогическая и петролого-геохимическая характеристика вулканитов и оценка основных физико-химических параметров их кристаллизации.
4. Разработка возможных механизмов формирования геохимической зональности силикатного расплава в магматическом очаге Якутинской вулканоструктуры.

**Фактический материал и методика исследований.** В основу диссертации положен материал личных полевых и лабораторных исследований вулканических образований южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, проведенных автором с 1992 по 2002 гг. в лаборатории петрологии вулканических формаций ДВГИ ДВО РАН. Собрана оригинальная коллекция геологического каменного материала, представляющая основные петрографические типы магматических пород Якутинской вулканоструктуры. При лабораторных исследованиях было проведено петрографическое изучение в шлифах, микрофотографирование, детальное микрозондовое исследование состава минералов пород вулканоструктуры. Химические составы минералов (более 150) были определены на электронном микроанализаторе EPMA (JEOL - 8800M), геохимия магматических пород была изучена с помощью метода рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF), а также стандартного химического метода (“мокрой” химии). Проводился нейтронно-активационный анализ образцов вулканического стекла. С целью определения возраста пород и первичных Sr изотопных отношений, выполнено изучение изотопов Sr в магматических породах вулканоструктуры. При определении температур кристаллизации породообразующих минералов использовались различные минеральные геотермометры. Для оценки состава флюидной фазы на магматической, постмагматической и гидротермальной стадиях развития исследуемого комплекса использовался метод газовой хроматографии. Анализы выполнялись в ДВГИ ДВО РАН, а также в университете Шимане (г. Матсуге, Япония, 1996-1998 гг.), где автор проходил стажировку и защитил степень магистра (Master of Science in

Geology); и в отделе геологии и геофизики Калифорнийского университета (г. Беркли, США).

В работе были использованы литературные и фондовые материалы по региональному геологическому и структурному картированию и геохимическому изучению изверженных пород Якутинской вулканоструктуры (Ветренников, 1976; Сапожников, и Совгир, 1963; Чебанов, 1964; Набродов, и др., 1966; Кузнецов, и др., 1985; Матюнин, и др., 1986; Матюнин, 1988; Михайлов, 1989).

### **Научная новизна работы.**

1. Впервые установлено наличие отчетливых минералого-геохимических различий состава последовательно сформированных покровов игнимбритов, сваренных и спекшихся туфов риолитов в нескольких циклах вулканических извержений Якутинской вулканоструктуры.

2. Показано, что различие в составе магм разных циклов связано с поступлением их из зональной камеры, что обусловлено обогащением флюидными компонентами верхней части магматического очага и, соответственно, перераспределением подвижных микро- и макрокомпонентов в магматическом расплаве по типу флюидно-магматической дифференциации.

3. Впервые получены данные по Rb - Sr абсолютному возрасту магматических пород Якутинской вулканоструктуры. Установлено, что абсолютный возраст вулканических пород, завершающих разрез богопольской свиты, составляет 59.7 – 52.9 млн. лет (палеоцен-ранний эоцен). Это позволяет уточнить положение богопольской свиты в региональной стратиграфической схеме.

4. Предложен механизм формирования Якутинской вулканоструктуры. Показано, что извержения происходили в результате периодического накопления в промежуточных очагах водорода и катастрофических взрывов “тремучей смеси” при его окислении.

**Практическая ценность.** Полученные данные позволили существенно уточнить возраст верхней части богопольской свиты и её положение в стратиграфической схеме, что, несомненно, имеет важное прикладное значение при составлении корреляционных схем кайнозойских магматических комплексов Сихотэ-Алиня, сопредельных территорий и при проведении прогнозно-оценочных поисковых работ на этих площадях.

**Апробация работы.** Результаты работы докладывались на XXXIV юбилейной научно-технической конференции ДВГТУ в 1994 г. (г. Владивосток), на международной полевой конференции 1998 г. (г. Владивосток), на научной конференции студентов и молодых

сотрудников ДВГИ в 2000 г. (г. Владивосток), а также на сессии «Новые данные по геологии Востока Азии и Западной Пацифики» ДВГИ ДВО РАН 2002 г. (г. Владивосток). Автор по теме исследования защитил диссертацию на соискание степени Master of Science in Geology в Университете Шимане, г. Матсуе, Япония (1998).

По теме диссертации опубликовано 9 работ.

**Объем работы.** Диссертация состоит из введения, \_\_ глав и заключения. Объем работы составляет \_\_ страниц, \_\_ рисунков и \_\_ таблиц. Список литературы включает \_\_ наименований.

Работа выполнена в лаборатории петрологии вулканических формаций ДВГИ ДВО РАН под руководством ведущего научного сотрудника к.г.-м.н. В.К. Попова, и в Шимане ун-те (Япония) под руководством профессора Й. Савады, которым автор выражает свою глубокую признательность. Проведение аналитических исследований было бы невозможно без всесторонней поддержки чл.-корр. РАН А.И. Ханчука и д.г.-м.н. О.В. Чудаева.

Автор выражает признательность д.г.-м.н. С.А. Щеке и к.г.-м.н. С.О. Максимову за многочисленные советы и критические замечания на всех этапах работы над диссертацией и д.г.-м.н. В.Г. Сахно, принявшему непосредственное участие в постановке темы, а также д.г.-м.н. Ю.А. Мартынову, к.г.-м.н. В.Ф. Полину, к.г.-м.н. Ф.И. Ростовскому и А.А. Чашину.

Автор благодарен также В.Г. Судзеловской, Л.С. Цуриковой – за помощь в обработке материала и техническое оформление работы; и всему коллективу аналитического центра и его руководителю к.г.-м.н. А.В. Игнатьеву – за аналитическое обеспечение исследований

При проведении работ автор ощущал поддержку и содействие геологов ФУГПП «Поисково-съёмочная экспедиция» (г. Владивосток) - С.В. Коваленко, Т.К. Кутуб-Заде и Л.А. Пежениной.

#### Символы принятые в работе

Q – кварц	Bi – биотит
Kfs – калишпат	Ol – оливин
Pl – плагиоклаз	Fa - фаялит
Amph – амфибол	Ilm – ильменит
Orx – ортопироксен	Snd - санидин
Cpx – клинопироксен	Or - ортоклаз
An - анортит	All – ортит
Zr – циркон	Mgt – магнетит

Индекс обозначает:

железистость -  $fe^* = 100\% \times (Fe^{2+} + Fe^{3+}) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)$

глиноземистость -  $al^* = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$  (мол.кол)

## **Основные черты геологического строения Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса**

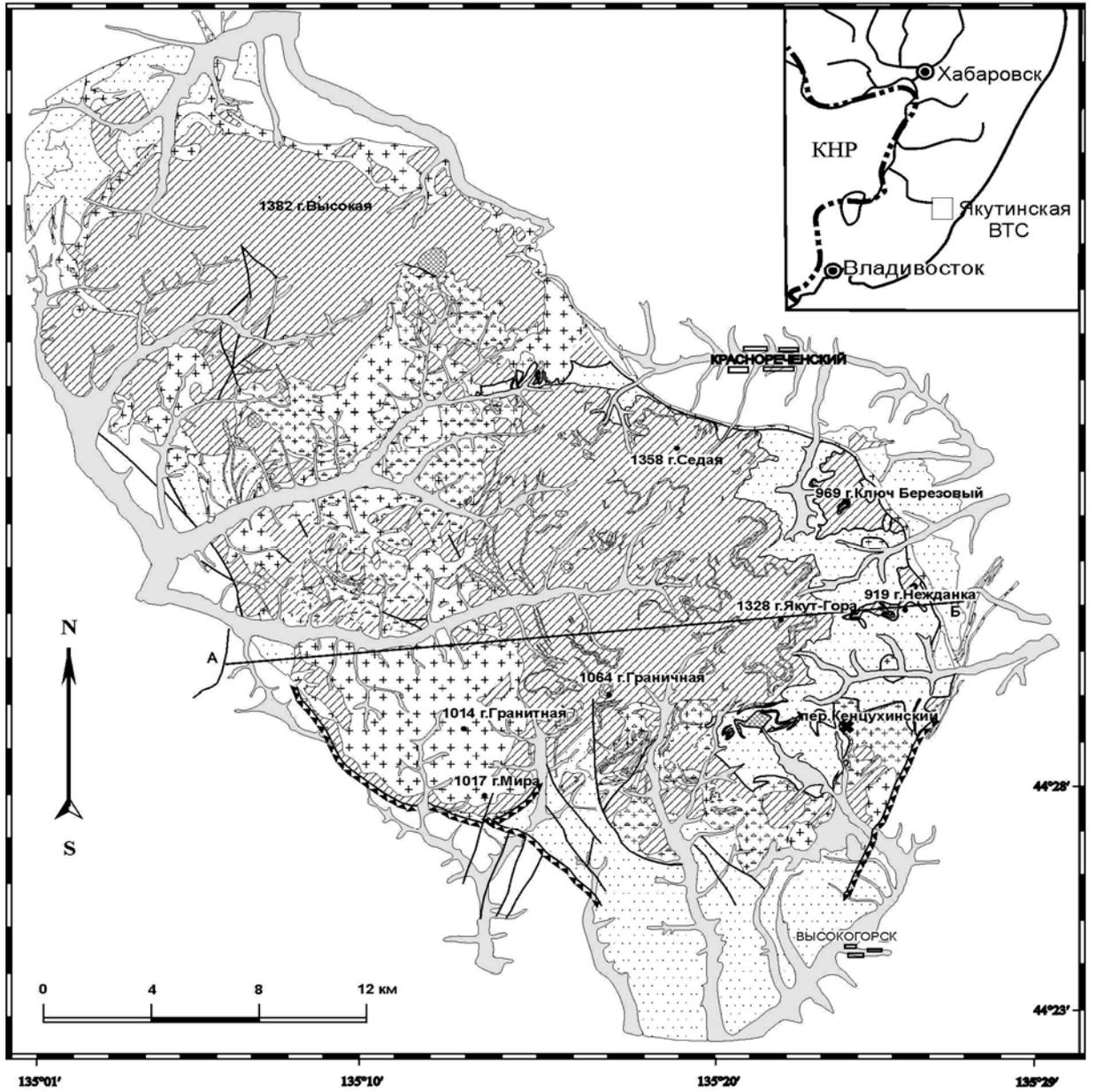
Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс (ВСАВП) в самостоятельную структуру впервые выделен в 1957 году Н.С. Шатским. Он представляет собой линейную тектоно-магматическую структуру окраинно-континентального типа, наложенную на более древние юрско-меловые породы фундамента вдоль зоны северо-восточных глубинных разломов.

В современном виде ВСАВП представляет собой непрерывную полосу вулканических и связанных с ними интрузивных образований позднемелового-миоценового возраста, протягивающуюся вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива на расстояние около 1500 км при ширине до 100 км (рис. 1).

В настоящее время существует две основные точки зрения на природу ВСАВП. В исследованиях В.П. Уткина (1980, 1996, 1997, 1999) закономерности тектонических дислокаций фанерозойских образований юга Дальнего Востока и проявления магматизма рассмотрены с позиций продольного сжатия земной коры без её предполагаемой субдукции.

Согласно современным плитотектоническим представлениям А.И. Ханчука (1999, 2000), формирование пояса, связано с существованием субдукционных зон и террейнов. Этим автором разработана модель геодинамической эволюции Востока Азии в мезозое как чередование трансформных (калифорнийский тип) и субдукционных обстановок. Первые в обобщенном виде могут быть описаны как обстановки перехода от косой субдукции спредингового хребта к скольжению плит.

Восточно-Азиатский окраинно-материковый вулканический пояс, частью которого является ВСАВП, сложен осадочно-вулканогенными мел-палеогеновыми образованиями в следующей последовательности. В основании пояса залегают альб-сеноманские туфоконгломераты, туффиты, туфы и лавы андезито-базальтов, андезитов, реже базальтов петрозувской свиты, которая несогласно залегает на интенсивно дислоцированных палеозойско-мезозойских образованиях основания и перекрывается сеноман-туронскими базальт-андезитовыми вулканитами, их туфами и туфобрекчиями синанчинского комплекса. Турон-кампанские кислые игнимбриты приморской серии занимают значительные площади



- Терригенные породы фундамента (К,ис)
- ▤ Сияновский вулканический комплекс (лавовые и пирокластические покровы андезитов, дацитов, игнимбритов риодацитов)

**Богопольский вулканический комплекс:**

- ▨ Туфы, сваренные и спекшиеся туфы и игнимбриты риолитов, риодацитов с горизонтами вулканических стекол
- ▧ Риолиты.
- ▩ Граниты и риолит-порфиры.
- ▦ Вулканические стекла.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Якутинской вулканоструктуры

в пределах ВСАВПП. Мощность отдельных покровов, сформированных при одноактных извержениях, иногда достигает сотен метров, а суммарная мощность вулканогенных образований приморской серии – 1,5 км. Вулканитам комагматичны малоглубинные и приповерхностные интрузии диорит-гранитного ряда турон-кампанского возраста. Самаргинская вулcano-плутоническая ассоциация (маастрихт) сложена вулканитами среднего (самаргинская свита) и умереннокислого (сияновский комплекс) состава. Это лавовые и пирокластические покровы двупироксеновых андезитов, дацитов, игнимбритов риодацитов.

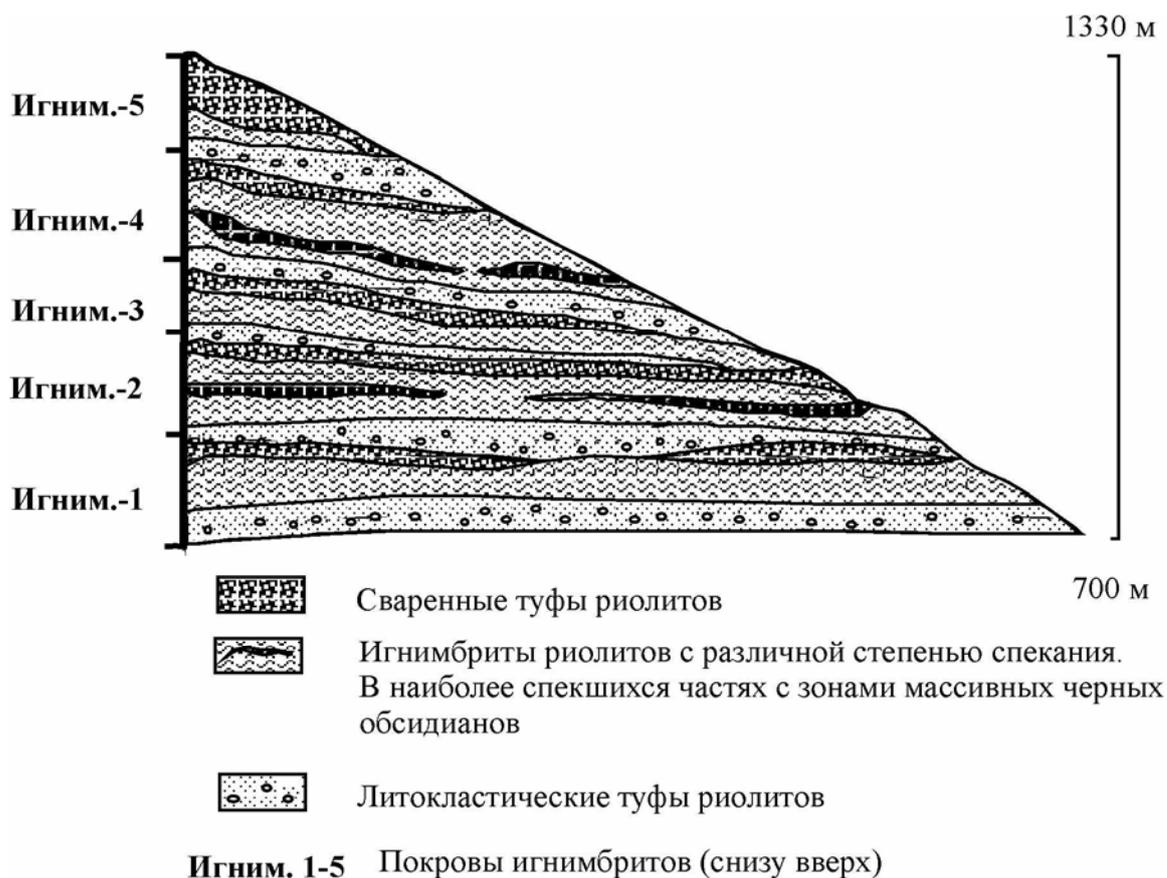
Объект изучения - кислые вулканиты богопольского вулканического комплекса (маастрихт-палеоцен), в отличие от ареальных плато-игнимбритов приморского вулcano-плутонического комплекса развиты более локально и выполняют грабенообразные структуры (Якутинская) или кальдеры очагового типа субширотного и северо-западного простирания. Покровные фации вулканитов представлены туфами, реже игнимбритами риолитов и риодацитов. В очаговых структурах преобладают вулканические стекла (перлиты) и лавы флюидальных риолитов ультракислого состава. Интрузивные образования представлены субвулканическими телами гранит-порфиров.

### **Геологическое строение Якутинской вулканоструктуры и особенности её формирования**

Якутинская вулcano-тектоническая структура (ВТС) расположена в тыловой зоне ВСАВПП. По своей морфологии она представляет вулканическую депрессию, вытянутую в северо-западном направлении на 40 км и достигающую в поперечнике 20 км (рис.1). На современном уровне среза она ограничена прямолинейными и дуговыми разломами, часто заполненными дайками риолитов и телами гранит-порфиров.

В истории формирования Якутинской вулканоструктуры выделяются два этапа. В первый (маастрихт) произошло накопление пирокластических отложений умеренно кислого состава, слагающих её основание и выделенных в сияновский вулканический комплекс. Во второй (даний-эоцен) сформировалась толща игнимбритов и туфов риолитов богопольского комплекса.

Богопольский вулканический комплекс объединяет покровные эффузивные и вулканогенно-обломочные (потоки, покровы, пачки), экструзивно-жерловые (некки, вулканические жерловины, экструзивные купола) и субвулканические фации (корни вулканов – дайки, штоки, лакколиты). В целом комплекс характеризуется высококремнеземистым составом магматических пород, широким развитием вулканических стекол и преобладанием игнимбритов и сваренных туфов.



**Рис.2** Схематический разрез верхней части богопольской свиты в районе г. Якут-Гора

В нижней части сводного геологического разреза породы представлены слабо спекшимися литокластическими туфами риолитов, постепенно переходящими в более компактную зону спекшихся и сваренных туфов и затем - в собственно игнимбриты. Среди игнимбритов, иногда наблюдается зона массивных черных вулканических стекол (перлитов), а самая верхняя часть потока опять сложена слабо спекшимися пирокластическими отложениями. В Якутинской вулканоструктуре выделяется (снизу вверх) пять таких пачек (далее в тексте цитируемые как игним. 1 – 5). Общая мощность отложений 600-650 м (рис. 2). Согласно Rb-Sr изохронным данным (табл. 1) возраст этих образований -  $59.7 \pm 1.6 - 54.8 \pm 0.1$  млн. лет.

Субвулканические фации комплекса представлены трещинными интрузиями, дайками и штоками риолит-порфиров и субвулканических гранитов. Интрузии прорывают спекшиеся туфы риолитов и некоторые экструзивные тела богопольского комплекса. По данным Rb-Sr датирования, возраст интрузивных образований -  $55.3 \pm 0.1$  млн. лет (табл.1).

*Дайки* развиты менее широко. Обычно это вытянутые линейные тела с мощностью от нескольких метров до 10-25 м. Их простирание северо-восточное, реже северо-западное. Они выполняют крутопадающие ( $70-90^\circ$ ) трещины и нередко приурочены к границам литологических разностей пород. Дайки сложены крупно- и мелкопорфировыми риолитами.

**Таблица 1. Sr изотопные отношения и другие параметры в породах и минералах ЯВТС**

	Фац. тип породы	Состав породы	Анализ. материал	Rb г/г	Sr г/г	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr (P) (2σ)	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(I)	Возраст, млн. лет
AV-59	Экструзив	риолит	Pl	49,5	270,7	0,529	0.707164±11	0,706767	52.92±1.00
AV-59/2A			Вал. состав	*164.6	*33.3	14,315	0.717667±34	0,706906	
AV-59/2B			Вал. состав	*214.1	*25.9	23,957	0.724686±13	0,706677	
AV-59/3			Вал. состав	*198	*125.9	4,551	0.709972±29	0,706550	
AV-62	Дайка	риолит	Bi	467,5	*30.6	41,140	0.741773±10	0,706916	55.33±0.10
			Kfs+Вал	165,0	195,1	2,447	0.708861±10	0,706937	
			Вал. состав	*153.9	*107.1	4,159	0.710175±10	0,706906	
			Kfs	*178.295	*238.41	2,164	0.708409±10	0,706709	
AV-62/1	Дайка	дацит	Вал. состав	145,1	422,0	0,990	0.708512±10	0,707705	57.05±0.72
			Rx+Вал	82,1	278,9	0,852	0.708305±10	0,707614	
			Rx	15,6	122,4	0,368	0.707915±10	0,707617	
			Pl	14,5	1046,9	0,040	0.707459±10	0,707427	
AV-60/4	Игним.-4	риолит	Kfs	123,3	330,9	1,078	0.707435±14	0,706597	54.77±0.04
			Rx+Amp	45,1	47,6	2,741	0.709513±20	0,707380	
			фьямме	246,5	0,9	800,233	1.330234±30	0,707191	
AV-60/2	Игним.-3	риолит	Opх	57,8	31,0	5,400	0.711570±14	0,707249	56.32±0.04
			Bi	494,7	18,8	76,632	0.768551±31	0,707239	
			Rx+Bi	120,6	43,3	8,055	0.713660±27	0,707215	
			Kfs				0.708624±27		
AV-60/1	Игним.-2	риолит	фьямме	269,7	7,2	108,635	0.797640±14	0,708098	58.02±0.21
			Rx+Amp(Bi)	122,2	41,7	8,474	0.715185±26	0,708200	
			Rx+Amp	55,4	29,6	5,422	0.712477±22	0,707961	
			Kfs	117,3	111,4	3,049	0.709429±22	0,706916	
AV-60	Игним.-1	риолит	Opх	16,2	33,6	1,392	0.707870±14	0,706689	59.68±1.59
			Kfs	108,0	239,4	1,306	0.707563±16	0,706457	
			фьямме	230,0	39,6	16,812	0.720845±12	0,706592	

**Примечание:** <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (P) и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (I) - Измеренное и Первичное изотопные отношения, соответственно. \*Sr и \*Rb в г/г полученные с помощью XRF анализа, другие - методом изотопного разбавления

*Штоки и пластообразные интрузивы* (г. Мира и др.) прорывают стратифицированные породы богопольской свиты, не оказывая на них сколько-нибудь заметного контактового эффекта. Конфигурация контактов интрузивов свидетельствует об их пластовой форме (Матюнин, 1988). Интрузивы однородны и выполнены риолит-порфирами и субвулканическими гранитами. Они не составляют самостоятельной фазы, а неразрывно, с взаимопереходами связаны с экструзивами и покровами риолитов, риодацитов, то есть являются их очаговыми фациями, пространственно связанными с риолитовыми покровами.

Экструзивно-жерловые фации, формирующие купола, могут быть подразделены на два типа. *Первый тип* представлен вытянутыми, трещинообразными или изометричными пирокластическими экструзивами риолитов (р.р. Дорожная, Каменистая), переходящими на более низких гипсометрических уровнях в риолит-порфиры субвулканического облика. *Второй тип* отмечен только в южной части вулканоструктуры. Он представлен рядом экструзивных куполов (г.г. Нежданка, Ключ Березовый) сложенных сферолитовыми риолитами и вулканическими стеклами, иногда переходящими в короткие и мощные лавовые потоки. Их возраст составляет  $52.9 \pm 1.0$  млн. лет (табл.1).

## Петрография и минералогия пород

Ассоциации породообразующих и акцессорных минералов магматических пород Якутинской ВТС, а также их химический состав приведены в табл. 2, 3.

### *Богопольский комплекс*

Гиалодацитами представлена единственная дайка, внедрившаяся по контакту богопольской и сияновской свит (г. Седая). Породы характеризуются порфировой структурой. Вкрапленники представлены андезин-лабрадором ( $An_{48-54}$ ), ферроавгитом ( $Ca_{38}Mg_{24}Fe_{38}$ ), пижонитом ( $Ca_{10}Mg_{38}Fe_{52}$ ), идиоморфными кристаллами оливина ( $Fa_{76-80}$ ) и ильменита ( $Ti_{51}Fe_{48}Mn_1$ ). Отмечается акцессорное содержание мелких (до 0.1 мм) округлых шариков самородного железа (когенита?) с полый или выполненной кварцем или хлоритом центральной частью.

**Таблица 2. Ассоциации минералов-вкрапленников магматических пород Якутинской вулканоструктуры**

<i>Тип-порода</i>	<i>Минеральные ассоциации</i>
Дайки гиалодацитов	Ilm- $Fa_{76-80}$ - $Cpx_{62-63}$ - $Pl_{48-54}$ - $Orx_{58-61}$ - Fe
Покровы игнимбритов - 1	Q-Snd <sub>68-71</sub> - $Pl_{26-47}$ - $Bi_{69-73}$ - $Amph_{69}$ - $Cpx_{64-70}$ - $Orx_{71-73}$ - $Fa_{89}$ -Ilm-All-Zr
Покровы игнимбритов - 2	Q-Snd <sub>58-70</sub> - $Pl_{28-41}$ - <b>Bi<sub>70-78</sub></b> - $Amph_{69-77}$ - <b>Cpx<sub>95-99</sub></b> - $Orx_{71-75}$ - $Fa_{98-99}$ -Ilm-All-Zr- Fe
Покровы игнимбритов - 3	Q-Snd <sub>67-73</sub> - $Pl_{29-37}$ - $Bi_{70-73}$ - $Amph_{68-71}$ - $Cpx_{61-66}$ - $Orx_{69-71}$ - $Fa_{95-99}$ -Ilm-All- Zr
Покровы игнимбритов - 4	Q-Snd <sub>57-73</sub> - $Pl_{23-37}$ - <b>Bi<sub>70-74</sub></b> - $Amph_{67-70}$ - <b>Cpx<sub>95-99</sub></b> - $Orx_{69-74}$ - $Fa_{99}$ -Ilm-All-Zr- Fe
Покровы игнимбритов - 5	Q-Snd <sub>69-70</sub> - $Pl$ - $Bi_{71}$ - $Amph_{70-80}$ - $Cpx_{60-64}$ - $Orx$ -Ilm-All-Zr
Штоки гранитов	Q-Snd <sub>57-66</sub> - $Pl_{14-18}$ - <b>Bi<sub>88</sub></b> - $Amph_{69-70}$ - <b>Cpx<sub>97</sub></b> - $Orx_{71}$ -Ilm-Zr
Дайки риолит-порфиров	Q-Snd <sub>64-69</sub> - $Pl_{0,1-26}$ - $Bi_{72}$ - $Amph$ -Ilm-All-Zr
Экструзивы вулканических стекол	Q-Snd <sub>61-68</sub> - $Pl_{17-31}$ -Ilm-All-Fe
Экструзивы сферолитов	Q-Snd <sub>62-80</sub> - $Pl_{19-28}$ - $Amph_{52-56}$ -Ilm-All-Fe

Покровы игнимбритов 2 и 4 содержат фенокристаллы кварца, санидина ( $Or_{70}$ ), олигоклаза ( $An_{29}$ ), феррогиперстена ( $Ca_3Mg_{27}Fe_{70}$ ), фаялита ( $Fa_{98-99}$ ) и феррогеденбергита ( $Ca_{44}Mg_2Fe_{54}$ ). Биотит ( $annit_{70-77}$ ), железистая роговая обманка ( $fe^*=69-77$ ), ильменит, ортит и редкие шарики самородного железа (?) содержатся в подчиненном количестве.

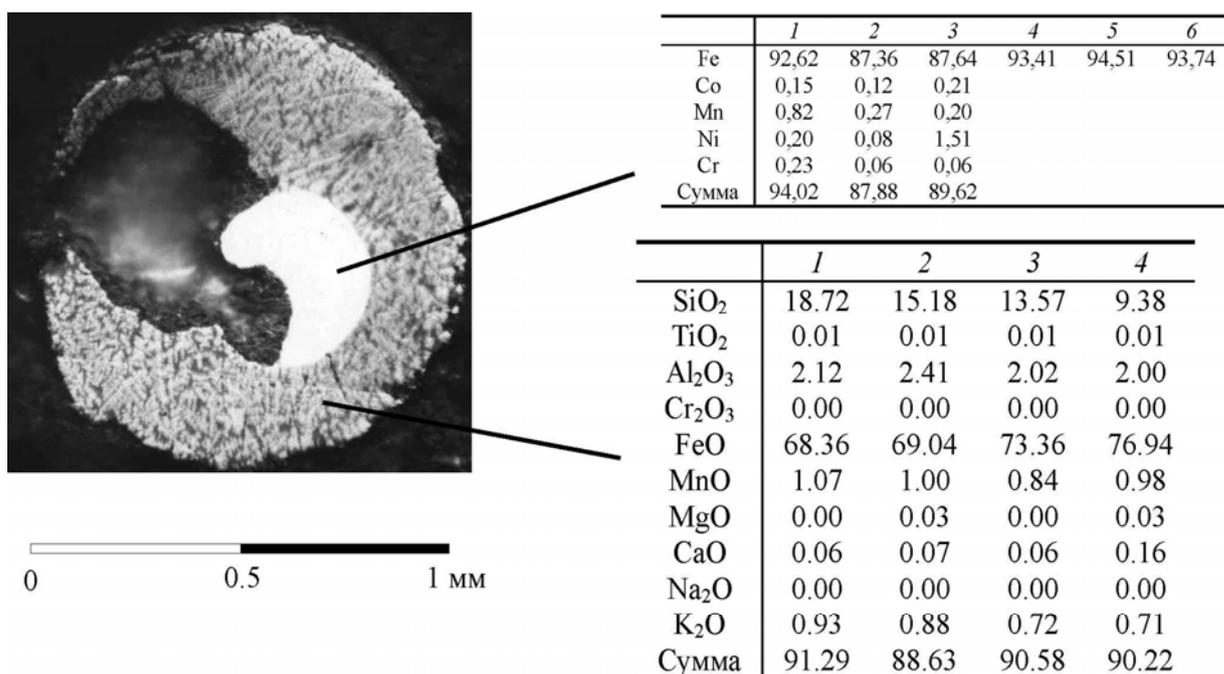
Игнимбриты 1, 3 и 5 характеризуются близким минеральным составом, но они богаче, чем игнимбриты – 2 и 4, биотитом и роговой обманкой, и также содержат редкие кристаллы (возможно ксенокристаллы) оливина ( $\text{Fa}_{99}$ , а для игним.-1 -  $\text{Fa}_{89}$ ) и ильменита. Клинопироксен и биотит менее железистые, чем в игнимбритах 2 и 4. Игнимбриты 1, 3 и 5 обычно содержат менее железистый  $\text{Crx}$  ( $\text{Fs}_{60-70}$ ), тогда как в игнимбритах 2 и 4 -  $\text{Fs}_{94-100}$ . Железистость биотитов также имеет аналогичный контраст, но с меньшей вариацией состава (табл.3).

Гранит-порфиры слагают субвулканические тела и являются лейкократовыми крупнозернистыми породами содержащими, главным образом, кварц, калиевый полевой шпат (ортоклаз-микрпертит –  $\text{Or}_{57-58}$ ), олигоклаз ( $\text{An}_{14-18}$ ) и биотит ( $\text{fe}^*=73-79$ ). Ортопироксен, циркон, ортит и ильменит присутствуют в аксессуарных количествах. Структура гранит-порфиров типично гипидиоморфнозернистая.

Риолит-порфирами сложены кольцевые дайки, обрамляющие ВТС на северо-востоке, и субвулканические штоки центральной части структуры. Для этого типа пород характерны постепенные переходы от мегапорфировых до микропорфировых риолитов. Первые характеризуются порфировой структурой с калиевым полевым шпатом ( $\text{Or}_{65}$ ), альбитизированным плагиоклазом ( $\text{An}_{0.1-26}$ ), кварцем, биотитом ( $\text{fe}^*=66-70$ ) и нацело хлоритизированным пироксеном. В аксессуарных количествах присутствуют амфибол, ильменит, ортит и циркон. По мере перехода к микропорфировым риолитам количество биотита уменьшается, вплоть до полного исчезновения. Наблюдаются постепенные переходы от порфировой до афировой структур.

Экструзивы сложены тремя основными типами пород: риолит-перлитами, сферолитовыми риолитами и туфолавами риолитов. Все три типа характеризуются порфировой структурой. Фенокристаллы представлены кварцем, плагиоклазом ( $\text{An}_{17-25}$ ), и санидином ( $\text{Or}_{63-68}$ ). Ортит (или чевкенин), ильменит и шарики самородного железа (?) содержатся в аксессуарных количествах.

Детальное исследование «шариков» показало, что они представляют типичные хондры, характерные для метеоритов (рис. 3). Изучение хондр под микроскопом показывает что в ядре хондр, зачастую, находится пустота к которой примыкает каплевидное выделение железа, окруженное графическим агрегатом низкоотражающей фазы и силикатным материалом. Рентгеноструктурный анализ порошка показал преобладание в составе материала кварца и феррошпинелида (магнетит). По данным микрозондового анализа каплевидные металлические выделения имеют существенно железный состав с небольшой примесью Mn, Ni, Cr, Co. Дефицит суммы (6 %) позволяет рассчитать этот состав на когенин  $\text{Fe}_3\text{C}$ . Окружающая каплевидное металлическое включение матрица рассчитывается на магнетит и высококремнеземистый калиевый материал.



**Рис. 3.** Фотография хондры и её химический состав, определенный на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A; аналитик Н.А. Екимова (ДВГИ ДВО РАН). Приполированный образец лавы экструзивного риолита г.Нежданка (АВ-24/3)

### Геохимия пород

Породы богопольского комплекса в пределах Якутинской вулканоструктуры отличаются химическим разнообразием (табл. 4). Их составы приближаются к средним составам пород по Дэли и относятся к известково-щелочному ряду, занимая промежуточное положение между петрохимическими типами Лассен-Пик и Сан-Франциско, и соответствуют весьма высокоглиноземистым, корунд-нормативным породам калиево-натриевой серии.

Вулканические стекла (фьямме и основная масса) являются в основном более кремнеземистыми, чем валовый состав тех же пород и характеризуются повсеместным преобладанием натрия над калием.

Сравнительный геохимический анализ эффузивных и интрузивных пород богопольского комплекса Якутинской вулканоструктуры указывает на неоднородность состава, что позволяет условно разделить их на две группы (табл. 4). В первую входят субвулканические граниты и “высоко”-кремнеземистые игнимбриты (2 и 4), во вторую - дайки порфировых риолитов и “низко”-кремнеземистые игнимбриты (1, 3 и 5).

**Таблица 3. Представительные составы минералов Якутинской ВТС**

	Игним.-1 риолит Орх	Игним.-2 риолит Орх	Игним.-3 риолит Орх	Игним.-4 риолит Орх	дайка дацит Орх	Игним.-1 риолит Срх	Игним.-2 риолит Срх	Игним.-3 риолит Срх	Игним.-4 риолит Срх	Игним.-5 риолит Срх	дайка дацит Срх
SiO2	48,91	49,07	49,37	48,97	50,53	49,35	48,23	50,19	47,86	49,64	50,05
TiO2	0,10	0,04	0,15	0,16	0,28	0,19	0,25	0,14	0,11	0,09	0,43
Al2O3	0,24	0,03	0,09	0,28	0,71	0,74	0,42	0,46	0,34	0,43	1,16
FeO	40,68	40,01	39,26	41,10	31,55	24,34	29,42	21,60	30,72	21,74	22,45
MnO	0,36	0,76	0,72	0,37	0,73	0,23	0,35	0,05	0,54	0,19	0,50
MgO	8,75	8,63	9,09	8,83	11,69	7,03	0,90	7,35	0,29	7,14	7,63
CaO	1,41	1,36	1,39	1,45	4,53	16,81	19,84	20,01	19,75	19,69	17,63
Na2O	0,00	0,00	0,02	0,03	0,11	0,24	0,26	0,24	0,43	0,20	0,16
K2O	0,00	0,05	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Сумма	100,46	99,95	100,11	101,18	100,18	98,92	99,68	100,03	100,04	99,12	100,04
Формула на основе 6 атомов кислорода											
Z	Si 1,992	2,007	2,005	1,984	1,993	1,980	1,991	1,980	1,985	1,980	1,970
	Al(4) 0,008	0,000	0,004	0,013	0,007	0,020	0,009	0,020	0,015	0,020	0,030
	Al(6) 0,004	0,002	0,000	0,000	0,025	0,015	0,011	0,001	0,017	0,000	0,024
	Ti 0,003	0,001	0,005	0,005	0,008	0,006	0,008	0,004	0,003	0,003	0,013
W	Fe 1,386	1,369	1,333	1,393	1,041	0,817	1,016	0,712	1,066	0,725	0,739
X	Mn 0,012	0,026	0,025	0,013	0,025	0,008	0,012	0,002	0,019	0,007	0,017
Y	Mg 0,531	0,526	0,550	0,534	0,687	0,420	0,056	0,432	0,018	0,425	0,448
	Ca 0,062	0,060	0,061	0,063	0,191	0,723	0,878	0,846	0,878	0,841	0,743
	Na 0,000	0,000	0,002	0,002	0,008	0,018	0,021	0,018	0,034	0,015	0,013
	K 0,000	0,003	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Z	2,00	2,01	2,01	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
WXY	2,00	1,99	1,98	2,01	1,99	2,01	2,00	2,01	2,04	2,02	2,00
Атом. процент											
Ca	3,12	3,06	3,11	3,17	9,97	36,88	45,04	42,49	44,75	42,25	38,51
Mg	26,85	26,91	28,31	26,82	35,81	21,44	2,85	21,71	0,91	21,32	23,19
Fe+Mn	70,03	70,03	68,58	70,01	54,22	41,68	52,11	35,80	54,34	36,42	38,29
fe*	72,5	72,6	71,2	72,5	60,8	66,2	94,9	62,3	98,4	63,3	62,8

	Игним.-1 риолит Bi	Игним.-2 риолит Bi	Игним.-3 риолит Bi	Игним.-4 риолит Bi	Игним.-1 риолит Amph	Игним.-2 риолит Amph	Игним.-3 риолит Amph	Игним.-4 риолит Amph
SiO2	36,72	36,65	37,30	36,26	44,13	43,83	44,53	44,53
TiO2	4,72	4,57	4,86	4,63	1,44	1,70	2,16	1,81
Al2O3	13,14	12,72	13,06	13,23	7,70	7,34	7,90	7,18
FeO*	27,01	29,12	26,67	28,80	25,53	27,23	24,91	26,29
MnO	0,13	0,19	0,19	0,24	0,20	0,44	0,31	0,33
MgO	6,52	4,69	5,63	5,19	6,29	5,00	6,46	6,28
Na2O	0,50	0,51	0,46	0,47	2,31	2,22	2,01	1,77
K2O	9,39	9,55	9,16	9,39	1,00	1,08	1,08	0,90
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	10,26	10,46	10,48	10,17
Сумма	98,13	98,00	97,33	98,21	98,86	99,30	99,84	99,25
Формула на основе 22 атомов кислорода				Формула на основе 23 атомов кислорода				
Z	Si 5,448	5,512	5,609	5,427	6,735	6,754	6,716	6,733
	Al(4) 2,298	2,254	2,314	2,332	1,265	1,246	1,284	1,267
	Al(6) 0,000	0,000	0,000	0,000	0,120	0,088	0,121	0,012
	Ti 0,526	0,517	0,550	0,521	0,165	0,197	0,245	0,206
Y	Fe 3,350	3,661	3,352	3,603	3,258	3,509	3,142	3,324
	Mn 0,016	0,025	0,025	0,030	0,026	0,057	0,040	0,042
	Mg 1,441	1,050	1,260	1,158	1,431	1,149	1,453	1,416
X	Na 0,143	0,149	0,132	0,136	0,684	0,663	0,588	0,518
	K 1,775	1,832	1,756	1,791	0,195	0,212	0,208	0,174
	Ca 0,000	0,000	0,000	0,000	1,678	1,727	1,694	1,647
Z	7,75	7,77	7,92	7,76	8,00	8,00	8,00	8,00
Y	5,33	5,25	5,19	5,31	4,88	4,91	4,88	4,99
X	1,92	1,98	1,89	1,93	2,56	2,60	2,49	2,34
fe*	70,0	77,8	72,8	75,8	69,7	75,6	68,7	70,4

	Игним.-1 риолит Ol	Игним.-2 риолит Ol	Игним.-3 риолит Ol	Игним.-4 риолит Ol
SiO2	31,24	30,32	30,02	29,77
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,08
Al2O3	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO	63,30	67,73	68,52	68,75
MnO	0,57	0,83	0,78	0,81
MgO	4,63	0,84	0,19	0,19
Na2O	0,00	0,00	0,11	0,00
K2O	0,01	0,02	0,04	0,05
CaO	0,10	0,13	0,16	0,15
Total	99,86	99,87	99,82	99,80
Формула на основе 4 атомов кислорода				
Z	Si 1,016	1,016	1,013	1,006
	Al 0,001	0,000	0,000	0,000
	Ti 0,000	0,000	0,000	0,002
	Fe 1,723	1,898	1,933	1,944
	Mn 0,016	0,024	0,022	0,023
M	Mg 0,225	0,042	0,009	0,010
	Na 0,000	0,000	0,007	0,000
	K 0,000	0,001	0,002	0,002
	Ca 0,004	0,005	0,006	0,006
Z	1,017	1,016	1,013	1,006
M	1,967	1,969	1,979	1,987
fe*	88,6	97,9	99,5	99,5

Примечание: общее железо как FeO

Субвулканические штоки гранитов и “высоко”-кремнеземистые игнимбриты (2 и 4) относительно группы даек риолит-порфиров и “низко”-кремнеземистых игнимбритов (1, 3 и 5) характеризуются более кремнеземистыми, натровыми и более железистыми (fe' = 88 – 100) составами. В них несколько ниже глиноземистость (табл. 4), содержания Ti, Ca, Mg. Породы этой группы обогащены Sc, Rb, Y, Nb, Sn, Sb, Cs, Sm, тяжелыми РЗЭ, Ta, Pb, U. Их характерной особенностью является крайне низкое, содержание Sr, Ba и Eu. Парные

отношения индикаторных редких элементов K/Rb (116 – 197), Ti/Zr (1,6 – 5,4) ниже, а Rb/Sr (2,1 – 239) выше, чем в группе “низко”-кремнеземистых пород.

**Таблица 4. Средний химический состав магматических пород Якутинской вулканоструктуры**

Элемент	Дайки гиалода цитов	"Высоко"- кремнезем. игнимбриты	"Низко"- кремнезем. игнимбриты	Штоки. гранитов	Дайки риолит- порфиров	Экструзив сферолит. риолитов	Экструзив вулк. стекол
SiO <sub>2</sub>	64,51	73,05	71,68	77,04	71,34	78,00	72,95
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,10	0,24	0,06	0,20	0,08	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,78	12,55	13,84	12,21	14,07	12,45	12,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,12	0,24	0,75	0,73	1,14	0,04	0,30
FeO	5,69	1,04	1,45	0,41	1,47	0,39	0,64
MnO	0,10	0,03	0,04	0,02	0,06	0,00	0,02
MgO	0,63	0,09	0,23	0,11	0,32	0,05	0,04
CaO	3,61	0,57	1,31	0,40	1,47	0,14	1,23
Na <sub>2</sub> O	4,50	4,34	3,56	4,09	3,84	2,56	3,91
K <sub>2</sub> O	2,10	3,85	4,22	4,50	4,35	5,30	2,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,01	0,05	0,06	0,10	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O- п.п.п.	-	0,31	0,36	0,14	0,16	0,09	0,81
	-	2,82	1,98	0,42	0,46	0,62	2,74
Сумма	98,43	99,01	99,72	100,18	98,95	99,72	97,47
K/Rb	128,2	145,2	221,6	157,4	283,1	252,2	96,9
Ti/Zr	9,8	2,9	6,3	2,2	5,8	2,5	2,8
Rb/Sr	0,4	44,7	1,2	9,1	1,0	4,2	2,9
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2,1	1,1	0,9	0,9	0,9	0,5	1,7
al'	16,5	17,2	19,3	15,9	19,7	15,9	16,9
fe'	91,5	93,7	90,4	91,2	89,7	89,6	95,6

Дайки порфировых риолитов и “низко”-кремнеземистые Игн.-1, 3 и -5 имеют более калиевые, глиноземистые, титанистые и менее железистые (fe' = 82 – 96) составы. Они содержат больше Mg, K, Ca, Ti, Co, Fe, Sr, Zr, Ba, La, Ce, Nd. Отношения K/Rb (214 – 330), Ti/Zr (5,1 – 8,8) выше, а Rb/Sr (0,8 – 1,5) гораздо ниже, чем в группе “высоко”-кремнеземистых пород.

Было детально изучено поведение элементов в фациальных разновидностях экструзива г. Нежданка. Анализ слагающих экструзив пород показал, что хотя породы и имеют несколько специфический характер распределения химических элементов, все же они отражают химический контраст, подобный двум выше описанным группам. Вулканические стекла г. Нежданки отличаются от сферолитовых риолитов его центральной части менее кремнеземистым составом. В них несколько выше содержания кальция, магния, железа. Породы более натровые (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 0,9 – 1,9), глиноземистые (al' = 16,3 – 17,6),

железистые ( $fe' = 90 - 100$ ). Отношения K/Rb (63 – 128) ниже, чем в сферолитовых риолитах - K/Rb (238 – 267). Отношения Ti/Zr и Rb/Sr не имеют столь четкого контраста. Обращает на себя внимание крайне низкое содержание Eu (табл. 5). Такое распределение элементов, может быть обусловлено близповерхностной дифференциацией флюидонасыщенных кислых расплавов.

**Таблица 5.** Результаты нейтронно-активационного анализа вулканических стекол (в г/т)

Элемент	AB-23/2 г.Якут-Гора	AB-23/6a г.Якут-Гора	AB-24 г.Нежданка	AB-24/2 г.Нежданка
K	32139	29363	16526	35609
Na	29287	32231	33585	26649
Fe	7718	8488	5528	82
Mn	199	171	115	172
Co	0,03	0,02	0,07	0,07
Sc	0,97	0,82	2,18	1,02
Zn	61,06	78,07	63,34	80,88
Sb	0,52	0,56	1,70	0,56
Cs	13,65	11,11	98,05	20,04
Rb	229,32	227,59	223,26	216,11
Ba	-	25,70	391,00	86,40
Sr	-	-	43,90	-
La	38,18	28,83	30,79	21,89
Ce	85,20	71,35	70,17	58,32
Nd	39,81	37,17	33,80	28,93
Sm	8,17	8,57	7,94	8,24
Eu	0,04	0,04	0,52	0,08
Tb	1,10	1,24	1,21	1,30
Dy	7,10	7,36	8,77	8,60
Yb	4,04	4,47	4,17	4,58
Lu	0,62	0,64	0,60	0,68
Ta	1,30	1,32	1,15	1,43
Zr	187,71	181,41	186,18	181,84
Hf	6,47	6,50	5,72	6,72
Th	19,11	19,93	15,21	20,26
U	4,61	4,96	3,50	5,03
Cl	792,40	852,90	252,20	923,00

Определения проведены в отделе геологии и геофизики Университета Калифорнии, Беркли, США

### Геохимия изотопов стронция

Согласно Rb-Sr изохронным данным (табл.1), время отложения игнимбритовых покровов соответствует зеландию-танетию (палеоген). Полученные возрастные данные по игнимбритовым покровам, от:  $59.68 \pm 1.59$  (для игним.-1) до  $54.77 \pm 0.04$  (игним.-4) млн. лет, согласуются с их положением в едином стратиграфическом разрезе. Согласно Rb-Sr данным возраст дайки гиалодацитов составляет  $57.05 \pm 0.72$  млн. лет. Дайки риолит-порфиров имеют значения близкие к  $55.33 \pm 0.10$  млн. лет, и по времени образования близки наиболее молодым игнимбритам. Наиболее молодыми породами в пределах Якутинской вулканоструктуры согласно Rb-Sr

изотопам является экструзив вулканических стекол г. Нежданка ( $52.92 \pm 1.00$  млн. лет).

Первичные  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения отличны в каждом игнимбритовом покрове. “Высоко”- кремнистые риолиты имеют наиболее высокие  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  (0.70810 – 0.70738), тогда как “низко”- кремнистые риолиты характеризуются более низкими  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  значениями (0.70659 – 0.70724). Первичные Sr изотопные отношения даек риолит-порфиров ( $0.70692 \pm 0.00003$ ) близки игнимбритам-1 и экструзиву г. Нежданки ( $0.70675 \pm 0.00015$ ), что может свидетельствовать о едином первоначальном магматическом источнике.

## Петролого-геохимическая эволюция игнимбритообразующих расплавов

Выявленная особенность состава пород, слагающих Якутинскую структуру, по мнению автора, прежде всего обусловлена извержением игнимбритообразующих расплавов из зональной магматической камеры. Как уже отмечалось выше, по химическому составу риолиты Якутинской вулканоструктуры могут быть подразделены на две группы. Первая группа включает игнимбритовые покровы 1, 3, 5 и дайки порфировых риолитов (экструзии 1) и может быть условно названа как “низко”-кремнеземистые породы. “Высоко”-кремнеземистые риолиты игнимбритов 2 и 4, и граниты штоков представляют вторую группу. Для того чтобы выявить характер перераспределения макро- и микро-элементов, которое происходило в магматическом очаге, был использован фактор обогащения (отношения концентраций элементов в породах, изверженных позднее, к концентрациям таковых в образцах из ранее изверженных единиц), предложенный Hildreth (1979). Большинство элементов распадается на две группы: (1) Li, Be, F, Na, Sc, Rb, Y, Nb, Sn, Sb, Cs, Sm, HREE, Ta, Pb, U и (2) Mg, K, Ca, Ti, Co, Fe, Sr, Zr, Ba, La, Ce, Nd, Eu. Элементы внутри каждой группы обычно имеют положительные корреляции друг с другом, но отрицательные с элементами противоположной группы.

Полученные данные позволяют предположить, что составы игнимбритов отражают расслоенность расплава в магматической камере сформированную до и в момент извержения. Поэтому первые порции игнимбритообразующего кислого расплава, поступавшие из верхней части вскрытого очага, соответствуют “высоко”-кремнеземистым игнимбритам 2 и 4-го потоков. Игнимбриты же первого, третьего и пятого потоков отражают состав менее дифференцированной порции магмы из нижней части магматической камеры.

Подобные вариации химического составов были установлены для Бандельер туфов, Нью-Мексико (Smith, 1979), для Бишоп туфов, Калифорния (Hildreth, 1979), Косо риолитов (Wason et. al., 1981), для Пэинтбраш туфов, Невада (Lipman et. al., 1966), для извержений Кратера Лэйк, Орегон (Williams, 1942), и для Тоба туфов, Суматра, Индонезия (Chesner, 1998).

Данные по составу минералов-вкрапленников свидетельствуют об их крайне железистом составе. И хотя оба типа игнимбритов характеризуются близким минеральным составом, более железистый состав геденбергита ( $\text{Ca}_{44}\text{Mg}_2\text{Fe}_{54}$ ) и биотита (Аннит<sub>70-77</sub>), преобладание ортита и шариков самородного железа в “высоко”-кремнеземистых породах несомненно указывают на их различие. Такой минеральный контраст также подтверждает положение, что “высоко” и “низко”-кремнеземистые игнимбриты представляют различные стадии эволюции расплава.

Температуры кристаллизации магматических расплавов, рассчитанные согласно (Frost et al., 1988) для давлений в 2 kbar, близки к 710 °С для игнимбритов 2 и 4, и 770°С - для более поздних - “низко”-кремнеземистых расплавов, и близки к солидусу водонасыщенных кремнекислых расплавов (Johanes & Holtz, 1996). Более низкие температуры кристаллизации “высоко”-кремнеземистых риолитовых магм также свидетельствуют о существовании в Якутинской магматической камере температурной зональности.

Фигуративные точки состава вулканических стекол игнимбритов вынесенные на экспериментально изученную систему Q-Ab-An-H<sub>2</sub>O (Tuttle & Bowen, 1958; Johannes & Holtz, 1996) располагаются вблизи котектических линий при P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> от 1.5 до 2.5 kbar. Эти данные свидетельствуют о начале кристаллизации Якутинской магмы на глубине порядка 7 км. Составы гранитов вынесенные на эту же диаграмму предполагают их кристаллизацию на глубине около 3-4 км.

Различие состава железо-магниевого фаз может быть связано с вариациями фугитивности кислорода в “высоко”-кремнеземистых риолитовых магмах (Hildreth, 1981). Однако количественная оценка фугитивности кислорода, выполненная по методике Lindsley & Anderson (1983), показала близкие значения для обоих типов игнимбритов. Вызывает сомнение, что полученные данным путем величины фугитивности кислорода, соответствующие “магнетит-вюститовому” – “фаялит-магнетит-кварцевому” буферам могут объяснить отмеченную разницу в составах железо-магниевого силикатов.

Первичные <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr отношения также различны в каждой игнимбритовой толще и коррелируют с железистостью биотитов. “Высоко”-кремнеземистые игнимбриты имеют наиболее высокие <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>I</sub> (0.70810 – 0.70738), тогда как “низкокремнеземистые, но более высокотемпературные” характеризуются более низкими <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>I</sub> (0.70659 – 0.70724).

Рассмотренные выше особенности минералогического и изотопного составов пород позволяют предположить, что образование игнимбритов могло осуществляться в результате последовательного извержения из единой магматической камеры, где произошло расслоение или дифференциация первично однородного магматического расплава. Процессы, которые могут быть ответственны за образование таких огромных объемов химически зональной магмы многократно обсуждались в зарубежной литературе (напр., Hildreth, 1979). По мнению многих авторов, в большинстве магматических систем, в которых обнаружены доказательства зональности состава, имели место процессы кристаллизационного фракционирования (напр., Nakada, 1983).

Эта гипотетическая модель основана на предположении, что подобная зональность кремнекислых магматических очагов может быть вызвана двойной конвекцией, возникающей в результате кристаллизационного фракционирования (McBirney et al., 1985; Turner & Campbell, 1986). Чтобы проверить это предположение, были выполнены расчеты по

фракционированию на отобранных образцах, охватывающих все типы магматических пород Якутинской вулканоструктуры. Использованные коэффициенты распределения взяты из работ Arth (1976), Mahood & Hildreth (1983). Проведенные расчеты показали, что магматическая зональность в пределах Якутинской вулканоструктуры могла быть вызвана только фракционированием калиевого полевого шпата. Однако, данные изотопии показывают значительную разницу  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_1$  отношений в каждой игнимбритовой фазе (табл. 1). Более того, фенокристаллы калиевого полевого шпата (первая ликвидусная фаза) являются наименее радиогенными, нежели остальные вкрапленники и основная масса, и имеют близкие первоначальные изотопные отношения в обоих типах пород. Очень важно заметить, что такие же  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_1$  характеристики имеет валовый состав игнимбрита –1 (0.70659). Тем более, что ни плагиоклаз, ни калиевый полевой шпат не имеют значительной зональности составов, а ортит (уд. вес 4) обогащает производные головной части магматической колонны и очень редок в ее нижней, более высокотемпературной части. Все это указывает на невозможность образования минералого-геохимической зональности в результате простого кристаллизационного осаждения минералов в расплаве.

Значительные вариации в первичных  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_1$  отношениях (0.70659 – 0.70810), отмеченных в игнимбритах Якутинской вулканоструктуры, могут быть объяснены интенсивной ассимиляцией пород кровли, обогащенных  $^{87}\text{Sr}$  (Noble and Hedge, 1969). Фундамент пород Якутинской вулканоструктуры сложен готерив-альбскими аркозовыми песчаниками и алевролитами (Маркевич, 1979). К сожалению, данных по изотопии Sr в породах кристаллического основания южного Приморья не имеется. Однако, ассимиляция аркозовых песчаников и алевролитов в любом случае не может повысить  $\text{SiO}_2$  (с 72 до 75 вес.%) и понизить содержания Sr (с 200 до 80 г/т) в расплаве, так как содержания этих элементов в осадочных породах флишевого комплекса не превышают 67 вес.% для  $\text{SiO}_2$  и 250 г/т для Sr. Отмеченная вещественная зональность магматической камеры, на наш взгляд, может быть объяснена, главным образом, обогащением головной части магматической колонны летучими компонентами.

Внедрение базальтовой (?) магмы в верхние части коры приводит к частичному плавлению пород и образованию промежуточного очага кремнекислой магмы. Подобный очаг может иметь значительные размеры за счет постоянного подтока тепла и флюидов из глубинного очага базальтовой магмы. Поскольку градиент температур и состава летучих компонентов основан на взаимодействии между магмой и вмещающей породой, то насыщенная летучими компонентами зона формируется именно в верхней (головной) части магматической колонны. Уменьшение температуры снизу вверх, благодаря кондуктивной или гидротермальной конвекции, обычно компенсируется увеличением содержания летучих компонентов (Маракушев, 1992). Температура ликвидуса расплава понижается, приводя к

уменьшению количества фенокристаллов по направлению вверх. Подобная зональность в ликвидусной температуре и в составе летучих компонентов неразрывно связана с обогащением расплава теми или иными элементами. По-видимому, крайне восстановленный характер флюидов формирует столь специфичные – крайне железистые парагенезисы минералов, которые логично объясняются их кристаллизацией из остаточного, флюидонасыщенного, относительно низкотемпературного, практически не содержащего магния расплава.

Особенности геохимического состава кислых пород Якутинской вулканоструктуры по нашему мнению обусловлены характером флюидного режима, а именно мобильным поведением щелочей и прежде всего Na и выносом отдельных элементов (в частности Eu, Ba, Sr) сквозьмагматическими кислотными флюидами из расплава, как это показано экспериментально (Жариков, 1996).

Как следует из хроматографического анализа (табл. 6), в составе газовой фазы изученных игнимбритов преобладает вода и водород при подчиненной роли углеродных газов (CO, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>). Минералогические наблюдения показывают, что исходные магмы игнимбритов являются крайне восстановленными. Помимо преобладания двухвалентного железа над трехвалентным в минералах игнимбритов, практическое отсутствие магнетита, обилие ильменита, низкая степень окисленности вулканических стекол, крайне железистые составы пироксенов и оливинов; об этом же убедительно свидетельствует присутствие в стеклах типичных силикатных хондр с металлическим железом. Появление последних связано с явлением металлизации силикатного расплава, что для метеоритов экспериментально продемонстрировано А.А. Маракушевым (1992). Этим и другими исследователями показано, что данный процесс может быть обусловлен свободной фильтрацией водорода через силикатный расплав, скорость которой на несколько порядков выше скорости фильтрации H<sub>2</sub>O, CO, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>. Поэтому можно предположить, что находящийся в промежуточном очаге расплав крайне обогащен водородом и в зависимости от фугитивности кислорода, он будет значительно насыщаться водой при постепенном окислении водорода.

**Таблица 6.** Состав газовой фазы из породообразующих минералов магматических пород богоспольского комплекса Якутинской вулканоструктуры и некоторые параметры флюидного режима при их кристаллизации

Анализ выделяющейся газовой смеси проводился на хроматографе ЛХМ-8МД (аналитик – Н.П. Коновалова) по методике Ф.А. Летникова и Т.А. Шкарупы (1977).

Богопольский комплекс											
Якутинская вулканоструктура											
	АВ-60 Игн.-1	АВ-23/1 Игн.-2	АВ-23/3 Игн.-3	АВ-23/7 Игн.-4	АВ-23/10 Игн.-5	АВ-25 Риол.- порфиры	АВ-25/1 Гранит	АВ-25/1 Гранит	АВ-24 Вулк. стекла	АВ-24/1 Сфер. риол.	АВ-24/5 Сфер. риол.
	Fsp	Fsp	Fsp+Q	Fsp+Q	Fsp+Q	Q+Pl	Fsp	Q	Fsp	Pl	Pl
H <sub>2</sub>	9.24	16.47	1.03	5.80	0.00	0.54	0.80	1.36	0.97	1.10	1.21
N <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
CO	5.55	10.34	1.08	3.05	0.36	0.47	0.82	0.58	0.47	0.40	0.63
CH <sub>4</sub>	0.31	0.47	0.03	0.12	0.29	0.04	0.23	0.13	0.42	0.63	0.23
CO <sub>2</sub>	2.89	4.91	0.42	1.73	0.65	1.00	1.08	0.66	1.04	0.96	0.61
H <sub>2</sub> O	82.01	67.81	97.43	89.30	98.70	97.94	97.07	97.26	97.09	96.92	97.29
V, см <sup>3</sup> /кг	2087.1	1011.4	7411.2	1629.8	3032.3	2669.5	2352.7	2184.9	2612.8	3025.5	2062.6
CO <sub>2</sub> /CO	0.52	0.47	0.40	0.56	11.80	2.12	1.31	1.13	2.21	2.4	0.98
H <sub>2</sub> O/H <sub>2</sub>	8.87	4.11	94.59	17.57	-	181.37	121.33	71.51	100.09	88.10	80.40
C/H	0.0476	0.0922	0.0078	0.0256	0.0065	0.0076	0.0108	0.0069	0.0097	0.010	0.0743
lgfO <sub>2</sub> <sup>CO</sup>	-16.68	-19.08	-16.93	-18.92	-15.59	-17.78	-21.02	-21.14	-20.55	-20.50	-21.28
lgfO <sub>2</sub> <sup>H<sub>2</sub>O</sup>	-14.45	-17.17	-12.39	-16.02	-	-13.83	-16.71	-17.16	-16.87	-16.99	-17.06
lgfO <sub>2</sub>	-14.87	-17.51	-13.05	-16.42	-12.71	-14.61	-17.70	-17.67	-17.88	-18.11	-17.78
T <sup>0</sup> С	900	800	900	800	900	800	700	700	700	700	700

При постоянном подтоке водорода из глубинного очага в промежуточный очаг силикатный расплав должен разжижаться (понижение вязкости на несколько порядков) и насыщаться водородом. При достижении определенного давления и температуры выше 700 °С соотношение объемов водорода и кислорода может достигнуть 2:1, то есть соответствовать составу “гремучего газа”, что должно привести к взрыву этой смеси во всем объеме промежуточного очага. Данный процесс будет протекать по типу цепной реакции (во всем объеме очага) и является экзотермическим, сопровождаясь громадным уменьшением объема газовой смеси (более чем в 3000 раз). Можно полагать, что подобный взрыв приведет к частичному гидравлическому “выкачиванию” расплава по узкому каналу из глубинного очага. При этом громадное выделение тепла должно приводить к явлениям последующего спекания раздробленного материала, а изменение объема может сопровождаться образованием кальдер обрушения. Поскольку продуктом описанной реакции является вода, в составе анализируемых в настоящее время газов будет наблюдаться её преобладание, о чем свидетельствуют проведенные анализы газовой фазы изученных игнимбритов.

Конечно, предложенный механизм игнимбритовых извержений ещё далеко не ясен и может рассматриваться как гипотетический для Якутинской ВТС, но, несомненно, преобладающая роль окисления водорода во взрывных явлениях.

### Выводы (основные защищаемые положения)

1. Фациальное разнообразие стратифицированных вулканогенно-обломочных пород в Якутинской вулканоструктуре обусловлено циклическими эксплозивными извержениями риолитовой магмы. В пределах сводного геологического разреза выделено пять пачек игнимбритов, имеющих сложное строение. Нижняя и верхняя части каждой пачки представлены слабо спекшимися литокластическими туфами, постепенно переходящими к центральной части в более компактную зону спекшихся и сваренных туфов, затем - в собственно игнимбриты, а иногда - в массивные черные вулканические стекла (перлиты). Впервые получены корректные изотопные (Rb-Sr) данные о возрасте верхней части разреза Якутинской вулканоструктуры -  $59.68 \pm 1.59 - 52.92 \pm 1.00$  млн. лет.

2. Циклическая минералого-геохимическая неоднородность состава игнимбритовой толщи выражается в закономерной смене покровов игнимбритов с относительно низким содержанием  $\text{SiO}_2$  и более высокими содержаниями FeO, MgO,  $\text{TiO}_2$ , CaO и Sr, на игнимбриты с относительно высоким содержанием кремнезема и пониженным содержанием термофильных элементов. Состав минералов-вкрапленников аналогичным образом изменяется от умеренножелезистых биотита, роговой обманки, феррогиперстена и ферроавгита ( $\text{Ca}_{41}\text{Mg}_{21}\text{Fe}_{38}$ ) до чисто железистых разновидностей - фаялита ( $\text{Fe}_{95-99}$ ), феррогеденбергита ( $\text{Ca}_{44}\text{Mg}_2\text{Fe}_{54}$ ), высокожелезистой роговой обманки и биотита соответственно. Первичные  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения также различны в каждом игнимбритовом потоке. "Высоко"-кремнеземистые игнимбриты имеют наиболее высокие  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_I$  (0.70810 - 0.70738), тогда как "низко"-кремнеземистые, но более высокотемпературные - характеризуются более низкими  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_I$  (0.70659 - 0.70724). Это свидетельствует о расслоении игнимбритообразующих расплавов в магматической камере перед извержением, что обусловлено процессами флюидно-магматической (эманационной) дифференциации флюидонасыщенного кислого расплава.

3. Данные хроматографического анализа газовой фазы и минералогические наблюдения показывают, что исходные магмы игнимбритов являются крайне восстановленными. Помимо преобладания двухвалентного железа над трехвалентным в минералах игнимбритов (практическое отсутствие магнетита при обилии ильменита, крайне железистые составы пироксенов и оливинов), низкая окисленность вулканических стекол, в породах впервые обнаружены типичные силикатные хондры с металлическим железом (когенимом?), что наряду с обогащением газовой фазы водородом свидетельствует о явлениях металлизации силикатного расплава. Именно фильтрацией водорода через расплав с последующим образованием "тремучего газа" можно объяснить катастрофический тип игнимбритовых извержений Якутинской вулканоструктуры.

## Список опубликованных работ по теме диссертации

1. Попов В.К., **Гребенников А.В.** Геохимия рудных элементов сереброносных рудно-магматических систем Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Тез. докл. IV Объедин. междунар. симпоз. по проблеме прикладной геохимии, посвященной памяти академика Л.В. Таусона. 7-10 сентября, 1994, Иркутск, Россия, с. 107-108.
2. **Гребенников А.В.** Серебро-полиметаллическая минерализация как следствие эволюции кислых магматических расплавов (на примере Августовского месторождения) // Тез. докл. 34-й юбилейной научно-технической конференции ДВГТУ. 1994, Владивосток, кн. 2, с. 43-44.
3. Попов В.К., **Гребенников А.В.** О механизме поверхностной дифференциации кислых расплавов на примере изучения флюидальных риолитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Докл. РАН, 1995, т. 341, №1, с. 94-96.
4. Попов В.К., **Гребенников А.В.** Геолого-геохимическая корреляция риолитов Якутинской и Августовской вулканоструктур (Приморье) // Тихоок. геол., 1996, №3, с.98-107.
5. Щека С.А., Вржосек А.А., **Гребенников А.В.**, Савада И. Еще раз о ликвации природных силикатных расплавов. Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999, с. 81-92.
6. Попов В.К., **Гребенников А.В.** Проблемы игнимбритового вулканизма // Вестник ДВО РАН, 2000, №4, с. 3-13.
7. Попов В.К., **Гребенников А.В.** Новые данные о возрасте эффузивов богопольской свиты в Приморье // Тихоок. геол., 2001, №3, с. 47-54.
8. Попов В.К., **Гребенников А.В.**, Коваленко С.В., Кутуб-Заде Т.К. Петролого-геохимическая характеристика кайнозойских вулканических комплексов Краскинской впадины (Приморье). /Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока. Материалы пятого Дальневосточного регионального петрографического совещания. Хабаровск. ФГУГГП «Хабаровск-геология», 2001 г. 124 с.
1. Popov, V.K., and **Grebennikov, A.V.** Geological and geochemical correlation of rhyolites from the Yakutinskaya and Avgustovskaya volcanic structures, Primorye. Geol. Pac. Ocean, 1997, **13**, p. 583-600.
2. **Grebennikov A.V.** The ignimbrites of the Yakutinskaya volcanic depression, Primorye, Russia. // Anatomy and textures of ore-bearing granitoids of Sikhote Alin (Primorye Region, Russia) and related mineralization. *International field conference in Vladivostok, Russia: 1-*

*12 september 1998.* Extended Abstract, p. 25-31.