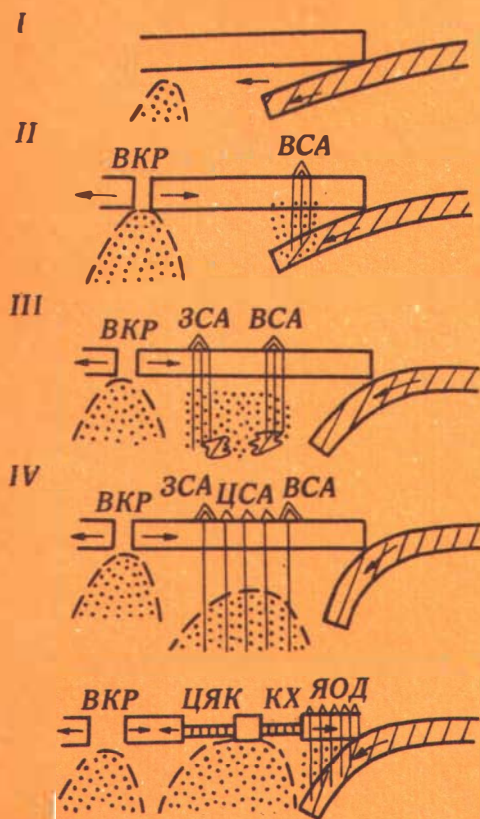


4943
С.В. Есин, В.А. Кутолин, А.А. Прусевич

МАГМАТИЗМ СРЕДНЕЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

С.В. Есин, В.А. Кутолин, А.А. Прусевич

**МАГМАТИЗМ
СРЕДНЕЙ ЧАСТИ
ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ
(участок мыс Золотой–мыс Гыджу)**

НОВОСИБИРСК 1992

УДК 552.313 (571.6)

ББК Д 342

Е 832

Есин С.В., Кутولين В.А., Прусевич А.А. Магматизм средней части Восточного Сихотэ-Алиня (участок мыс Золотой – мыс Гыджу) /РАН, Сиб. отд-ние, Объед. институт геологии, геофизики и минералогии. [Науч. ред. чл.-кор. РАН Г.В.Поляков.] – Новосибирск, 1992. – 201 с.

ISBN 5-7623-0480-9

Монография представляет собой сводку первичной геологической и петрохимической информации о кайнозойских вулканических и интрузивных комплексах Восточного Сихотэ-Алиня. Она включает в себя геологические разрезы, составленные по береговым обнажениям Татарского пролива на участке от мыса Золотого до мыса Гыджу, а также химические анализы и петрографическую характеристику проб. Магматические комплексы изученного района относятся к известково-щелочной, шонитовой и толеитовой сериям, которые проявлялись в регионе в палеоцен-плиоценовое время.

Для специалистов по петрологии вулканитов современных и древних областей активизации, а также изучающих магматизм зон перехода континент-океан.

Научный редактор
член-корреспондент РАН Г.В.Поляков

Рецензенты
д-р геол.-мин. наук В.В.Золотухин (ОИГТМ СО РАН)
канд. геол.-мин.наук А.М. Боровиков (Новосибирский ун-т)

ISBN 5-7623-0480-9

© Объединенный институт
геологии, геофизики и
минералогии СО РАН,
1992

ПРЕДИСЛОВИЕ

Кайнозойский этап эволюции Западно-Тихоокеанской континентальной окраины ознаменовался развитием деструктивных процессов, основные этапы которых фиксируются сменой характера магматизма. Само проявление магматической активности, и в первую очередь связанной с внедрением в литосферу мантийных магм, контролируется режимом растягивающих напряжений в том или ином тектоническом блоке. Состав магм при этом отражает эволюцию $P - T$ -условий в зоне магмогенерации, определяющих глубины и степени плавления мантийного субстрата. В связи с этим было бы целесообразно попытаться провести корреляцию процессов, происходящих в верхней мантии, и этапов тектонического развития в кайнозое для Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, а также сопредельных с ним областей.

В пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса магматическая активность проявлялась в течение всего кайнозоя, начиная с момента его заложения в позднем мезозое. Ранний датпалеоценовый этап коррелируется с инициальной стадией развития Восточно-Китайской рифтовой зоны и, видимо, может аттестоваться как доспрединговый этап для всего Япономорского сегмента окраины Азии. В это время в пределах вулканогена изливались известково-щелочные и шононитовые лавы. Одновременно происходило становление малоглубинных тел гранитоидов. Магмы этого этапа генерировались смешанным корово-мантийным источником.

В позднем эоцене - раннем миоцене в какой-то мере сохраняется состав продуктов вулканической деятельности. Этот этап отделяется от предшествующего и следующего за ним короткими интервалами, когда структура вулканогена была непроницаема для мантийных магм. Вместе с тем, именно в эти интервалы, не превышающие 10 млн лет, происходило резкое структурное изменение мантийной части действующих магматических систем, спусковым механизмом которого, по-видимому, является активизация тектонических усилий непосредс-

твенно на границе континентальной окраины, т. е. во фронтальной части зоны перехода континент-океан.

В позднем миоцене – плиocene апвеллинг мантийного плюма приводит к раскрытию Япономорской системы рассеянного спрединга, отражением которого в Сихотэ-Алинском блоке, а также и в пределах Восточного Сихотэ-Алиня явилось площадное проявление толеитового и щелочно-базальтоидного вулканизма.

Представленная принципиальная модель развития кайнозойских магматических систем Восточно-Сихотэ-Алинского блока, находящегося в тыловой части зоны перехода континент-океан, основана на оригинальных материалах, полученных авторами в ходе исследования вулканогена. Часть этих данных уже опубликована в монографиях "Вулканизм средней части Восточного Сихотэ-Алиня (участок мыс Датта – мыс Сиркум)" и "Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня" (в печати). В них обсуждается этап позднеэоцен – раннемиоценового вулканизма региона, а также петрология толеитовых и щелочно-базальтоидных серий вулканогена. Наконец, в данной работе рассматривается фрагмент вулканогена от мыса Золотого до мыса Гыджу, который является ключевым для понимания разнообразия состава продуктов кайнозойской магматической деятельности и соотношения этапов ее проявления.

Работы на этом участке побережья Татарского пролива проводились в течение длительного времени: в 1971–1983 гг. В.А.Кутолиным и А.А.Прусевичем, с 1987 по 1991 г. С.В.Есиным, А.А.Прусевичем и И.А.Крыловым, поэтому изученность береговых обнажений неравномерна. В полевых работах принимала участие И.Д.Сафонова. Химические силикатные анализы горных пород выполнены в ОИГТМ, а также в Новосибирской опытно-методической экспедиции. Анализ составов породообразующих минералов проводился на установке САМЕВАХ в ОИГТМ, аналитик О.Н.Майорова. Оформить рукопись к печати помогли П.И.Шамдурина и Т.М.Кривенко.

Глава I
СХЕМА ЭВОЛЮЦИИ КАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА
ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

=====

Дискуссия по проблеме расчленения кайнозойских магматических образований Восточного Сихотэ-Алиня уже не ведется, и схема магматизма в основном общепринята, хотя не все противоречия в ней оказываются сняты. Эту схему можно представить в следующем виде: кузнецовская свита - известково-щелочные базальты, андезиты, дациты;

прибрежный комплекс - известково-щелочные диориты, гранодиориты, граниты, лейкограниты;

колчанская свита (комплекс) - липариты, трахиандезиты, трахидациты;

кизийская свита - известково-щелочные базальты, андезиты, дациты; совгаванская свита - толеитовые базальты.

Приведенная схема в значительной степени упрощена и не согласуется с полученными в последнее время данными, и поэтому часто ее использование приводит к несогласованности результатов, полученных разными исследователями в пределах Восточного Сихотэ-Алиня. Ниже мы попытаемся снять ряд дискуссионных вопросов и обосновать новую схему эволюции кайнозойского магматизма вулканогена.

Первый обзор состояния проблемы расчленения кайнозойских магматических образований региона был представлен М.А.Ахметьевым и Л.П.Ботылевой /1971/. В 40-х годах, в ходе проведения геологической съемки, В.А.Ярмолюк и Л.Б.Кривицкий составили первую схему расчленения эффузивных образований Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. Они выделили две толщи: четвертичные платобазальты и более древние вулканыты, кузнецовскую свиту (по р.Кузнецовой), которые датировались эоценом по флоре, определенной в районах мыса Накатоба, бухты Сизиман и мыса Сюркум (так называемый сизиманский флористический комплекс). Позднее, в 1956 г., В.Г.Плахотник

вычленил из состава кузнецовской свиты эффузивы миоценового возраста, аттестовал их как кизинскую свиту (по оз. Кизи в северной части вулканогена) и указал на то, что представляющие их базальты и андезиты слагают хорошо сохранившиеся вулканические постройки. В угленосных пачках, подстилающих базальты кизинской серии в Нижнем Приамурье, Б.М.Штемпель определил олигоценовую флору. Немного позднее В.Г.Плахотник отнес к кизинской свите вулканиды из стратотипического разреза кузнецовской свиты(!), описанного В.А.Ярмолюком и Л.Б.Кривицким. Пожалуй, именно с этого момента разные исследователи одни и те же вулканиды в Восточном Сихотэ-Алине относили то к кузнецовской, то к кизинской свитам, что продолжается и до сегодняшнего дня. Дат-палеоценовые и частично эоценовые вулканиды объединялись в самаргинскую и богопольскую свиты. К этому же этапу относится время формирования прибрежного комплекса гранитоидов.

М.А.Ахметьев и Л.П.Ботылева указывают, что перерыв между формированием раннепалеогеновых и эоценовых образований очень мал для интенсивного эродирования первых, кроме того, по их мнению, не велика вероятность того, что вулканические постройки могли так хорошо сохраниться, если бы они были заложены в эоцене. Этим ими обосновывался более молодой, возможно даже миоценовый, возраст преобладающих в Восточном Сихотэ-Алине вулканидов при очень малом объеме эоценовых образований. Было заключено, что на протяжении от пос. Кхуцин на юге и до устья Амура на севере вулканогена основной объем эффузивных толщ представлен олигоценовыми образованиями. Также широко распространенное мнение о миоценовом возрасте этих вулканидов базируется главным образом на находках соответствующих флористических видовых комплексов. В отношении платобазальтов, выделенных в совгаванскую свиту, особых дискуссий не возникало, кроме, пожалуй, до сих пор существующей проблемы датирования их возраста. Эти базальты аттестовывали то раннечетвертичными (М.А.Фаворская и Н.А.Белевский), то позднечетвертичными (В.Г.Плахотник), то плиоценовыми. Представления о молодом возрасте базальтов основывались на данных спорово-пыльцевого анализа и наблюдениях о залегании отдельных потоков на молодых аллювиальных и озерно-аллювиальных отложениях.

В значительной степени неоднозначность получаемых разными исследователями результатов определяется тем, что часть работ носит фрагментарный характер, кроме того сказывается слабая изучен-

ность региона в целом. Последнее в значительной степени связано с трудностью получения в необходимых количествах данных по абсолютному датированию горных пород, которые опережали бы проведение корреляционных и стратиграфических работ. Поэтому обычно в ход идут традиционные методы геологических исследований, часто не дающие однозначных решений при расчленении вулканогенных толщ.

Основой наших исследований при изучении кайнозойского этапа магматизма Восточного Сихотэ-Алиня послужили следующие принципы: 1 - составление протяженных непрерывных геологических разрезов по побережью Татарского пролива; 2 - детальное расчленение разрезов, позволяющее выделить на первом этапе свиты (серии) и комплексы, а на втором - пакки внутри свит (серий), последнее позволяет коррелировать не только близко расположенные разрезы, но также и весьма удаленные; 3 - изучение вулканических построек. Это дает возможность контролировать корректность выделения этапов магматической деятельности.

К началу 1992 г. в нашем распоряжении находился геологический разрез, составленный от пос. Светлая в Приморском крае до бухты Сизьян в Хабаровском, это расстояние порядка 500 км. При его изучении достаточно уверенно выделяются три этапа кайнозойского магматизма: раннепалеогеновый, среднепалеоген-неогеновый и неоген-четвертичный (?). В первый входят не деформированные в докайнозойское время известково-щелочные вулканы, измененные процессами региональной пропилитизации. Туфы в составе этой свиты, определяемой нами как кузнецовская, литифицированы. Другая яркая особенность этого этапа - формирование комагматических вулканических тел диорит-гранодиорит-гранитов прибрежного комплекса /Троян, 1979; Крылов, Есин, 1991/, для которых имеются K-Ar-датировки и можно констатировать, что эти образования вместе с вулканиками относятся к раннепалеогеновому, дат(?)палеоген-среднеэоценовому этапу развития Восточного Сихотэ-Алиня. К этому же этапу ряд исследователей относят субщелочные, преимущественно кислые, образования колчанского комплекса и его аналогов, кедровского и обзорного. Вместе с тем, положение этих образований в схеме эволюции магматизма Восточного Сихотэ-Алиня является наиболее дискуссионным. Мы здесь в качестве примера приведем два случая.

Так, обзорный комплекс был выделен А.В.Олейниковым для средней части Восточного Сихотэ-Алиня. В него как наиболее яркие представители были включены тела трахиандезитов мыса Коровина и вы-

сококалиевых вулканитов мыса Аварийного. Все эти, главным образом, экструзии в значительной степени пропилитизированы, хотя взаимоотношения их с породами прибрежного комплекса остаются невыясненными. Вместе с тем, севернее мыса Аварийного, а также севернее бухты Лудза были встречены потоки шшонитов и латитов, которые переслаиваются с туфами и типичными известково-щелочными вулканитами. В связи с этим возникают трудности при вычленении пород с шшонитовой тенденцией химизма из состава кузнецовской свиты в некий самостоятельный комплекс.

Еще более сложно обстоит дело с выделяемыми в Приморье и Приамурье колчанским и кедровским комплексами. Вулканиты, относимые к кедровскому комплексу (толще), впервые были описаны В.Г. Плахотником в 1962 г. под названием кхучинской свиты, включающей в себя эффузивно-осадочный разрез предположительно олигоценового возраста. Позднее при геолого-съёмочных работах вулканиты были вычленены в самостоятельный эоценовый (кедровский) комплекс, сложенный липаритами, трахидацитами, реже базальтами и андезито-базальтами /Попов, 1986/. Олигоценовый возраст был определен Р.С.Климовой по флористическим комплексам, обнаруженным здесь в прослоях осадочных пород. В Приамурье в качестве возрастного аналога описан колчанский комплекс кислых вулканитов, для которых приводятся цифры абсолютного возраста – 28–40 млн лет /Мартынов, 1983/. Вместе с тем, при проведении работ на участке между поселками Светлая и Единка среди вулканитов кизинской серии нами встречены дайки риолитов, относимые здесь именно к кедровскому комплексу. К–Аг–определения для вмещающих базальтов дали значение 38,1 млн лет, а по биотитам из дайки – 36 млн лет. Таким образом кислые вулканиты, объединяемые в кедровский комплекс, либо полихронны, либо они должны включаться в состав кизинской серии, понятие о объеме которой также требует специального разъяснения.

Следующий этап вулканизма включает в себя вулканогенные образования позднего эоцена – среднего миоцена. Особенности вулканитов, которые позволяют рассматривать их как единый и самостоятельный этап развития магматизма Восточного Сихотэ-Алиня, заключаются в следующем. Это свежие породы, повсюду залегающие на более древних пропилитизированных вулканогенных толщах. Вторичные изменения здесь обнаруживаются локально, и представлены они небольшими по мощности, не более 100 м, зонами вторичных кварцитов. Появление последних вполне закономерно, так как стадия гидротер-

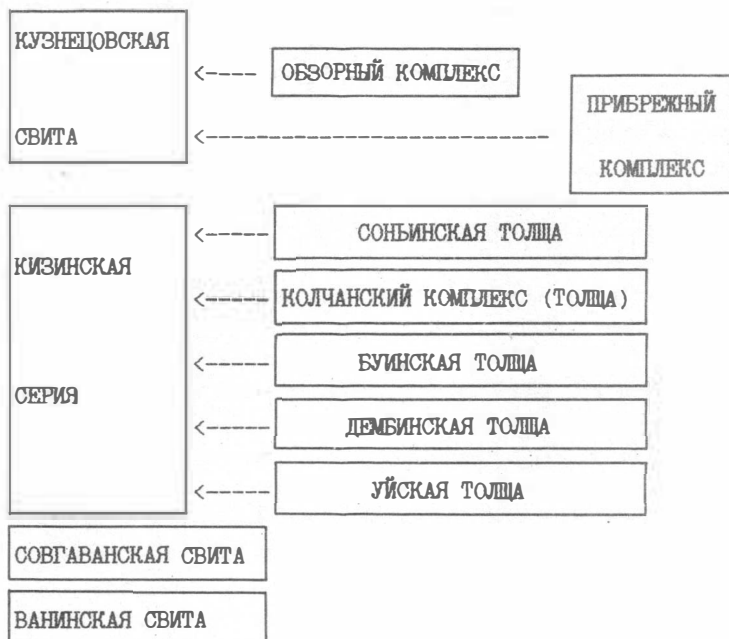
мальных преобразований вообще является нормальной для большинства вулканических центров. Вулканисты, объединяемые нами в состав кизинской серии, слагают довольно хорошо сохранившиеся и легко дешифрируемые на аэрофотоснимках кольцевые вулканические постройки центрального типа. Ряд таких построек сложен вулканическими породами как позднезоценового, так и миоценового возраста. Из сказанного следует, что в период формирования данной вулканической толщи не происходило значительных геологических событий в пределах региона, что определило долгоживущий характер действующих в это время магматических систем. В связи с этим, согласно требованиям Стратиграфического кодекса СССР, мы вправе объединять данные вулканисты в единую серию, исходя из продолжительности времени ее формирования и значительной мощности накопленных вулканических образований. В противном случае было бы необходимо выделять в составе серии отдельные свиты, геологическое картирование которых чрезвычайно затруднено и которые не могли бы быть отображены на геологических картах.

В рамках кизинской серии мы, вслед за А.В.Олейниковым и М.А.Ахметьевым, выделяем соньинскую, буинскую и дембинскую толщи. Принципы и критерии такого расчленения были подробно рассмотрены нами ранее /Есин и др, 1990/. В дополнение теперь уже можно констатировать, что в состав серии необходимо включать колчанскую (или кедровскую) толщу (или комплекс), положение которой, видимо, является промежуточным между временем формирования соньинской и буинской толщ. Завершают этап среднепалеоген-неогеновой активности в регионе вулканисты повышенной калиевого содержания. К ним относятся дайки абсарокитов и шшонитов, рвущие породы буинской толщи, обнаруженные нами южнее мыса Гыджу, потоки шшонитов в бухте Базарной и высококалиевые базальтоиды, слагающие великолепно сохранившийся Уйский вулканический центр, расположенный поблизости от г. Советская Гавань. Его кальдера имеет размеры 9х5 км с высотой кольцевого вала около 250-300 м. По-видимому, вулканисты с шшонитовым уклоном химизма завершают этап этой вулканической активности, и мы предлагаем выделять их в самостоятельную уйскую толщу в составе кизинской серии региона.

В неоген-четвертичный(?) этап формируется совгаванская свита толеитовых базальтов, которые заливают обширные пространства, формируя вулканические плато. Внутри них, на значительном удалении от побережья Татарского пролива, обнаруживаются молодые вулкани-

ческие центры, конусы выжимания, которые продуцируют оливиновые и щелочные базальты, базаниты и гавайиты, вулканические шлаки, объединяемые нами в ванинскую свиту. Детально соотношение базальтов этих двух свит, критерии и обоснование необходимости их выделения рассмотрены нами ранее /Есин и др., в печати/.

Резюмируя проведенный обзор, можно представить следующую схему кайнозойского магматизма Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса:



Глава 2

РАННЕПАЛЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Раннепалеогеновые образования в пределах рассматриваемого участка побережья Татарского пролива, от мыса Золотого до мыса Гыджу, представлены вулканоплутонической ассоциацией, включающей в себя известково-щелочную серию высокоглиноземистых базальтов, андезитобазальтов, андезитов и дацитов кузнецовской свиты, а также тела диоритов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и гранитов прибрежного комплекса. Кроме того, в верхней части разреза раннепалеогеновой вулканогенной толщи появляются потоки и экструзивные тела, сложенные абсарокитами, тосканитами, шошонитами, латитами, которые ранее выделялись в самостоятельный обзорный комплекс.

2.1. Кузнецовская свита

Палеоценовые вулканы претерпели значительные изменения в связи с проявлением процессов региональной пропилитизации, что существенно затрудняет проведение корреляционных работ. Кроме того, в пределах рассматриваемого района выходы этих образований фрагментарны. Наиболее протяженные разрезы кузнецовской свиты устанавливаются на участках побережья в районах бухты Лудза и устья Васильевой речки. Так, на участке от бухты Лудза до мыса Птичьего сохранились останцы палеоценового вулканического центра. Вторая вулканическая постройка может быть реконструирована в районе устья р. Быстрая, севернее пос. Нельма. Крупная разрушенная вулканическая структура обнаруживается в интервале побережья от мыса Аварийного до мыса Крестовоздвиженского. Фрагменты отдельных построек встречены вблизи от устья ключа Эз, на мысе Тюлений Камень и южнее мыса Гыджу.

2.1.1. Характеристика разрезов

В строении вулканической толщи кузнецовской свиты рассматриваемого района можно выделить три части. В нижней обнаруживаются глыбовые туфы, туффиты, базальты и андезиты, в средней потоки базальтов и андезитобазальтов ассоциируют с псефитовыми и псаммитовыми туфами. Наконец, в верхней части преобладают псефитовые и агломератовые туфы, среди которых обнаруживаются тела абсарокитов, латитов и тосканитов, перекрытых потоками высокоглиноземистых базальтов, андезитобазальтов и меланократовых базальтов.

Основание свиты не вскрыто, поэтому взаимоотношения палеоценовых вулкаников с более древними образованиями здесь не обсуждаются. Нижняя часть разреза может быть охарактеризована на примере двух участков. В интервале от бухты Неми до мыса Птичьего (см. прил. I, инт. XII) обнаруживается следующий разрез:

	Мощность, м
1. Глыбовые туфы.....	более 10
2. Высокоглиноземистые базальты.....	3
3. Плотные зеленоватые песчаники.....	2
4. Глыбовые туфы.....	3
5. Туффиты.....	около 10
6. Глыбовые туфы.....	около 7
Общая мощность.....	около 35

Этот разрез прорывается экстрюзиями латитов.

К нижней части вулканогенной раннепалеогеновой толщи относится разрез в районе р. Быстрая (см. прил. I, инт. XXVI):

1. Низкокалиевые ($K_2O=0,14\%$) андезитобазальты.....	около 18
2. Андезиты.....	10
3. Псефитовые туфы.....	около 30
4. Высококалиевые ($K_2O=2,26\%$) андезиты.....	12
5. Псефитовые туфы.....	12
Общая мощность.....	около 82

Вышезалегающие вулканики средней части кузнецовской свиты могут аттестовываться следующими разрезами. Первый приводится по инт. XXV-XXVI (см. прил. I):

1. Псаммитовые туфы.....	5
2. Низкокалиевые ($K_2O=0,87\%$) андезитобазальты.....	около 30
3. Псефитовые туфы.....	более 30
Общая мощность.....	около 65

В этом интервале обнаружены также две зоны вторичных кварцитов протяженностью около 100 м.

В вулканической палеоценовой структуре района бухты Неми к средней части кузнецовской свиты мы относим серию потоков базальтов, андезитобазальтов и их кластолав (см. прил. I, инт. X):

	Мощность, м
1. Низкокалиевый ($K_2O=0,53\%$) базальт.....	5
2. Кластолавы.....	5
3. Низкокалиевые ($K_2O=0,30\%$) базальты.....	30
4. Кластолавы.....	10
5. Низкокалиевые ($K_2O=0,41\%$) базальты.....	25
6. Низкокалиевый андезитобазальт ($K_2O=1,05\%$).....	12
Общая мощность.....	87

В северной части этого отрезка вулканиты прорваны экструзиями тосканитов.

К средней части разреза кузнецовской свиты мы относим поток андезитобазальтов, обнажающийся в северной части инт. XXXVI (см. прил. I) и подстилающий в свою очередь поток латитов. Видимо, подобные соотношения с вулканиитами, объединяемыми нами в верхнюю часть палеоценовой толщи, позволяют говорить о некоторой условности ее расчленения.

Верхняя часть кузнецовской свиты может быть охарактеризована по нескольким разрезам. Так, для вулканического центра района бухты Неми (см. прил. I, инт. IX-XII) устанавливается следующая последовательность накопления вулканогенных отложений:

1. Псефитовые туфы, линзы псаммитового материала....	около 20
2. Псефитовые туфы с линзами агломератовых и псаммитовых туфов, включающих потоки шшонитов, тосканитов и латитов.....	более 30
3. Псефитовые туфы, линзы агломератов и тосканитов.....	20
Общая мощность.....	около 70

В районе Васильевой речки описанный выше разрез наращивается серией потоков базальтов и андезитобазальтов (см. прил. I, инт. XXXIV-XXXVII):

1-3. Потоки тосканитов, шшонитов и латитов, а также их кластолавы.....	35
4. Низкокалиевые ($K_2O=0,63\%$) базальты.....	7
5. Низкокалиевые ($K_2O=1,11\%$) андезитобазальты.....	6
6. Низкокалиевые ($K_2O=0,82\%$) базальты.....	4

7. Туфоконгломераты.....	около 10	
8. Базальты.....	6	
Общая мощность.....		около 68

Экструзивное тело трахиандезитов на мысе Коровина (см. прил. 2, инт. IX) также относится нами к низам верхней части разреза кузнецовской свиты.

Выходы предположительно раннепалеоценовых вулканитов, как уже отмечалось выше, обнаруживаются в районе мыса Гыджу (см. прил. 2, инт. XVII). Возможно эти отложения, включающие пропилитизированные литокристаллокластические псаммитовые туфы с линзообразными потоками базальтов и перекрывающий их поток меланократовых базальтов (мощность разреза 24 м), завершают разрез кузнецовской свиты, тогда суммарная мощность ее верхней пачки будет составлять около 150-200 м. Предположение о позднем излиянии меланократовых базальтов подтверждается наблюдением дайки такого состава, рвущей туфы средней части кузнецовской свиты, севернее устья Васильевой речки (см. прил. I, инт. XXXIV).

Таким образом, суммарная мощность разреза вулканитов кузнецовской свиты, охарактеризованная по частным разрезам от мыса Золотого до мыса Гыджу, южнее г. Советская Гавань, может быть оценена примерно в 300-400 м.

2.1.2. Петрографическая характеристика вулканитов

Породы комплекса в значительной степени изменены процессами региональной пропилитизации. В связи с этим в вулканитах наблюдается изменение основной массы и вкрапленников. Плаггиоклаз обычно замещается серицитом, эпидотом и нередко раскисляется. По темноватым минералам развиваются хлорит и актинолит.

Меланократовые базальты слагают потоки и дайки. Они содержат крупные таблитчатые вкрапленники плаггиоклаза (около 20 %) и субфенокристаллы хлоритизированного клинопироксена (5 %). Основная масса тонкокристаллическая и ее состав не диагностируется.

Базальты характеризуются высокими содержаниями фенокристаллов, по составу которых можно различать плаггиофировые (количество вкрапленников плаггиоклаза до 40 %), клинопироксен-плаггиофировые (суммарное количество фенокристаллов около 20 %),

оливин-клинопироксен-плагิโอфировые (содержащие обычно единичные кристаллы фемических минералов) и оливин-плагิโอфировые разности, последние преобладают. В них количество оливина достигает 5 %, а основная масса сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена и титаномagnetита. Размер вкрапленников плагиоклаза в базальтах нередко достигает 1 мм в поперечнике.

Андезитобазальты представлены афировыми, субафировыми и обильно порфировыми типами. В субафировых обнаруживаются единичные вкрапленники оливина и плагиоклаза. Встречены также плагิโอфировые (около 25 % вкрапленников), ортопироксен-клинопироксен-плагิโอфировые и клинопироксен-плагิโอфировые андезитобазальты. В последних появляются единичные фенокристаллы оливина величиной до 2 мм. Во всех разновидностях обнаруживаются вкрапленники титаномagnetита. Фенокристаллы плагиоклаза обычно представлены двумя генерациями, в индивидах второй генерации часто присутствуют вросстки клинопироксена. Величина ранних вкрапленников плагиоклаза нередко

Андезиты содержат 25-30 % вкрапленников. В низкокальцевых разностях наряду с плагиоклазом и титаномagnetитом обнаруживаются фенокристаллы клино- и ортопироксенов. В высококальцевых андезитах ортопироксена нет, а присутствует до 2 % оливина.

Шошониты имеют труднодиагностируемую основную массу и отличаются стабильностью набора фенокристаллов: плагиоклаз (от 10 до 35 %), клинопироксен (10-15 %) и титаномagnetит (до 3 %). Иногда в клинопироксене обнаруживаются структуры распада. Во вкрапленниках плагиоклаза обычно присутствует до 15 % вростков клинопироксена.

Тосканы преимущественно содержат вкрапленники клинопироксена (3 %), плагиоклаза (около 15 %) и титаномagnetита (1-3 %). Для небольшой части тел обнаруживается ассоциация фенокристаллов плагиоклаза (до 20 %), опациitized роговой обманки и титаномagnetита. Индивиды плагиоклаза достигают размера 2x4 мм. Иногда кристаллы клинопироксена обрастают каймой ортопироксена.

Латиты характеризуются значительными вариациями содержания фенокристаллов (от 7 до 50 %) и разнообразием их минеральных ассоциаций. Здесь встречаются клинопироксен-плагิโอфировые, двупироксен-плагิโอфировые (кристаллы ортопироксена единичны), амфибол-плагิโอфировые и амфибол-пироксен-плагิโอфировые латиты.

Вкрапленники роговой обманки всегда опацифицированы. Встречены были также афировые латиты.

Трахиандезиты обычно стекловатые. В основной массе диагностируются только микролиты плагиоклаза и магнетита. Фенокристаллы представлены плагиоклазом (7 %), опацифицированной роговой обманкой (4 %), клино- и ортопироксенами (3 %) и титано-магнетитом. Величина вкрапленников плагиоклаза составляет 4-5 мм, а амфибола - 5-7 мм.

Трахириолит содержит вкрапленники кварца, щелочного полевого шпата и биотита.

2.1.3. Петрохимия

Средние составы выделенных разновидностей пород кузнецовской свиты представлены в табл. I. Наиболее мафические члены серии (индекс I в табл. I) оказываются обеднены K_2O (0,12 %) и P_2O_5 (0,16 %). При этом они характеризуются высокими концентрациями Al_2O_3 и CaO , что позволяет предполагать их насыщенность кумулятивным плагиоклазом. Это также подчеркивается низким отношением K_2O к Na_2O и положением потоков меланократовых базальтов в разрезе, поскольку они замыкают формирование серии вулканитов кузнецовской свиты, т. е. изливаются из нижних горизонтов магматических камер, в которых могут накапливаться тугоплавкие субликвидусные фазы при частичной кристаллизации базальтовой магмы. В них рассчитывается 11% нормативного оливина при магнезиальности $M=53$ ат.% ($M=Mg^{2+} \cdot 100 / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$ при $Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Fe^{2+}) = 0,15$).

Базальты по содержанию Al_2O_3 могут быть уверенно отнесены к классу высокоглиноземистых. По калиевости в имеющейся выборке обнаруживается дискретность составов. Наиболее низкокалиевые (см. табл. I, IIa) базальты ($K_2O/Na_2O=0,19$) на диаграмме Д.Маккензи-Б.Чапеля (1972) попадают в поле толеитовых серий, а вторая группа (IIб) может аттестовываться как типично известково-щелочная ($K_2O/Na_2O=0,34$). Первые оказываются обогащенными MgO , их $M=55$. Возможно они содержат кумулятивный оливин, хотя, как и более высококалиевые базальты, они рассчитываются как кварцнормативные. Высокоглиноземистые базальты группы IIб менее магнезиальны, $M=49$. Низкокалиевые разновидности тяготеют к средней части разрезов кузнецовской свиты. Они встречены в вулканических структурах в районах бухты Неме и южнее пос. Гроссевичи. Более высококалиевые,

Таблица I

Средний состав (в мас.%) пород кузнецовской свиты в районе от мыса Солотого до мыса Гадду

Оксиды	I(2)	Pa(6)	Pb(4)	Ma(9)	Mo(3)	Mb(2)	IYa(6)	IYb(7)	IYв(8)	Ya(I)	Yb(8)	Yв(9)	VI(4)
SiO ₂	45,4I	<u>49.22</u>	<u>5I.I6</u>	<u>53.2I</u>	<u>55.18</u>	55,57	<u>58.86</u>	<u>59.33</u>	<u>58.94</u>	63,08	<u>64.96</u>	64,23	<u>68.38</u>
		I,IO	0,72	I,20	I,82		I,24	I,73	I,73		I,36		I,23
TiO ₂	0,90	<u>0.89</u>	<u>0.98</u>	<u>I.05</u>	<u>0.96</u>	0,87	<u>0.72</u>	<u>0.83</u>	<u>0.93</u>	0,45	<u>0.70</u>	0,66	<u>0.55</u>
		0,09	0,19	0,15	0,04		0,09	0,18	0,23		0,12		0,16
Al ₂ O ₃	18,65	<u>18.17</u>	<u>18.47</u>	<u>17.74</u>	<u>16.38</u>	16,38	<u>16.50</u>	<u>16.46</u>	<u>15.58</u>	17,82	<u>15.45</u>	14,24	<u>14.60</u>
		I,27	0,48	0,66	I,06		I,39	I,34	I,36		0,63		0,56
FeO	12,36	<u>9.96</u>	<u>10.30</u>	<u>9.94</u>	<u>8.65</u>	7,7I	<u>7.49</u>	<u>7.05</u>	<u>7.82</u>	5,34	<u>4.86</u>	4,85	<u>4.04</u>
		0,89	0,38	0,67	0,72		0,6I	I,07	0,53		0,68		0,74
MnO	0,22	<u>0.19</u>	<u>0.18</u>	<u>0.17</u>	<u>0.19</u>	0,14	<u>0.14</u>	<u>0.16</u>	<u>0.12</u>	0,16	<u>0.13</u>	0,11	<u>0.10</u>
		0,0I	0,0I	0,0I	0,04		0,04	0,03	0,02		0,03		0,03
MgO	6,59	<u>5.80</u>	<u>4.78</u>	<u>3.75</u>	<u>4.09</u>	3,4I	<u>2.26</u>	<u>2.43</u>	<u>2.57</u>	0,58	<u>1.20</u>	1,60	<u>0.97</u>
		0,46	0,3I	0,42	0,12		0,43	0,53	0,49		0,14		0,27
CaO	10,50	<u>9.58</u>	<u>9.43</u>	<u>7.54</u>	<u>6.38</u>	5,57	<u>5.70</u>	<u>5.27</u>	<u>5.50</u>	3,64	<u>2.70</u>	2,06	<u>2.34</u>
		I,07	0,82	I,00	0,40		I,1I	0,9I	0,85		0,58		0,3I
Na ₂ O	1,94	<u>2.23</u>	<u>2.46</u>	<u>3.15</u>	<u>2.84</u>	2,68	<u>3.50</u>	<u>3.28</u>	<u>2.93</u>	4,74	<u>3.90</u>	4,74	<u>3.7I</u>
		0,22	0,2I	0,22	0,77		0,94	0,58	0,35		0,30		0,18
K ₂ O	0,12	<u>0.43</u>	<u>0.84</u>	<u>0.93</u>	<u>2.10</u>	2,77	<u>2.18</u>	<u>2.56</u>	<u>3.04</u>	2,70	<u>3.16</u>	4,00	<u>3.04</u>
		0,13	0,02	0,2I	0,09		0,09	0,06	0,08		0,15		0,22
П.п.п.	2,93	<u>3.33</u>	<u>I.2I</u>	<u>2.55</u>	<u>3.0I</u>	4,39	<u>2.53</u>	<u>2.57</u>	<u>2.67</u>	1,63	<u>2.65</u>	2,74	<u>2.46</u>
		I,07	I,04	0,78	0,30		I,06	0,98	0,76		0,50		0,72
P ₂ O ₅	0,16	<u>0.20</u>	<u>0.26</u>	<u>0.20</u>	<u>0.23</u>	0,22	<u>0.28</u>	<u>0.3I</u>	<u>0.23</u>	0,30	<u>0.22</u>	0,25	<u>0.16</u>
		0,07	0,03	0,04	0,03		0,18	0,13	0,11		0,05		0,09

Примечание: I - меланократовый базальт; Pa - высокоглиноземистый базальт островодужной толеитовой петрохимической серии; Pb - то же, низкокалийный, известково-щелочной серии; Ma - низко- и Mo - высококалийный андезитобазальт; Mb - тошонит; IYa - умеренно- и IYb - высококалийные андезиты; IYв - латит; Ya - высококалийный андезит; Yb - тосканит; Yв - высокомагнезиальный тосканит; VI - трахириолит. Здесь и далее: над чертой - среднее, под чертой - среднеквадратичное отклонение, цифры в скобках - количество анализов.

типично известково-щелочные, базальты обнажаются в разрезе севернее устья руч.Эз. Севернее, вблизи мыса Крестовоздвиженского, устанавливается, что они перекрывают пачку вулканитов, содержащую низкокальциевые базальты, состав которых проецируется в поле толеитовых серий на диаграмме с координатами K_2O-SiO_2 .

Андезитобазальты также дискретны по уровню калиевого. В одной группе (см. табл. I, IIIa) $K_2O/Na_2O=0,30$, а во второй - 0,74. Они попадают в поле составов пород известково-щелочных серий. Низкокальциевые андезитобазальты оказываются статистически обогащены Al_2O_3 , CaO и Na_2O , поэтому можно ожидать, что они содержат кумулятивный плагиоклаз, при этом $M=44$. Эти андезитобазальты достаточно равномерно распределены по разрезу кузнецовской свиты. Высококальциевые андезитобазальты имеют $M=49-50$ и характерны для верхней части свиты.

Андезиты представлены умеренно- (см. табл. I, IVa) и высококальциевыми (IVб) типами с $K_2O/Na_2O=0,62$ и 0,78 соответственно. Последние статистически обогащены Ti, K и P. и имеют более высокие $M=42$ в сравнении с умеренномагнезиальными андезитами ($M=39$).

Более отчетливо проявлена дискретность составов дацитов. Здесь к известково-щелочным дацитам (см. табл. I, Va), $K_2O/Na_2O=0,57$, относятся только образцы, проанализированные из субвулканического тела мыса Коровина. Остальные попадают в поле составов шононитовой петрохимической серии, от которых дацит отличается более низким содержанием Ti, K, Mg и высоким уровнем глинозема ($17,8\%$).

Шононитовая серия в составе кузнецовской свиты представлена шононитами ($K_2O/Na_2O=1,03$), латитами (1,04), тосканитами (0,81), трахидацитами и трахириолитами (0,81). Шонониты (см. табл. I, IIIв) имеют $M=48$. В сравнении с известково-щелочными андезитобазальтами они обеднены Al_2O_3 , что впрочем характерно для всех пород шононитовой серии. Также шонониты истощены Fe, Mg, Ca, и Na. В группе тосканитов один из составов оказывается обогащен MgO (1,06 %) при суммарном содержании щелочей 8,7 %. Это тело расположено в 1 км южнее устья р.Кармай.

2.1.4. Зоны вторичных кварцитов

В пределах рассматриваемого региона наиболее интенсивно измененные участки выходов вулканитов кузнецовской свиты устанавли-

ваются на мысах Аварийном и Тылений Камень.

Зона вторичных изменений на мысе Аварийном приурочена к вертикальному разлому северо-западного простирания, аз. 320. Мощность этой зоны составляет около 300 м (см. прил. I, инт. XXXII). Здесь серия экструзивных тел кузнецовской свиты переработана на протяжении порядка 300 м. Причем обнаруживаются элементы зонального строения зоны. Периферийные ее части характеризуются проявлением пропилитизаций с развитием наложенной карбонат-пеннин-клинохлор-пиритовой ассоциации. Далее их сменяют кварц-каолиновые вторичные кварциты, затем - кварц-каолинит-серицитовые (гидро-сладистые) и кварц-каолинит-турмалиновые вторичные кварциты. Во всех этих разновидностях развивается тонкая вкрапленность пирита.

В пропилитах первыми подвергаются разложению вкрапленники фемических минералов, которые замещаются сначала хлоритом (клинохлором), а затем карбонатами. В наиболее интенсивно пропилитизированных участках по основной массе и реже по вкрапленникам плагиоклаза развиваются пеннин, серицит, карбонаты, тонкозернистый агрегат кварца и пирит. Последний наблюдается в виде относительно крупных, до 0,5 мм, идиоморфных зерен.

Каолиновые вторичные кварциты составляют около половины всех измененных пород мыса Аварийного, слагая внутреннюю по отношению к пропилитизированным участкам и наиболее мощную зону (около 50-100 м). Они представлены псевдопорфировыми породами, в которых крупные (до 2-3 мм) обособления неправильной формы и псевдоморфозы по вкрапленникам исходных пород выполнены мелкокристаллическими агрегатами каолинита, а также редкими чешуйчатыми и червеобразными кристалликами каолинита размером до 0,08 мм. Рентгено-структурным анализом в породе устанавливается присутствие диккита. Основная масса пород сложена кварц-каолинитовым агрегатом, пронизанным тонкими прожилками мелкокристаллического кварца. Пирит в каолиновых вторичных кварцитах составляет 3-20 % от объема породы и наблюдается в виде двух генераций: ранней - крупные (до 1 мм), изометричные и часто ограниченные кристаллы и более поздней - мелкие (до 0,1 мм), неправильной формы выделения. По данным атомно-адсорбционного и спектрального количественного анализов в этих породах содержится до 8,7 г/т серебра и до 2,06 г/т золота.

Турмалин-каолинитовые вторичные кварциты отличаются присутствием обособлений черного турмалина, пятнистого и гломеропорфирового облика. В остальном эти кварциты похожи на вышеописанные.

Каолинит-серицитовые (гидрослюдистые) вторичные кварциты обнаруживаются в центральной части зоны измененных пород мыса Аварийного, причем между описанными зонами наблюдаются постепенные переходы. Рассматриваемые породы также характеризуются наличием реликтовой порфировой структуры. Псевдоморфозы по вкрапленникам выполнены каолинит-серицитовым тонкозернистым агрегатом, а основная масса сложена мелкозернистым кварцем и гидрослюдой. Пирит образует мелкие, неправильной формы зерна размером до 0,3 мм. Атомно-адсорбционным анализом в породе устанавливаются повышенные содержания серебра – 3,6 г/т, а золота – сотые доли г/т.

Кроме того, в районе зоны вторичных кварцитов мыса Аварийного встречены тонкие (0,2–0,3 мм) жилы фосфоровидного белого кварца, содержащие вкрапленность пирита. В них около 5 объем. % приходится на каолинит, серицит и пирит.

Особенностью состава каолинитовых кварцитов мыса Аварийного является их рафинированность MnO , MgO , CaO и щелочами, а в каолинит-серицит-гидрослюдистых разновидностях фиксируется обогащенность $K_2O=3,0-3,5$ мас. %.

Участок интенсивных изменений мыса Тюлений Камень находится в 10 км южнее мыса Песчаного. Эта зона приурочена к долгоживущему широтному нарушению, по-видимому, сопряженному с Семджинско-Туминской поперечной тектонической зоной. Измененные породы, обнаруживаемые здесь на протяжении 4 км, развиваются по вулканитам кузнецовской свиты. Они прорываются дайками андезитов и базальтов кузнецовской и кизинской свит, а также дайкой гранодиоритов мощностью около 100 м прибрежного комплекса.

Устанавливается зональный характер вторичных изменений. Здесь с юга на север прожилиты сменяются каолинизованными, гидрослюдистыми и затем монокварцевыми вторичными кварцитами.

Каолиновые вторичные кварциты характеризуются развитием тонкой вкрапленности пирита. В основном они сложены порфиробластическими обособлениями и апофенокристовыми псевдоморфозами мелкокристаллического каолинита, расположенными среди тонкозернистого кварцевого агрегата.

Гидрослюдистые вторичные кварциты представлены мелкозернистым агрегатом кварца, гидрослюды и пирита. В небольших количествах присутствуют каолинит, карбонаты, реликтовый хлорит.

Монокварцевые вторичные кварциты состоят из мелкогранобластного агрегата кварца с примесью каолинита и гидросерицита.

2.2. Прибрежный комплекс

Пространственная локализация тел прибрежного комплекса совпадает в основном с положением вулканических палеоструктур кузнецовской свиты. Изученные взаимоотношения между ними позволяют аттестовать

Есин и др., 1990; Крылов, Есин, 1991/.

2.2.1. Геологическая характеристика плутонов

Наиболее крупный массив прибрежного комплекса, в пределах рассматриваемого участка побережья Татарского пролива, расположен на мысах Золотом и Туманном (см. прил. I, инт. I-III). Он сложен в основном гранодиоритами. Южнее мыса Туманного обнаруживается зона протяженностью 200-250 м, в которой гранодиориты насыщены крупными (до 3 м в поперечнике) ксенолитами мелко-среднезернистых кварцосодержащих диоритов. Эта зона находится в непосредственной близости от рвущего контакта гранодиоритовой фазы с более молодыми биотитовыми лейкогранитами.

Кварцевые диориты, встреченные в виде ксенолитов в гранодиоритах, имеют гипидиоморфно-зернистую, часто пойкилитовую и порфиroidную структуры. Наиболее крупные выделения плагиоклаза (до 3х1 мм) содержат включения титаномагнетита. Темноцветные минералы обычно хлоритизированы, их доля составляет около 40%, преобладает роговая обманка, но встречается также ассоциация с биотитом и клинопироксеном. Мелкие лейсты плагиоклаза второй генерации заключены в пойкилокристаллы кварца и щелочного полевого шпата. Титаномагнетит (2%) образует крупные, до 0,7 мм, скелетные кристаллы. В качестве акцессорного минерала обнаруживается апатит.

В составе гранодиоритов названной минеральной ассоциации присутствует ортопироксен. По темноцветным минералам интенсивно развиваются хлорит и актинолит. Плагиоклаз образует крупные полисинтетически sdвойникованные или зональные кристаллы. В последних нередко обнаруживаются неравновесные ядра. В виде вростков в плагиоклазе встречены циркон, клинопироксен и титаномагнетит, а в пироксенах есть включения титаномагнетита и плагиоклаза. Титаномагнетит (до 3%) представлен идиоморфными кристаллами от 0,3 до 1 мм. Кварц располагается в интерстициях и нередко с щелочным поле-

вым шпатом формирует микропегматитовые агрегаты. В гранодиоритах массива обнаруживается до 3% сфена.

В гранитах амфибол обычно отсутствует, а в биотитах фиксируется наличие вростков титаномagnetита. Лейкограниты отличаются аллотриоморфно-зернистой, мелко-среднезернистой структурой, сложенной в основном кварц-щелочно-полевошпатовым агрегатом. В них обнаруживается небольшое количество биотита.

Интрузивные породы массива прорываются жилами гранит-аплитов, сложенных кварцем, калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом (5-7%), биотитом, титаномagnetитом и сфеном.

Контакты с вмещающими вулканогенными толщами горячие. В южной части гранодиориты прорывают мезозойские вулканиды. Здесь отчетливо проявляется эндоконтактная зона закалки. В северной части туфы кузнецовской свиты подвергаются ороговикованию и пронизываются жильными инъекциями кислого материала. Возраст массива определен K-Ar-методом в ОИГТМ (А.Травин) по монофракциям биотита из пород разных фаз внедрения, он составил 68-48,3 млн лет.

Севернее расположен Буинский массив (см. прил. I, инт. XI). Хотя на побережье он представлен двумя небольшими выходами в северной и южной частях одноименной бухты, в материковой части побережья устанавливаются довольно крупные его размеры. Так, его фрагменты картируются на склоне в левом борту р.Сонье, на протяжении до 1,5 км от ее устья. Таким образом массив имеет размер не менее 2 км в поперечнике. Непосредственно на побережье выходят только диориты, прорванные жилами гранит-аплитов. Наиболее интенсивно изменена вторичными процессами северная часть массива, где развиваются пиритинозные вторичные кварциты. Массив представляет собой эродированный останец, перекрытый конгломератами, содержащими гальку пиритизированных гранодиоритов, и базальтовыми потоками соньинской свиты кизинской серии.

Кварцевые диориты, обнажающиеся на побережье, представлены биотит (3-10%)-двопироксеновыми (25%) разновидностями. Плагиоклаз (40-60%) образует шестоватые, часто зональные индивиды до 1,3 мм. содержащие в ядрах включения клинопироксена.

Небольшое тело биотит-двопироксеновых гранодиоритов выходит севернее р. Быстрая (см. прил. I, инт. XXVII.). С ним сопряжена зона аповулканитовых вторичных кварцитов.

Массив горы Джари находится в пределах пос. Гроссевичи. Это небольшое штокообразное тело, прорывающее вулканиты, предварительное определение возраста которых равно 56,8 млн лет. Массив однофазный. Он сложен гранитами, содержащими биотит (3-7%), полиситетически сдвойникованный плагиоклаз (3-15%), щелочной полевой шпат, кварц, титаномagnetит, циркон и апатит. Граниты и вмещающие породы прорываются жилами аплитов, содержащих 10-15% плагиоклаза. Контакты ярко выраженные, рвущие. Возрастное положение гранитов остается невыясненным.

Севернее, на мысе Пуна, расположен одноименный крупный массив диоритов. Это останец, перекрытый с севера вулканитами кизинской серии. Плагиоклаз в диоритах представлен крупными, до 5-7 мм, зональными индивидами с включениями титаномagnetита, биотита и пироксена. В его интерстициях располагаются: щелочной полевой шпат, кварц, клинопироксен, биотит, magnetит, циркон и апатит.

К северо-западу, в материковой части побережья в бассейне Мишуниного ключа, находится массив площадью около 20 км². В его составе выделяется гамма пород от габбро-диоритов до гранитов при преобладании кварцевых диоритов и пироксеновых гранодиоритов. Мелкозернистые гранодиориты апикальной части массива прорывают ороговикованные и пропилизитизированные вулканиты кузнецовской свиты. Граниты присутствуют в подчиненных количествах. Они сложены зональным плагиоклазом, погруженным в пойкилокристаллы кварца и щелочного полевого шпата. Темноцветные минералы представлены актинолизитизированным клинопироксеном (до 5%), апороговообманковыми псевдоморфозами (10-15%) и титаномagnetитом. Мощность эндоконтактной зоны составляет около 100-200 м, а мощность ороговикованной экзоконтактной зоны достигает 500 м. Контакты массива пологие.

Наконец, южнее мыса Гыджу выходит серия отдельных останцов, сложенных кварцевыми диоритами и пироксен-роговообманковыми гранодиоритами, перекрытыми вулканитами кизинской серии. Среди этих выходов обнаруживаются участки развития вторичных кварцитов с интенсивной пропилизитизацией. На интервале XVIII (см. прил. 2) встречена дайка гранитов, рвущая псаммитовые туфы, возрастное положение которых уверенно не определяется и предполагается, что они относятся к верхней части кузнецовской свиты.

2.2.2. Петрохимия

Средние составы пород комплекса представлены в табл. 2. Их магнезиальность варьирует от 48 до 25. В диоритах рассчитывается 0,1 % нормативного корунда, а в остальных породах – менее 0,9 %.

Диориты (см. табл. 2, I) оказываются низкокалиевыми ($K_2O=0,84\%$) и близкими по составу с низкокалиевыми андезитобазальтами кузнецовской свиты, рассмотренными выше. Возможно, диориты, имеющие $K_2O/Na_2O=0,27$, обогащены кумулятивным плагиоклазом. Кварцевые диориты (II) сходны по составу с умереннокалиевыми андезитами палеоцена и характеризуются отношением $K_2O/Na_2O=0,62$.

В группе гранодиоритов дискретны три типа составов. Наиболее низкокалиевые из них (см. табл. 2, IIIa), $K_2O=2,50\%$ при $K_2O/Na_2O=0,67$, несколько обогащены P_2O_5 . Они встречаются в районе Мишуниного ключа и южнее мыса Гыджу. Второй тип (IIIб) имеет $K_2O/Na_2O=0,91$. Эти составы попадают в поле шшонитовых серий и представлены в массивах Золотой, Пуна и в выходах севернее устья р. Быстрая. Еще более высококалиевыми ($K_2O/Na_2O=1,19$) оказываются гранодиориты (IIIв), обнаруженные в составе массива Золотой. Выявляемая дискретность хорошо коррелируется с особенностями состава вулканитов, слагающих кузнецовскую свиту.

Граниты (см. табл. 2, IV) проанализированы в массиве Золотой и выходах в районе устья р. Быстрая. Они имеют $K_2O/Na_2O=1,01$ и, по-видимому, представляют собой дифференциаты единой серии вместе с гранодиоритами типа IIIб. Наконец, лейкограниты (V), слагающие массив горы Джари и отдельные тела в составе массива Золотой, характеризуются высокими значениями K-Na-отношения (1,75) и трассируют тренд наиболее высококалиевых, шшонитовой серии, вулканитов кузнецовской свиты.

Используя минералогические и петрохимические критерии, гранитоиды прибрежного комплекса можно аттестовать как I-тип и как относящиеся к магнетитовой ассоциации /Inshihaga, 1981/. Индикаторное отношение $Al/(Ca+Na+K)$ /White, Chappell, 1983/ варьирует от 1,2 до 0,9%, т. е. составы попадают частично в поле неопределенности, а более 60% анализов, содержащих $SiO_2>65\%$ попадают в поле I-гранитов. В координатах $CaO-Na_2O-K_2O$ фигуративные точки составов пород прибрежного комплекса локализуются вдоль известково-щелочного тренда, который отличается от трондъемитового

преобладанием относительного накопления K_2O , а не Na_2O в поздних дифференциатах /Baker, Arth, 1976/.

Таблица 2

Средний состав (мас.%) пород прибрежного комплекса
в районе от мыса Золотого до мыса Гыджу

Оксиды	I(6)	II(15)	IIIa(12)	IIIб(12)	IIIв(4)	IV(5)	V(7)
SiO_2	<u>55,2I</u> 0,59	<u>60,47</u> 1,50	<u>65,48</u> 1,63	<u>65,0I</u> 0,97	<u>66,8I</u> 1,09	<u>70,34</u> 1,5I	<u>74,95</u> 1,47
TiO_2	<u>0,85</u> 0,08	<u>0,78</u> 0,13	<u>0,59</u> 0,18	<u>0,66</u> 0,11	<u>0,52</u> 0,03	<u>0,4I</u> 0,09	<u>0,25</u> 0,09
Al_2O_3	<u>18,1I</u> 0,83	<u>16,6I</u> 1,10	<u>15,43</u> 0,66	<u>15,37</u> 0,43	<u>14,77</u> 0,50	<u>14,66</u> 1,19	<u>12,60</u> 0,50
FeO	<u>8,45</u> 0,93	<u>6,15</u> 0,72	<u>5,00</u> 0,44	<u>4,85</u> 0,80	<u>4,52</u> 0,76	<u>3,09</u> 0,48	<u>1,79</u> 0,43
MnO	<u>0,19</u> 0,04	<u>0,15</u> 0,05	<u>0,13</u> 0,03	<u>0,15</u> 0,04	<u>0,07</u> 0,02	<u>0,06</u> 0,04	<u>0,07</u> 0,04
MgO	<u>3,73</u> 0,47	<u>2,58</u> 0,58	<u>1,64</u> 0,36	<u>2,12</u> 0,27	<u>1,72</u> 0,27	<u>1,00</u> 0,31	<u>0,29</u> 0,08
CaO	<u>6,82</u> 0,57	<u>4,99</u> 0,90	<u>3,60</u> 0,51	<u>3,78</u> 0,38	<u>3,06</u> 0,30	<u>2,33</u> 0,79	<u>0,65</u> 0,19
Na_2O	<u>3,16</u> 0,62	<u>3,66</u> 0,56	<u>3,72</u> 0,93	<u>3,60</u> 0,40	<u>3,37</u> 0,51	<u>3,56</u> 0,25	<u>3,13</u> 0,22
K_2O	<u>0,84</u> 0,20	<u>2,26</u> 0,35	<u>2,50</u> 0,13	<u>3,28</u> 0,19	<u>4,00</u> 0,03	<u>3,60</u> 1,15	<u>5,48</u> 0,40
П.п.п.	<u>1,90</u> 0,54	<u>2,04</u> 0,78	<u>1,49</u> 0,80	<u>0,83</u> 0,56	<u>1,2I</u> 0,6I	<u>1,05</u> 0,59	<u>0,42</u> 0,33
P_2O_5	<u>0,2I</u> 0,04	<u>0,22</u> 0,07	<u>0,17</u> 0,08	<u>0,15</u> 0,02	<u>0,13</u> 0,04	<u>0,09</u> 0,03	<u>0,02</u> 0,01

Примечание: I - диориты; II - кварцевые диориты; IIIa - низко-, IIIб - средне-, IIIв - высококальциевые гранодиориты; IV - граниты; V - лейкограниты.

Для пород данного комплекса характерно формирование непрерывных петрохимических трендов вариаций составов. Это позволяет

предполагать, что основным процессом, контролирующим эволюцию прибрежного комплекса, является кристаллизационная дифференциация и прежде всего фракционирование оливина, плагиоклаза и титаномагнетита /Крылов, Есин, 1991/. Наиболее активно проявляется отделение кумулятивного плагиоклаза при достижении системой уровня концентрации MgO около 3 мас.%, что сопровождается скачкообразным изменением наклона тренда концентрации CaO и с некоторым запаздыванием Al_2O_3 . Одновременная ранняя кристаллизация титаномагнетита вследствие повышенных значений фугитивности кислорода определяет снижение содержаний FeO и TiO_2 . Этими особенностями также обеспечивается устойчивость уровня концентрации Na_2O . Причины появления внутри прибрежного комплекса ассоциаций, различающихся по К-На-отношению, требуют специального рассмотрения, поэтому они здесь не обсуждаются.

2.2.3. Вторичные кварциты

Гидротермальные изменения обнаружены в северной эндоконтактовой части Буинского массива. Здесь на площади протяженностью около 300 м по мелкозернистым диоритам, включающим участки крупнозернистых порфировидных гранодиоритов неправильной формы, развита тонкая вкрапленность пирита. Породы также пронизаны штокверком и отдельными жилообразными телами вторичных кварцитов мощностью от 30 см до нескольких метров. Характерно, что эти тела ориентированы параллельно дайкам, рвущим массив. Иногда встречаются жилы обохренного кварца мощностью 10–15 см, а также тонкие (1–2 см) прожилки белого кварца, содержащего пирит.

В пропилитизированных породах массива темноватые минералы замещаются хлоритом и эпидотом, а плагиоклаз подвергается соспиритизации. Калиевые полевые шпаты пелитизированы и замещаются адуляром, серицитом и мелкочешуйчатым мусковитом. Хлорит представлен пемнином.

Степень пропилитизации сильно меняется по разрезу эндоконтактовой зоны Буинского массива. В более интенсивно измененных породах хлорит и эпидот замещаются мусковитом, а остальные минералы – ассоциацией – серицит+мусковит+кварц. Серицитизация сменяется окварцеванием. При этом в породе появляются порфиробласты кварца, содержащие включения серицитового агрегата.

Рудная минерализация вторичных кварцитов и пропилитов представлена пиритом и халькопиритом. Пирит образует густую мелкую вкрапленность (0,05–0,5 мм) и выполняет мелкие трещинки. Его количество обычно составляет 1–2%, а во вторичных кварцитах может достигать 10%. Халькопирит встречается в подчиненных количествах.

В измененных породах Буинского массива определены концентрации золота и серебра, соответственно 0,7 и 5 г/т (определения выполнены атомно-адсорбционным методом в 0 ральным анализом здесь устанавливаются повышенные концентрации свинца, цинка, висмута, серебра, молибдена и мышьяка. В сульфидной фракции измененных пород определяется 1–4 г/т золота и 10–15 г/т серебра. По данным фазового анализа золото входит в основном в кристаллическую решетку сульфидов или находится в самородной форме. Теллуридная форма нахождения золота не обнаружена.

В пределах массива Мешуниин ключ обнаруживается зона вторичных изменений площадью около 1 км². Здесь вторичные кварциты и пропилиты приурочены к эндо- и экзоконтактовой частям плутона. Зоны интенсивных изменений преимущественно приурочены к дизъюнктивным нарушениям север-северо-восточного простирания. Потоки кизинской серии перекрывают экзоконтактовые вулканы, которые в свою очередь не подвергаются никаким изменениям.

В поле вторичных кварцитов и пропилитов Мешуниинского ключа устанавливаются горизонтальная и вертикальная зональности. Первая связана с последовательной сменой в экзоконтакте хлоритовых пропилитов хлорит-эпидот-пиритовыми пропилитами, каолинитовыми, каолинит-серицит-пиритовыми и, наконец, каолинит-диаспор-пиритовыми вторичными кварцитами. В эндоконтактовой части массива проявляется более сложный характер зональности: хлоритовые --> хлорит-эпидот-пиритовые --> хлорит-эпидот-альбит-адуляр-пиритовые пропилиты --> серицит-гидрослюдасто-пиритовые --> серицит-пиритовые --> серицит-диаспор-пиритовые --> диаспор-пиритовые --> кварц-пиритовые штокверковые вторичные кварциты. Вертикальная зональность, связанная с переходом пропилитов и вторичных кварцитов от экзоконтакта к эндоконтакту интрузии, в общих чертах заключается в следующем: в пропилитах эндоконтактовой части интрузии добавляется ассоциация альбита и адуляра, а во вторичных кварцитах с глубиной исчезает каолин и добавляются серицитовые, диаспоровые и штокверковые кварц-пиритовые вторичные кварциты.

Хлоритовые пропилиты распространены в периферийной части зоны измененных пород. Для них характерно изменение фемических минералов хлоритов делессит-диабантитовой группы.

В хлорит-эпидот-пиритовых пропилитах темноцветы замещаются эпидотом и хлоритом, причем в отдельных образцах из экзоконтактовой части массива обнаруживаются карбонаты. Пирит замещает магнетит. Хлорит представлен пеннином и прохлоритом. В эндоконтактовых пропилитах появляются гомоосевые псевдоморфозы альбита и олигоклаза по плагиоклазу. Калишпат замещается адуляром.

Вторичные кварциты, развивающиеся по вулканитам кузнецовской свиты, характеризуются присутствием в них каолинита, составляющего от 10 до 50% объема породы. В более интенсивно измененных зонах появляется серицит (до 30%) и затем в небольших количествах – диаспор. Серицит, каолинит и диаспор чаще всего образуют псевдоморфозы по плагиоклазу. Пирит в каолиновых вторичных кварцитах наблюдается в ассоциации с серицитом и диаспором, составляя 1–5% объема породы. В этих кварцитах определяется содержание серебра (1,0–1,8 г/т) и золота (0,01–0,02 г/т).

Серицит-пиритовые вторичные кварциты, слагающие мощную зону (до 200 м) в эндоконтактовой части массива, представлены серицит-гидрослюдисто-пиритовыми и серицит-диаспор-пиритовыми разновидностями. Пирит составляет 3–10% объема породы, также присутствуют халькопирит и его сростки с пиритом, в которых встречаются реликты магнетита. В пиритах определены концентрации серебра – 5,2 г/т и золота – 0,055 г/т.

Диаспор-пиритовые вторичные кварциты развиваются в эндоконтактовой части Мисунинского массива. Диаспор встречен в виде обособленных мелкокристаллических скоплений размером от 3 до 10 мм среди мелкозернистого агрегата кварца. Зерна пирита в основном приурочены к участкам, выполненным кварцем. Зерна халькопирита – неправильной формы и размером до 2 мм. В пиритах определено содержание серебра – 11–22 г/т и золота – 0,024–0,033 г/т, концентрация меди не превышает 0,1%.

В центральной части зоны интенсивных изменений в эндоконтактовой части массива обнаружено большое количество кварцевых штоков-верховых жил, сложенных мелко-среднезернистым кварцевым агрегатом с обильной вкрапленностью пирита. В качестве акцессорных минералов присутствуют халькопирит, галенит и сфалерит.

Глава 3

СРЕДНЕПАЛЕОГЕН-РАННЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Состояние изученности позднеэоцен-раннемиоценового этапа развития Восточного Сихотэ-Алия позволяет аттестовать его как пульсационный, следующий после сравнительно небольшого промежутка времени вслед за формированием вулканоплутонической ассоциации раннего палеогена, а также связанных с ней процессов пропилитизации, сопровождающихся появлением зон вторичных кварцитов. Вулканизм этого этапа непосредственно предшествовал задуговому спредингу в Япономорском бассейне. Для него характерны крупные долгоживущие вулканические аппараты, что иллюстрирует устойчивость пространственного положения зон магмогенерации и систем дренирования выплавов сквозь достаточно мощную кору в регионе. Этот этап вулканизма почти без перерыва сменился новым, резко отличным типом – толеитовым. Центры излияния последних располагались уже вдоль западной границы вулканогена, следствием чего явилось закрытие палеогеновых магматических дренажных систем в осевой части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Не случись этого, известково-щелочной характер вулканизма, возможно, сохранялся бы и более продолжительное время. По-видимому, рассматриваемая ситуация иллюстрирует случай менее глубинного положения зон магмогенерации известково-щелочных магм в сравнении с толеитовыми, как это обычно бывает.

3.1. Характеристика разрезов

В пределах рассматриваемой части побережья Татарского пролива картируются вулканические структуры, развивающиеся в течение позднего эоцена-раннего миоцена. На юге, в районе бухт Сонье, Буй, Демби и Амахэ (см. прил. I, инт. XIII-XXV), расположен крупный

вулкан - Буинский. Максимальную активность он проявлял в позднем эоцене, что привело к формированию мощной серии потоков базальтоидов соньинской толщи. Затем, в раннем миоцене, возобновился вулканизм, но он носил уже совершенно иной характер. В это время изливались вязкие мощные потоки андезитов и дацитов.

Небольшой фрагмент Луговской вулканической структуры, центральная часть которой, видимо, расположена в материковой части Восточного Сихотэ-Алиня, картируется в районе устья р. Луговая. Здесь изливались андезитобазальты, относимые нами к буинской толще кизинской серии (см. прил. I, инт. XXIII-XXV). Севернее обнаруживается крупный вулканический центр - структура Кармай (см. прил. I, инт. XXVII-XXXII), который проявлял активность в олигоцене и раннем миоцене, и синхронные с ним три вулканические структуры: Мишунинская, Аджиминская и Успенъинская (см. прил. I, район Мишуниного ключа, инт. XXXVIII-XXXIX и XXXV-XXXVI). Плохая сохранность этих структур, возможно, связана с тем, что их центры эродированы морем.

В противоположность этому прекрасно сохранившаяся Кошпинская вулканическая структура (см. прил. 2, инт. II- III) была дешифрована А.А.Прусевичем и закартирована И.А.Крыловым. Время ее формирования охватывает весь этап позднеэоцен-раннемиоценового вулканизма, причем поздний этап, представленный вулканиками буинской и дембинской толщ, проявлен наиболее ярко.

Наконец, последняя гигантская Гыджуйская вулканическая постройка, центр которой, по-видимому, уже уничтожен морской эрозией, располагается в северной части рассматриваемого участка побережья Татарского пролива (см. прил. 2, инт. IX-XIX). Примечательной особенностью этой структуры является то, что она была активна главным образом в олигоцене. Именно здесь нами впервые были обнаружены дайки абсарокитов и шшонитов, относящиеся к уйской толще кизинской серии и завершающие этап кайнозойского известково-щелочного вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня.

3.1.1. Соньинская толща

Вулканиты, относимые к соньинской толще, достаточно просто идентифицируются в разрезах, поскольку не содержат в своем составе туфов, а также пород кислого и среднего состава. Это достаточ-

но свежие высокоглиноземистые базальты и андезитобазальты, слагающие обычно маломощные потоки, залегающие среди кластолав или лавокластитов аналогичного состава. Часто породы толщи подвергаются цеолитизации.

В пределах изученного района вулканиды толщи обнаруживаются в составе Гыджуйской, Копшинской и Буинской вулканических структур. В первых двух они представлены небольшими выходами, сложенными лавокластитами и потоками базальтов (см. прил. 2, инт. II-III и инт. XV). В составе Буинской структуры в прибрежных обнажениях эти вулканиды встречены на протяжении почти 10 км. Этот разрез можно аттестовать как лектостратотип соньинской толщи кизинской серии. В то же время корреляция данного разреза с описанными ранее /Есин и др., 1990/ позволяет утверждать, что в структуре Буинского вулканического центра отсутствует пачка С1, которая представлена в разрезах севернее г. Советская Гавань серией чередующихся потоков базальтов и андезитобазальтов. Вместе с тем, в Буинской структуре отчетливо выделяется пачка С3, что позволяет дополнить представления о составе и строении соньинской толщи.

Разрез пачки С2 в рассматриваемой структуре представлен потоками базальтов, их кластолавами и лавокластитами, которые подстилаются туффидами и конгломератами. Пачка вскрыта на интервалах XIII, XVI-XVIII (см. прил. I):

	Мощность, м
1. Туффи́ты, пере́мьтые туфо́генные образования, возникшие за счет переотложения пород кузнецовской свиты.....	6
2. Конгломераты, сложенные в основном хорошо окатанными обломками вулканогенных пород.....	около 7
3. Кластолавы базальтов.....	до 20
4. Серия маломощных потоков низкокалиевых ($K_2O=0,9-1\%$) базальтов, иногда перемежающихся с лавокластитами.....	40
5. Кластолавы с линзами базальтов.....	12
6. Высококалиевые ($K_2O=1,4-1,6\%$) базальты и их лаво- кластиты.....	62
Общая мощность.....около 147	

Вулканиды пачки С2 перекрыты алевролитом-песчаниками, входящими в состав пачки С3 (см. прил. I, инт. XIII-XVIII), сводный разрез которой имеет следующий вид:

1. Алевролиты-песчаники тонкослоистые.....	10
2. Потоки преимущественно высококалийных базальтов и андезитобазальтов, переслаивающихся с лавокластитам.....	около 65
3. Песчаники.....	8
4. Серия потоков высококалийных ($1,6-2,0\% K_2O$) и высокофосфористых (более $0,5\% P_2O_5$) базальтов, переслаивающихся с лавокластитам и кластолавам.....	около 65
5. Потоки низкокалийных ($1,1-1,3\% K_2O$) высокофосфористых базальтов и их кластолавы.....	около 50
6. Кластолавы и линзы низкокалийных высокофосфористых базальтов.....	45
7. Низкокалийные высокофосфористые базальты, переслаивающиеся с лавокластитам.....	30
Общая мощность.....	около 273

Таким образом, суммарная мощность соньинской толщи в рассматриваемом районе составляет около 300 м. Севернее г. Советская Гавань мощность вулканических пачек С2 (112 м) сопоставима с полученной оценкой для Буинской вулканической структуры. С учетом мощности пачки С1 (125 м) полная мощность вулканогенной соньинской толщи определяется в 400-450 м.

3.1.2. Буинская толща

В строении толщи участвуют высокоглиноземистые и магнезиальные базальты, андезитобазальты, андезиты, их туфы и туффиты. В разрезах южнее г. Советская Гавань в вулканических центрах присутствуют вулканиды, которые относятся к пачкам Б3, Б4 и Б5. Остальные пачки были охарактеризованы нами ранее [Есин и др., 1990].

Вулканиды пачки Б3 слагают фрагмент Луговской вулканической структуры (см. прил. I, инт. XXIII-XXV). Здесь наблюдается следующий разрез:

1. Псефитовые туфы.....	около 20
2. Кластолавы, включающие в себя линзообразные потоки высококалийных ($1,8-1,9\% K_2O$) андезитобазальтов.....	40
3. Кластолавы и потоки высококалийных ($1,6\% K_2O$) андезитобазальтов.....	35
4. Туфоконгломераты.....	7

5. Лавокластиты и потоки низкокалийевых (I,3-I,5% K ₂ O) андезитобазальтов.....	30
Общая мощность.....	132

Можно отметить, что севернее г. Советская Гавань обнаруживается более разнообразный состав пачки БЗ.

Вулканиды пачки Б4 встречены в составе находящихся севернее вулканических структур. Так, в Кармайской (см. прил. I, инт. XXIX) встречена серия потоков магнезиальных базальтов и андезитобазальтов с лавокластитам общей мощностью около 30 м. Они перекрываются псефитовыми туфами пачки Б5. В Коппинской структуре (см. прил. 2, инт. III) обнажаются магнезиальные базальты, которые подстилают ритмично-слоистые псаммитовые туфы вышележащей пачки Б5. Наконец, в составе Гыджуйской структуры (см. прил. 2, инт. XIV, XVI-XVII и XVIII) выходят потоки магнезиальных базальтов, перекрытых потоками андезитобазальтов и андезитов, все они относятся к пачке Б4. Выше залегают глыбовые туфы пачки Б5. Здесь мощность вулканидов пачки Б4 составляет около 40 м.

Пачка Б5 представлена в рассматриваемом районе наиболее широко. Так, в Гыджуйской вулканической структуре основание разреза пачки сложено серией вулканогенных образований:

1. Туфоконгломераты.....	8
2. Глыбовые туфы и отдельные потоки базальтов.....	60
3. Псефитовые туфы и редкие потоки андезитобазальтов.....	30
4. Глыбовые туфы.....	10
5. Кластолавы, потоки андезитобазальтов и базальтов, туфы и базальтовые агломераты.....	55
6. Туфы.....	6

Этот разрез перекрывается туффитами, которые, видимо, отражают начало следующего периода активности вулкана.

Сходного типа разрез, но в более сокращенном виде обнаруживается в строении Коппинской структуры (см. прил. 2, инт. III-IV). Он наращивается следующей серией вулканидов:

7. Туффиты или туфоконгломераты.....	до 40
8. Ритмично-слоистые псаммитовые туфы.....	30
В Кармайской структуре стратиграфически выше залегают:	
9. Псефитовые туфы.....	20

Ю. Агломератовые туфы и отдельные потоки андезито-
базальтов.....30

II. Серия потоков базальтов и андезитобазальтов, перес-
лаивающихся с небольшим количеством псаммитовых туфов,
агломератовых туфов и туфоконгломератов.....50

Общая мощность.....около 339

Таким образом, в сравнении с районом севернее г.Советская
Гавань мощность пачки Б5 превышает более чем в три раза.

Кроме того, особенность рассмотренного района – это полное
отсутствие признаков проявления андезитового вулканизма в интер-
вал формирования буинской толщи.

3.1.3. Дембинская толща

Вулканисты дембинской толщи кизинской серии формируются после
непродолжительного покоя вулканических аппаратов, который завер-
шился излиянием андезитов и дацитов, слагающих мощные потоки и
экструзии. Реже встречаются тела андезитобазальтов. Примечатель-
но, что если севернее г.Советская Гавань эти излияния сопровож-
даются значительным накоплением туфов /Есин и др., 1990/, то в
пределах рассматриваемого района пирокластические отложения, от-
носящиеся к дембинской толще, обнаружены только в Анжимской вул-
канической структуре. В связи с этим для толщи необходимо харак-
теризовать два типа разрезов.

Первый наблюдается в пределах Буинской структуры, в ее се-
верной части (см. прил. I, инт. XVII–XXI):

1. Ритмично-слоистые аргиллиты, содержащие обильные
количества диатомей и отпечатков флоры.....12

2. Потоки низкокальциевых (I,3–I,4% K_2O) андезито-
базальтов, андезитов и их кластолавы.....45

3. Высококальциевые (I,8–I,9% K_2O) андезитобазальты и
их лавокластиты.....15

4. Серия потоков и экструзий андезитов и дацитов
($K_2O=I,8-2,2\%$), а также их кластолавы.....до 50

Общая мощность.....около 122

Этот разрез южнее бухты Демби (см. прил. I, инт. XVIII) проры-
вается экструзией латитов (3,5% K_2O). По-видимому, его можно кор-

релировать с разрезом, описанным ранее нами в районе мыса Острого /Есин и др., 1990/, и он может быть аттестован как принадлежащий к пачке ДІ дембинской толщи.

В северной части Кармайской вулканической структуры (см. прил. I, инт. XXX) встречена экструзия андезитов, видимо, относящаяся также к дембинской толще. Поток дацитов, перекрывающий вулканы пачки Б5 в районе мыса Успения (см. прил. I, инт. XXXV), относится к пачке ДІ.

Более мощный разрез обнаружен в составе Аджиминской вулканической структуры. Он представлен следующим набором вулканитов:

	Мощность, м
1. Чередование мощных потоков андезитов и дацитов с глыбовыми туфами.....	110
2. Серия потоков андезитов.....	40
Общая мощность.....	150

Таким образом, в рассматриваемом районе вулканизм дембинского времени развит фрагментарно по сравнению с более северными участками.

3.1.4. Уйская толща

К вулканитам этой толщи кизинской серии в пределах данного района могут быть отнесены маломощные дайки абсарокитов и шошонитов, прорывающих отложения буинской толщи южнее мыса Гыджу (см. прил. 2, инт. XII и XVIII-XIX).

3.2. Возраст

Для установления времени формирования вулканогенной толщи кизинской серии отобраны пробы из прослоев осадочных пород, которые затем изучались А.И.Моисеевой (ВСЕГЕИ), на предмет определения в них видового состава диатомей.

В Буинской вулканической структуре, севернее бухты Буй (см. прил. I, инт. XVI), в основании пачки С3 в пробе С8140 (табл. 3) обнаружены в большом количестве так называемые ядра диатомовых водорослей. В породе, заполненной ранее створками и панцирями диатомей, сохранились только полустертые отпечатки уже растворенных створок. Определена таксономическая принадлежность их к роду

Систематический список диатомовых водорослей

Название диатомовых водорослей	Номер образца				
	C8140	C8150	C8149	C8151	C8161
<i>Paralia kochii</i> (Pant.) Moiss.	-	-	I	I	-
<i>Aulacosira canadensis</i> (Hust.) Simon.					
var. <i>canadensis</i>	-	I	3	2	3
<i>A. canadensis</i> var. <i>canadensis</i> f.					
<i>curvata</i> f. nov.	-	I	3	2	3
<i>A. praegrnulata</i> (Jouse) Simon. var.					
<i>praegrnulata</i>	-	3	6	5	6
<i>A. praegrnulata</i> var. <i>praegrnulata</i>					
f. <i>curvata</i> (Jouse) Simon.	-	3	6	5	6
<i>A. praegrnulata</i> var. <i>ptaeangustis-</i>					
<i>sima</i> (Jouse) Moiss.	-	-	4	I	4
<i>A. praegrnulata</i> var. <i>ptaeangustis-</i>					
<i>sima</i> f. <i>curvata</i> (Jouse)	-	-	3	-	4
<i>A. praegrnulata</i> var. <i>praeislandica</i>					
(Jouse) Moiss.	-	3	6	6	6
<i>A. praegrnulata</i> var. <i>praeislandica</i>					
f. <i>curvata</i> (Jouse) Moiss.	-	2	6	6	6
<i>A. distans</i> (Ehr.) Simon. var. <i>distans</i>	-	I	3	2	3
<i>A. distans</i> var. <i>scala</i> (Ehr.) Moiss.					
comb. nov.	-	-	I	2	-
<i>Aulacosira</i> sp. (ядра)	4	-	-	-	-
<i>Alveolophora</i> (?) sp.	-	-	I	3	-
<i>Tetracyclus ellipticus</i> var.					
<i>lancea</i> Hust.	-	-	I	-	-
<i>Achnanthes</i> aff. <i>borealis</i> A. Cl.	-	-	-	I	-

Примечание. Оценки обилия: I - единично (до 10 экземпляров в препарате), 2 - редко (15-30 экз. в препарате), 3 - не редко (30-50 экз.), 4 - часто (1-2 экз. в каждом ряду покровного стекла препарата), 5 - очень часто (несколько экз. в каждом ряду), 6 - в массе (один или несколько экз. в каждом поле зрения препарата).

Aulacosira. Провести определения на видовом уровне оказалось не возможным. А.И.Моисеева отмечает, что находок такого обилия ядер диатомей в породах неогенового возраста на Дальнем Востоке до сих пор не наблюдалось. По данным Е.И.Царько, комплекс диатомей, в котором имелись многочисленные створки с полурастворенной структурой и их ядрами, встречается на северо-востоке Приморья в бассейне р.Светловодная в разрезе салибесзской толщи олигоцена. Однако этот комплекс пока недостаточно изучен и требует дальнейших более детальных исследований. В связи с этим решить вопрос о возрасте осадочных образований в подошве пачки СЗ на основании диатомового анализа пока не возможно.

Севернее (см. прил. I, инт. XVII) изучен разрез, для которого М.А.Ахметьев /1974/ описывал местонахождение отпечатков миоценовой флоры. Здесь (снизу вверх) отобраны пробы С8I48, С8I50, С8I49, С8I5I и С8I52 (см. табл. 3).

В нижней пробе остатки диатомей отсутствуют. Выше, в пробе С8I50, встречены в небольшом количестве различные виды только одного рода *Aulacosira* (см. табл. 3). Среди них преобладал круг форм ныне вымершего вида *A. praegrnulata*, и лишь единичными экземплярами отмечены виды *A. canadensis* и *A. distans*.

Далее в пробе С8I49 диатомита встречены те же виды рода *Aulacosira*, но со значительно более высокими оценками обилия. Породообразующую роль здесь играют створки *A. praegrnulata* var. *praegrnulata* + f. *curvata*, *A. praegrnulata* var. *praeislandica* + f. *curvata*, отмеченные в массовом количестве, а также *A. praegrnulata* var. *praeangustissima* + f. *curvata* с оценкой обилия "часто". Заметно большего обилия по сравнению с пробой С8I50 достигает также вид *A. canadensis*. Упомянутые вымершие виды *Aulacosira* были широко развиты в континентальных водоемах Дальнего Востока на протяжении миоцена и раннего плиоцена, однако среди них виды *A. canadensis* и *A. praegrnulata* var. *praeangustissima* - наиболее характерные представители комплексов диатомей раннего миоцена. Единичными экземплярами в составе комплекса данной пробы отмечена *Tetrasyclus ellipticus* var. *lancea* - вымершая разновидность, существовавшая на протяжении всего неогена, но достигшая наиболее высокой степени развития в основном во второй половине среднего миоцена. Кроме того, впервые по разрезу встречены единичные створки, пока условно отнесенные А.И.Моисеевой к

Alveolophora (?) sp., они требуют дальнейшего морфологического исследования. Изученный комплекс характеризует планктонную фракцию древнего горного озерного бассейна, имевшего достаточную глубину, размеры и насыщенность вод кремнеземом, условия, благоприятные для обильного развития планктонных видов диатомей. Таксономический состав комплекса в целом свидетельствует о формировании его в осадочных породах не древнее нижне-среднемиоценового возраста, скорее всего ближе к нижнему миоцену, судя по возрастающей роли в комплексе *Aulacosira canadensis* и *A. praegr anulata* var. *praean angustissima*, а также появлению формы, близкой к представителям рода *Alveolophora*.

В пробе С8151, из вышележащего слоя диатомита, также в изобилии содержатся створки диатомовых водорослей, которые по систематическому составу, по существу, повторяют комплекс из пробы С8149. Отличия заключаются лишь в несколько иных соотношениях оценок обилия отдельных видов и некоторых морфологических изменениях в структуре створок *Aulacosira praegr anulata*. Кроме того, в составе комплекса заметно падает в количественном отношении роль видов *A. canadensis* и *A. praegr anulata* var. *praean angustissima*. Отмеченные особенности этого комплекса связаны с неясным пока видом изменений экологических условий обитания диатомей в древнем водоеме либо с несколько более высоким стратиграфическим положением данного комплекса в пределах нижне-среднемиоценового интервала по сравнению с слоем, охарактеризованным образцом С8149.

В завершающей данный разрез пробе С8152 песчаника остатков диатомей не обнаружено.

Несколько севернее, в разрезе (см. прил. I, инт. XVII) под потоком андезитов дембинской толщи (пачка Д1), залегающим на вулканиках соньинской толщи, обнаружена линза осадочного материала, в которой отобрана проба С8181. По литологической принадлежности — это диатомит, в изобилии содержащий пороодообразующие створки и панцири диатомовых водорослей. По таксономическому и экологическому составу комплекс диатомей, а также и по особенностям его стратиграфического положения эта проба отвечает вышеописанному образцу С8149 и, безусловно (!), с ним одновозрастна.

Имеющиеся в нашем распоряжении К-Аг-датировки, выполненные А.Травиным (ОИГТМ СО РАН), полностью согласуются с данными диатомового анализа. Для базальтов соньинской толщи Буинской вулкани-

ческой структуры и района южнее устья р.Поя в Приморье получены цифры 41,2-38 млн лет. Севернее устья р.Кармай определен возраст для магнезиального базальта пачки Б4 буинской толщи - 31,7 млн лет. В районе мыса Ассименку, севернее г. Советская Гавань, в теле андезитов обнаружены мегакристаллы роговой обманки, для которых получена цифра 18,8 млн лет, хотя она может быть завышена относительно истинного возраста. Наконец, время излияния вулканитов уйской толщи, слагающих одноименный вулкан вблизи г. Советская Гавань, оценивается нами в 17,6-16,6 млн лет.

3.3. Петрографическая характеристика вулканитов

Сводка вариаций составов минеральных ассоциаций вкрапленников и микролитов основной массы, встречаемых в потоках, слагающих разрезы кизинской серии, приведена в табл. 4-6. В нее включены также данные по ранее опубликованным материалам по участку от мыса Датта до мыса Сяркум /Есин и др., 1990/.

В составе пачки С1 соньинской толщи преобладают афировые базальты и андезитобазальты (см. табл. 4). В порфириновых разновидностях содержание вкрапленников оливина и плагиоклаза не превышает обычно 2-3%, а в основной массе присутствует до 50% вулканического стекла. Как уже отмечалось выше, в изученных разрезах южнее г. Советская Гавань эта пачка не обнаружена.

В стратиграфически вышележащей пачке С2 также преобладают афировые базальтоиды, но встречаются нередко плагиофировые, оливин-порфириновые и оливин-плагиофировые разновидности (см. табл. 4). Количество вкрапленников обычно составляет 2-5%. Размер фенокристаллов оливина нередко достигает 2-2,5 мм в поперечнике, а плагиоклаза до 1 мм. В оливинах обнаруживаются вросстки плагиоклаза и титаномagnetита. Клинопироксен в основной массе часто образует пойкилокристаллы. В андезитобазальтах появляются единичные субфенокристаллы клинопироксенов. С силикатными вкрапленниками обычно ассоциируют небольшие фенокристаллы титаномagnetита.

В пачке С3 преобладают афировые базальты и андезитобазальты. В порфириновых породах обнаруживаются до 15% фенокристаллов оливина или 3-5% плагиоклаза, с ними также ассоциирует титаномagnetит. По минеральному составу можно выделить оливин- и ортопироксенсодер-

жащие базальтоиды (см. табл. 4). Ортопироксен встречен только в виде микролитов в афировых базальтах. К этому же петрографическому типу относятся высокофосфористые базальты пачки.

Таблица 4

Ассоциация минералов в породах соньинской толщи

Вкрапленники	Основная масса		
	Ол+Пл+Кп	Пл+Кп	Пл+Кп+Оп
Высокоглиноземистые базальты (С1)			
Афировые	I	I	-
Ол+Пл+Тм	-	2	-
Андезитобазальты (С1)			
Афировые	4	6	-
Ол+Пл+Тм	-	-	I
Пл+Тм	-	I	3
Высокоглиноземистые базальты (С2)			
Афировые	5	I	2
Ол+Тм	8	2	-
Ол+Пл+Кп+Тм	2	-	-
Пл+Тм	-	2	I
Андезитобазальты (С2)			
Афировые *	3	9	-
Ол+Тм *	I	-	-
Ол+Пл+Кп+Тм **	-	3	-
Высокоглиноземистые и высокофосфористые базальты (С3)			
Афировые	5	-	-
Ол+Тм	2	I	-

Примечание (см. табл. 4-6): Ол - оливин, Пл - плагиоклаз, Кп - клинопироксен, Оп - ортопироксен, Ро - роговая обманка, Тм - титаномagnetит, Кв - кварц; * - ассоциации только для высококалевых разновидностей пород, ** - только для низкокалевых. В основной массе присутствуют также микролиты титаномagnetита и вулканическое стекло.

Буинская толща в разрезах представлена неполно. Здесь не встречены пачки Б1 и Б2, последняя из которых севернее г. Советская Гавань сложена афировыми и плагиофировыми (количество вкрапленников около 3-5%) андезитобазальтами, а также стекловатыми андезитами, содержащими фенокристаллы (17-35%) плагиоклаза, орто- и клинопироксенов, опациitized роговой обманки, рудных минералов (табл. 5).

В составе вышележащей пачки Б3 примерно в равных соотношениях присутствуют афировые и порфировые андезитобазальты (см. табл. 5). Высококальциевые андезитобазальты обычно не содержат вкрапленников, а среди низкокальциевых обнаруживаются оливин-порфировые (3-5% фенокристаллов) и оливин-плагиофировые разновидности. В афировых породах иногда встречаются ксенокристаллы неравновесного плагиоклаза.

Пачка Б4 описана севернее г. Советская Гавань как маркирующая для буинской толщи. В пределах рассматриваемого участка пачка Б4 сложена магнезиальными базальтами, андезитобазальтами и андезитами, содержащими до 3,5% MgO . Магнезиальные базальты характеризуются присутствием вкрапленников оливина (5-15%) величиной до 2,5 мм и реже плагиоклаза и титаномагнетита. Иногда с ними ассоциируют субфенокристаллы клинопироксена. В фенокристаллах оливина обнаруживаются вроски плагиоклаза и титаномагнетита. В магнезиальных андезитобазальтах доля вкрапленников оливина снижается до 5-7%. Одновременно с этим появляются фенокристаллы плагиоклаза с вросками оливина. Магнезиальные андезиты содержат 2% вкрапленников оливина и около 5% плагиоклаза. При этом в основной массе исчезают микролиты оливина.

Пачка Б5 отличается значительным разнообразием вариаций минерального состава (см. табл. 5). Примечательно, что если севернее г. Советская Гавань в ее составе были встречены только обычные высокоглиноземистые базальты, андезитобазальты и андезиты, то в южных районах в пачке Б5 появляются их магнезиальные аналоги.

Магнезиальные базальты пачки Б5 мало чем отличаются от их аналогов, встреченных в пачке Б4. Здесь появляется больше базальтов, не содержащих оливин в основной массе, и некоторые разновидности оказываются плагиофировыми.

Высокоглиноземистые базальты пачки, из тех которые были обнаружены южнее г. Советская Гавань, все оказываются оливин-

Таблица 5

Ассоциация минералов в породах буинской толщи

Вкрапленники	Основная масса				
	Ол+Пл+Кп	Пл+Кп	Пл+Кп+Оп	Пл+Оп	Пл
Андезитобазальты (Б2)					
Афировые **	—	I	—	—	—
Пл+Тм *	—	—	I	—	—
Андезиты (Б2) *					
Пл+Оп+Тм	—	—	—	—	I
Пл+Кп+Оп+Ро+Тм	—	—	—	—	2
Высокоглиноземистые базальты (Б3)					
Афировые	I	—	—	—	—
Ол+Тм	2	—	—	—	—
Ол+Пл+Тм	2	—	—	—	—
Ол+Пл+Кп+Тм	I2	I	—	—	—
Ол+Кп+Оп+Тм	—	I	—	—	—
Андезитобазальты (Б3)					
Афировые	2**	I**	I*	—	—
Ол+Пл+Тм	I**	—	I**	—	—
Пл+Кп+Оп+Тм	—	I*	—	—	I*
Андезиты (Б3)					
Пл+Оп+Кп+Тм	—	—	—	I*	—
Магнезиальные базальты (Б4)					
Ол+Тм	25	I	—	—	—
Ол+Пл+Кп+Тм	6	—	—	—	—
Высокоглиноземистые базальты (Б4)					
Афировые	I	—	—	—	—
Магнезиальные андезитобазальты (Б4)					
Ол+Тм	6	—	—	—	—
Ол+Пл+Кп+Тм	I	—	—	—	—
Андезитобазальты (Б4) **					
Афировый	—	I	I	—	—
Ол+Тм	I	I	3	—	—
Ол+Пл+Тм	2	—	—	—	—
Ол+Пл+Кп+Оп+Тм	2	I	I	—	—
Андезитобазальты (Б4) **					
Ол+Оп	—	I	—	—	—
Пл+Тм	4	—	2	—	—

Вкрапленники	Основная масса				
	Ол+Пл+Кп	Пл+Кп	Пл+Кп+Оп	Пл+Оп	Пл
Пл+Кп+Оп+Тм	—	—	4	—	—
Пл+Ро+Тм	—	—	—	—	I
Магнезиальные андезиты (Б4)**					
Ол+Пл	—	I	—	—	—
Магнезиальные базальты (Б5)					
Ол+Тм	6	—	—	—	—
Ол+Пл+Кп+Тм	I	3	I	—	—
Пл+Тм	I	I	2	—	—
Высокоглиноземистые базальты (Б5)					
Ол+Тм	4	—	—	—	—
Ол+Пл+Кп+Тм	10	I	—	—	2
Пл+Тм	2	3	—	—	—
Пл+Ро+Тм	—	—	—	—	I
Магнезиальные андезитобазальты (Б5)**					
Ол+Пл+Тм	7	—	I	—	—
Ол+Пл+Кп+Тм	—	2	—	—	—
Пл+Тм	I	—	2	—	I
Андезитобазальты (Б5)					
Афировые	4	I	—	—	—
Ол+Пл+Тм	—	—	—	—	—
Ол+Пл+Кп+Оп+Тм	—	2	2	—	I
Ол+Пл+Оп+Ро+Тм	—	—	—	I	—
Пл+Кп+Оп+Тм	—	2	4	2	I
Пл+Кп+Тм+Кв	—	2	—	—	—
Андезиты (Б5)*					
Ол+Пл+Кп+Оп+Тм	—	—	2	—	—
Пл+Кп+Оп+Тм	—	—	2	—	—
Магнезиальные андезиты (Б5)**					
Пл+Кп+Тм+Кв	—	I	—	—	—
Андезиты (Б6)*					
Ол+Пл+Ро+Тм	—	—	—	I	—
Пл+Тм	—	—	—	—	—

Примечание. Комментарии см. в табл. 4.

содержащими, причем в высококалийевых разновидностях оливин всегда присутствует в виде вкрапленников (до 2-7%). С ними ассоциируют фенокристаллы плагиоклаза (10-25%), титаномагнетита и иногда субфенокристаллы клинопироксена. В низкокалийевых базальтах встречены единичные вкрапленники плагиоклаза либо плагиоклаз (15-20%) ассоциирует с оливином и титаномагнетитом. В одном из таких потоков, кроме того, присутствуют фенокристаллы ортопироксена. При этом основная масса сложена вулканическим стеклом, содержащим микролиты плагиоклаза и титаномагнетита.

Магнезиальные андезитобазальты могут быть разделены на два петрографических типа. В одном вкрапленники оливина (2-4%) величиной до 2 мм и, иногда плагиоклаза (3-5%), погружены в основную массу, в которой постоянно присутствуют микролиты оливина и клинопироксена. Второй тип характеризуется присутствием вкрапленников плагиоклаза (17-20%) и титаномагнетита (2-3%). Его основная масса сложена микролитами плагиоклаза, орто- и клинопироксенов, магнетита и вулканическим стеклом.

"Нормальные" по магнезиальности андезитобазальты отличаются значительными вариациями составов минеральных ассоциаций фенокристаллов. Здесь выделяются оливинсодержащие и безоливиновые андезитобазальты (см. табл. 5). Содержание фенокристаллов оливина варьирует от единичных индивидов до 7-10%, а количество плагиоклаза - до 15% величиной до 3 мм. Спорадически присутствуют субфенокристаллы клинопироксена и ортопироксена. Причем последний - часто с включениями оливина (!), реже встречаются сростки этих минералов. В оливине и клинопироксене обнаруживаются вроски плагиоклаза и титаномагнетита. Второй тип андезитобазальтов содержит либо небольшое количество фенокристаллов плагиоклаза и титаномагнетита (около 5-7%), либо это обильнопорфировая порода, содержащая, наряду с этими вкрапленниками, субфенокристаллы плагиоклаза, клинопироксена и ортопироксена. В одном из потоков обнаруживается около 5% фенокристаллов роговой обманки.

В составе пачки Б5 обнаружен только один поток магнезиальных андезитов. В нем в основной массе, сложенной вулканическим стеклом, микролитами плагиоклаза, клинопироксена и магнетита, встречены вкрапленники плагиоклаза (около 8%), клинопироксена (3%) и ксенокристаллы кварца. В обычных андезитах в основной массе присутствуют микролиты ортопироксена, а вкрапленники, соответствен-

но, представлены ассоциацией плагиоклаз+ортопироксен+клинопироксен+титаномагнетит. Вместе с тем, в составе Копшинской вулканической структуры встречены андезиты, которые содержат до 5% фенокристаллов оливина. В них присутствуют крупные (до 5 мм) вкрапленники плагиоклаза I-й генерации, содержащие подплавленное, неравновесное ядро. Более поздние субфенокристаллы плагиоклаза содержат вросстки оливина и титаномагнетита и ассоциируют с вкрапленниками пироксенов. В фенокристаллах клинопироксена встречены вросстки плагиоклаза, ортопироксена и титаномагнетита. Эти андезиты содержат до 10% крупных (до 7 мм) ксенокристаллов кварца, окруженных реакционными каймами шириной до 0,6 мм, сложенных клинопироксеном, рудным минералом и желтым вулканическим стеклом.

Состав пород дембинской толщи в интервале побережья Татарского пролива, от мыса Золотого до мыса Гыджу, также характеризуется значительным разнообразием (см. табл. 6). Здесь встречены андезиты, дациты и магнезиальные андезиты. Последние сложены ассоциацией плагиоклаз (до 15%)+клинопироксен+ортопироксен+титаномагнетит+роговая обманка+вулканическое стекло. Иногда в них встречаются крупные (до 0,5x1,5 мм) вкрапленники ортопироксена (!).

Андезиты с более низким уровнем концентрации MgO имеют сходный петрографический состав. Соотношение встречаемости амфиболсодержащих и "сухих" ассоциаций примерно равно единице. В целом для андезитов характерно высокое содержание вкрапленников (30-40%). При этом плагиоклаз представлен двумя генерациями. Размер ранних фенокристаллов часто достигает 2-3 мм. Плагиоклаз 2-й генерации содержит вросстки титаномагнетита и пироксенов. Роговая обманка (до 2,5 мм) часто формирует скелетные и футляровидные кристаллы, опацитизированные по краям. В отдельных потоках к описанной выше минеральной ассоциации добавляется до 5% фенокристаллов оливина, величина индивидов которого достигает 2 мм в поперечнике. Они часто образуют сростания с вкрапленниками плагиоклаза.

Дациты обычно содержат 20-30% вкрапленников. Фенокристаллы плагиоклаза I-й генерации (до 3 мм) как правило имеют зональное строение. В них обнаруживаются вросстки титаномагнетита и пироксена. Размер выделений роговой обманки иногда достигает 2 мм. В отдельных потоках количество вкрапленников невелико, и тогда они представлены ассоциациями плагиоклаз+титаномагнетит или клинопироксен+ортопироксен (см. табл. 6), или же обнаруживаются единич-

ные крупные (до 5 мм) фенокристаллы плагиоклаза. Нередко в дацитах встречаются ксенокристаллы кварца.

Таблица 6

Ассоциация минералов в породах дембинской толщи

Вкрапленники	Основная масса				
	Пл	Пл+Кп	Пл+Кп+Оп	Пл+Оп	Пл+Кп+Оп+Ро
Андезитобазальты (Д1)					
Афировые	-	-	-	I	-
Пл+Кп+Оп+Тм	-	-	I	-	-
Пл+Ро+Тм	-	-	-	I	-
Магнезиальные андезиты (Д1)					
Афировые	-	-	-	-	I
Ро+Тм	-	I	-	-	-
Пл+Кп+Оп+Тм	I	-	-	3	-
Андезиты (Д1)					
Афировые	-	-	3	-	3
Пл+Тм	-	-	4	I	-
Пл+Кп+Оп+Тм	-	I	9	I	-
Пл+Кп+Оп+Ро+Тм	-	-	7	I	-
Ол+Пл+Кп+Оп+Ро+Тм	-	-	3	-	-
Пл+Ро+Тм	-	-	10	-	-
Ро+Тм	-	3	-	-	-
Дациты (Д1)					
Пл+Тм+Кв	-	-	I	I	-
Пл+Кп+Оп+Тм	-	-	5	-	-
Кп+Оп+Тм	-	-	I	-	-
Пл+Кп+Оп+Ро+Тм	4	-	-	2	-
Пл+Ро+Тм	3	-	-	-	-
Андезиты (Д2)					
Пл+Кп+Оп+Ро+Тм	-	-	I	2	-
Примечание. Комментарии см. в табл. 4.					

Пачка Д2 представлена амфиболсодержащими андезитами (см. табл. 6) и в разрезах южнее г. Советская Гавань встречены не были.

Представители уйской толщи в рассматриваемом районе были обнаружены только в дайковой фации. Абсарокиты содержат 5-7% крупных (5-3 x 1-2 мм) вкрапленников плагиоклаза, погруженных в стекловатую основную массу с микролитами плагиоклаза, клинопироксена и титаномагнетита. В шононитах фенокристаллы единичны. Они представлены либо плагиоклазом, либо ассоциацией его с клинопироксеном и титаномагнетитом. В основной массе обнаруживаются микролиты оливина, клинопироксена, плагиоклаза и титаномагнетита.

3.4. Петрохимия

Вулканиды кизинской серии представлены преимущественно известково-щелочными породами. Количественные соотношения типов пород в пределах участка побережья Татарского пролива, от мыса Золотого до мыса Гыджу, таковы: базальты - 31% выборки, андезитобазальты - 45%, андезиты - 46%, дациты - 7%.

Соньинская толща сложена базальтами и андезитобазальтами (табл. 7). В пачке С2 базальты ($M=52-53$) дискретны по содержанию K_2O . Низкокалиевые (0-5% нормативного оливина) имеют $K-Na$ -отношение 0,32 (см. табл. 7, Ia), а высококалиевые (5-7% нормативного оливина) - 0,44 (Iб). При этом первые слагают основание пачки, а вторые завершают ее формирование. В вулканической структуре района мыса Гыджу, в составе пачки С2, обнаруживается поток низкокалиевых ($K_2O/Na_2O=0,31$) кварцнормативных андезитобазальтов (II), содержащих 6,3% MgO ($M=61,5(!)$), при обычных концентрациях его в высокоглиноземистых базальтах около 5%. В сравнении с базальтами пачки этот состав обеднен Ti , Al , P и K .

Вышезалегающая пачка С3 содержит оригинальные высокофосфористые базальты ($\bar{K}(P_2O_5)=1,44\%$), имеющие (см. табл. 7, Iв) низкую магнезиальность ($M=44-45$), но оказывающиеся оливиннормативными. В них концентрации P , Ti и REE сопоставимы с обычными для щелочных базальтоидов, при этом они обогащены суммарным FeO - около 12%. Этот тип базальтов отвечает верхней части разреза пачки С3. Нормальные высокоглиноземистые базальты и андезитобазальты пачки разделяются на кварцнормативные низкокалиевые ($K_2O/Na_2O=0,35-$

Таблица 7

Химический состав (мас.%) пород соньинской (С), буинской (Б) и дембинской (Д) пачек
кизинской серии в районе от мыса Золотого до мыса Гыджу

Оксиды	С2			С3					Б3		Б4		
	Ia(I4)	I6(II)	II(I)	I(3)	II(3)	III(7)	IV(I)	V(3)	Ia(4)	I6(3)	Ia(I4)	I6(3)	III(3)
SiO ₂	<u>50.26</u> I, I4	<u>50.99</u> 0,49	53,74	<u>48.00</u> I,55	<u>51.42</u> 0,10	<u>50.11</u> I,56	53,13	<u>52.67</u> 0,40	<u>55.58</u> 0,96	<u>53.81</u> I,23	<u>49.77</u> I,10	<u>50.24</u> I,03	<u>52.91</u> I,32
TiO ₂	<u>I.55</u> 0,13	<u>I.50</u> 0,18	0,89	<u>2.39</u> 0,04	<u>I.81</u> 0,06	<u>I.81</u> 0,10	I,31	<u>I.66</u> 0,05	<u>0.89</u> 0,02	<u>0.95</u> 0,01	<u>I.13</u> 0,09	<u>I.14</u> 0,10	<u>I.09</u> 0,14
Al ₂ O ₃	<u>I6.99</u> 0,56	<u>I7.11</u> 0,39	I6,30	<u>I6.50</u> 0,80	<u>I6.19</u> 0,60	<u>I6.17</u> 0,57	I7,49	<u>I6.74</u> 0,32	<u>I7.77</u> 0,06	<u>I8.39</u> 0,40	<u>I7.32</u> 0,64	<u>I7.80</u> 2,49	<u>I8.73</u> 0,43
FeO	<u>9.69</u> 0,58	<u>9.40</u> 0,83	8,27	<u>11.94</u> 0,57	<u>10.08</u> 0,27	<u>10.37</u> 0,52	8,84	<u>9.27</u> 0,26	<u>7.17</u> 0,11	<u>7.95</u> 0,29	<u>9.76</u> I,04	<u>9.38</u> 0,72	<u>8.15</u> 0,49
MnO	<u>0.18</u> 0,03	<u>0.15</u> 0,02	0,13	<u>0.39</u> 0,16	<u>0.17</u> 0,01	<u>0.15</u> 0,02	0,13	<u>0.15</u> 0,03	<u>0.12</u> 0,01	<u>0.12</u> 0,01	<u>0.17</u> 0,02	<u>0.16</u> 0,02	<u>0.15</u> 0,02
MgO	<u>5.09</u> 0,38	<u>5.10</u> 0,51	6,30	<u>4.59</u> 0,65	<u>5.03</u> 0,13	<u>5.22</u> 0,37	5,15	<u>4.40</u> 0,22	<u>4.15</u> 0,12	<u>4.17</u> 0,21	<u>6.59</u> 0,43	<u>6.82</u> 0,87	<u>4.91</u> 0,47
CaO	<u>8.05</u> 0,29	<u>7.53</u> 0,24	7,61	<u>7.71</u> 0,24	<u>7.64</u> 0,53	<u>6.93</u> 0,43	7,55	<u>7.14</u> 0,43	<u>6.35</u> 0,32	<u>6.31</u> 0,09	<u>8.11</u> 0,70	<u>7.70</u> 0,99	<u>6.87</u> 0,55
Na ₂ O	<u>3.35</u> 0,28	<u>3.69</u> 0,38	3,29	<u>3.35</u> 0,11	<u>3.52</u> 0,14	<u>3.37</u> 0,20	3,60	<u>3.59</u> 0,02	<u>3.49</u> 0,09	<u>3.67</u> 0,02	<u>3.25</u> 0,34	<u>3.51</u> 0,24	<u>3.67</u> 0,11
K ₂ O	<u>I.06</u> 0,12	<u>I.62</u> 0,18	I,01	<u>I.23</u> 0,10	<u>I.23</u> 0,06	<u>I.82</u> 0,20	I,38	<u>I.95</u> 0,13	<u>I.45</u> 0,17	<u>I.88</u> 0,10	<u>I.09</u> 0,17	<u>I.57</u> 0,06	<u>I.28</u> 0,19
П.п.г	<u>3.07</u> I,04	<u>2.08</u> 0,63	I,73	<u>2.34</u> 0,23	<u>I.99</u> 0,53	<u>2.91</u> 0,82	0,66	<u>0.77</u> 0,08	<u>2.84</u> 0,83	<u>2.65</u> 0,34	<u>2.24</u> 0,56	<u>I.32</u> 0,12	<u>I.31</u> 0,12
P ₂ O ₅	<u>0.56</u> 0,11	<u>0.50</u> 0,11	0,28	<u>I.44</u> 0,06	<u>0.90</u> 0,10	<u>0.95</u> 0,16	0,51	<u>0.88</u> 0,10	<u>0.29</u> 0,01	<u>0.30</u> 0,01	<u>0.32</u> 0,07	<u>0.40</u> 0,06	<u>0.35</u> 0,04

Оксиды	Б4	Б5											Д1
	Пб(4)	Іа(4)	Іб(2)	Іа(4)	Пб(5)	Пв(І)	Іа(І2)	Іб(4)	ІVa(26)	ІVб(2І)	Уа(2)	Уб(6)	Іа(7)
SiO ₂	<u>52.77</u> 0,76	<u>50.93</u> 0,72	50,90	<u>49.84</u> 0,67	<u>50.00</u> 1,17	51,49	<u>54.22</u> 0,98	<u>54.55</u> 1,04	<u>54.33</u> 1,27	<u>55.30</u> 1,18	57,75	<u>58.05</u> 0,53	<u>56.53</u> 0,76
TiO ₂	<u>1.13</u> 0,18	<u>1.17</u> 0,03	1,42	<u>1.11</u> 0,07	<u>1.23</u> 0,12	1,30	<u>0.83</u> 0,12	<u>0.97</u> 0,06	<u>0.87</u> 0,09	<u>0.99</u> 0,10	1,05	<u>0.79</u> 0,04	<u>0.71</u> 0,04
Al ₂ O ₃	<u>16.72</u> 0,58	<u>18.01</u> 0,40	16,80	<u>19.06</u> 0,60	<u>18.97</u> 1,08	18,44	<u>17.99</u> 0,69	<u>17.15</u> 0,29	<u>18.48</u> 0,59	<u>17.85</u> 0,43	17,10	<u>17.47</u> 0,16	<u>18.34</u> 0,98
FeO	<u>8.68</u> 0,48	<u>9.20</u> 0,75	10,96	<u>10.33</u> 0,44	<u>10.39</u> 0,79	9,88	<u>7.89</u> 0,37	<u>7.94</u> 0,50	<u>8.14</u> 0,81	<u>7.91</u> 0,78	7,00	<u>6.96</u> 0,44	<u>7.05</u> 0,42
MnO	<u>0.16</u> 0,02	<u>0.17</u> 0,02	0,14	<u>0.18</u> 0,01	<u>0.17</u> 0,02	0,17	<u>0.13</u> 0,02	<u>0.14</u> 0,01	<u>0.15</u> 0,03	<u>0.14</u> 0,02	0,10	<u>0.12</u> 0,02	<u>0.13</u> 0,01
MgO	<u>6.96</u> 0,69	<u>5.78</u> 0,32	5,20	<u>4.61</u> 0,49	<u>3.86</u> 0,42	3,34	<u>5.11</u> 0,24	<u>5.22</u> 0,20	<u>4.01</u> 0,46	<u>3.83</u> 0,63	2,83	<u>3.14</u> 0,16	<u>2.88</u> 0,23
CaO	<u>7.36</u> 0,30	<u>8.02</u> 0,84	7,46	<u>8.62</u> 0,42	<u>8.01</u> 0,81	7,50	<u>7.23</u> 0,31	<u>6.98</u> 0,33	<u>7.07</u> 0,51	<u>6.75</u> 0,46	6,34	<u>5.75</u> 0,36	<u>6.72</u> 0,63
Na ₂ O	<u>3.27</u> 0,30	<u>3.48</u> 0,47	3,28	<u>3.14</u> 0,18	<u>3.33</u> 0,36	3,50	<u>3.66</u> 2,93	<u>3.48</u> 0,27	<u>3.68</u> 0,38	<u>3.53</u> 0,20	3,72	<u>3.81</u> 0,34	<u>3.51</u> 0,20
K ₂ O	<u>1.38</u> 0,06	<u>1.17</u> 0,23	0,43	<u>0.87</u> 0,09	<u>1.49</u> 0,17	2,07	<u>1.02</u> 0,18	<u>1.66</u> 0,09	<u>1.20</u> 0,20	<u>1.78</u> 0,23	1,91	<u>2.89</u> 0,14	<u>1.25</u> 0,07
П.п.п.	<u>1.03</u> 0,56	<u>1.38</u> 0,23	2,11	<u>1.86</u> 0,53	<u>2.09</u> 0,86	1,29	<u>1.30</u> 0,33	<u>1.73</u> 0,98	<u>1.42</u> 0,37	<u>1.51</u> 0,72	1,74	<u>1.22</u> 0,31	<u>1.74</u> 0,29
P ₂ O ₅	<u>0.39</u> 0,05	<u>0.36</u> 0,03	0,24	<u>0.29</u> 0,06	<u>0.39</u> 0,10	0,47	<u>0.24</u> 0,03	<u>0.33</u> 0,01	<u>0.33</u> 0,08	<u>0.33</u> 0,07	0,28	<u>0.28</u> 0,03	<u>0.29</u> 0,04

Оксиды	Л1									Л2			
	Іб(3)	Ів(4)	Іа(5)	Іб(7)	Ів(4)	Іг(8)	Іа(ІІ)	Іб(3)	ІУ	Іа(3)	Іб(2)	Іа(4)	ІІ(І)
SiO ₂	<u>56.59</u> 0,20	<u>54.68</u> 1,16	<u>61.54</u> 0,87	<u>57.69</u> 0,70	<u>58.55</u> 0,85	<u>60.29</u> 1,20	<u>63.71</u> 0,59	<u>63.77</u> 0,67	65,43	<u>55.39</u> 1,39	53,44	<u>59.33</u> 1,58	62,87
TiO ₂	<u>1.04</u> 0,16	<u>1.13</u> 0,44	<u>0.73</u> 0,06	<u>0.71</u> 0,07	<u>0.87</u> 0,25	<u>0.90</u> 0,12	<u>0.64</u> 0,07	<u>0.55</u> 0,04	0,28	<u>0.82</u> 0,05	0,92	<u>0.83</u> 0,10	0,72
Al ₂ O ₃	<u>16.17</u> 0,44	<u>17.90</u> 1,22	<u>16.37</u> 0,35	<u>18.21</u> 0,51	<u>16.98</u> 0,84	<u>16.77</u> 0,42	<u>16.65</u> 0,71	<u>16.53</u> 0,25	14,78	<u>19.01</u> 0,61	19,15	<u>17.46</u> 0,56	16,93
FeO	<u>8.35</u> 0,14	<u>7.58</u> 1,21	<u>5.81</u> 0,61	<u>6.57</u> 0,16	<u>7.40</u> 1,32	<u>6.84</u> 1,25	<u>4.95</u> 0,64	<u>4.74</u> 0,29	3,79	<u>7.23</u> 0,41	8,06	<u>6.71</u> 0,30	5,40
MnO	<u>0.17</u> 0,02	<u>0.15</u> 0,02	<u>0.14</u> 0,03	<u>0.12</u> 0,02	<u>0.15</u> 0,04	<u>0.12</u> 0,04	<u>0.10</u> 0,04	<u>0.13</u> 0,02	0,07	<u>0.13</u> 0,03	0,12	<u>0.17</u> 0,04	0,07
MgO	<u>2.95</u> 0,21	<u>3.78</u> 0,27	<u>1.19</u> 0,21	<u>2.99</u> 0,24	<u>2.23</u> 0,26	<u>2.06</u> 0,22	<u>1.32</u> 0,26	<u>1.30</u> 0,40	1,08	<u>2.60</u> 0,24	3,63	<u>2.05</u> 0,29	1,45
CaO	<u>6.64</u> 0,34	<u>6.76</u> 0,66	<u>4.46</u> 0,31	<u>6.62</u> 0,33	<u>6.19</u> 0,58	<u>5.28</u> 0,49	<u>3.99</u> 0,34	<u>3.58</u> 0,12	2,94	<u>7.53</u> 0,83	7,60	<u>5.70</u> 0,62	4,15
Na ₂ O	<u>3.66</u> 0,41	<u>3.57</u> 0,17	<u>4.34</u> 0,46	<u>3.52</u> 0,22	<u>4.03</u> 0,32	<u>3.80</u> 0,35	<u>4.10</u> 0,14	<u>4.17</u> 0,29	3,67	<u>3.21</u> 0,24	3,24	<u>3.99</u> 0,35	3,99
K ₂ O	<u>1.86</u> 0,12	<u>1.60</u> 0,27	<u>2.18</u> 0,54	<u>1.30</u> 0,14	<u>1.65</u> 0,11	<u>2.04</u> 0,11	<u>2.30</u> 0,21	<u>2.87</u> 0,12	3,52	<u>1.45</u> 0,13	1,45	<u>1.81</u> 0,24	2,65
П.п.п.	<u>1.30</u> 0,38	<u>2.23</u> 0,49	<u>1.72</u> 0,97	<u>2.13</u> 0,67	<u>1.69</u> 0,31	<u>1.69</u> 0,61	<u>1.62</u> 0,58	<u>1.71</u> 0,14	3,90	<u>2.02</u> 0,56	2,54	<u>1.37</u> 0,29	1,68
P ₂ O ₅	<u>0.32</u> 0,07	<u>0.39</u> 0,17	<u>0.25</u> 0,04	<u>0.24</u> 0,03	<u>0.35</u> 0,09	<u>0.30</u> 0,07	<u>0.25</u> 0,04	<u>0.20</u> 0,04	0,13	<u>0.26</u> 0,06	0,27	<u>0.29</u> 0,04	0,24

Примечание. Соплиноская толща: пачка С2 - Ia и Iб - низко- и высококалиевые высокоглиноземистые базальты, П - высокомагнезиальный андезитобазальт; пачка С3 - I - высокофосфористые базальты, П и Ш - низко- и высококалиевые высокоглиноземистые базальты; IV - высокомагнезиальный андезитобазальт, У - высококалиевый андезитобазальт. Буинская толща: пачка Б3 - Ia и Iб - низко- и высококалиевые андезитобазальты; пачка Б4 - Ia и Iб - низко- и высококалиевые магнезиальные базальты, Па - низкокалиевый андезитобазальт, Пб - высокомагнезиальный андезитобазальт; пачка Б5 - Ia и Iб - низко- и высококалиевые магнезиальные базальты, Па, Пб и Пв - низко-, умеренно- и высококалиевые высокоглиноземистые базальты, Ша и Шб - низко- и высококалиевые высокомагнезиальные андезитобазальты, IVa и IVб - низко- и высококалиевые андезитобазальты, Уa и Уб - высококалиевые андезитобазальты, Ya и Yб - высококалиевые андезитобазальты, Пв и Пг - низко- и высококалиевые андезиты, Па - и Пб - низко- и высокомагнезиальные андезиты, Пв и Пг - низко- и высококалиевые андезиты, Ша и Шб - низко- и высококалиевые андезиты, IV - тоскантины; пачка Д2 - Ia - низкокалиевые андезитобазальты, Iб - высокомагнезиальные андезитобазальты, Па - андезиты, Ш - дациты.

0,38) с магнезиальностью (М), равной соответственно 5I-52 и 55 и оливиннормативные высококалиевые (0,54) с $M=5I-52$ и 49-50. В сравнении с аналогами из пачки С2 они несколько обогащены Р, К, Т1 и статистически обеднены Al_2O_3 . Низкокалиевые базальтоиды располагаются в верхней части разреза вместе с высокофосфористыми типами, а высококалиевые слагают основание пачки.

Буинская толща представлена более дифференцированной серией, содержащей магнезиальные и высокоглиноземистые базальты, андезитобазальты и андезиты (см. табл. 7). Как и в остальных вышеописанных вулканитах, здесь постоянно обнаруживается дискретный характер распределения K_2O в выборках, поэтому возникает необходимость аттестовать самостоятельно низко- и высококалиевые разновидности пород.

В пачке Б3 встречаются довольно магнезиальные ($M=52-55$) низко- ($K_2O/Na_2O=0,42$) и высококалиевые ($K_2O/Na_2O=0,5I$) андезитобазальты (см. табл. 7, Ia и Iб). Последние несколько обогащены Т1 и А1. В разрезе Луговской вулканической структуры высококалиевые андезитобазальты пачки залегают ниже низкокалиевых.

Пачка Б4 отличается присутствием магнезиальных базальтов ($M=58-6I$), маркирующих этот горизонт.

К-Na-отношение для низкокалиевых разновидностей (см. табл. 7, Ia) составляет 0,34, а для высококалиевых (Iб) - 0,35. Последние статистически обогащены фосфором. Их положение в разрезе пачки остается не выяснено. Андезитобазальты в пачке Б4 очень своеобразны. Одни (см. табл. 7, IIa), низкокалиевые ($K_2O/Na_2O=0,35$), оказываются менее магнезиальными (М около 55-56) в сравнении с базальтами. Второй тип (IIб) характеризуется высокой магнезиальностью (М=62-63), чем сами магнезиальные базальты. В разрезах пачки выделенные разновидности базальтоидов распределены не закономерно.

Особенность рассматриваемого района в сравнении с ранее охарактеризованным, севернее г. Советская Гавань, - присутствие магнезиальных базальтов в составе пачки Б5. Здесь, в структурах Мишунинской и Копшинской, представлен низкокалиевый тип магнезиальных базальтов (см. табл. 7, Ia), $K_2O/Na_2O=0,33$ и М=56-57. Их положение в разрезе пачки пока не выяснено. Примечательно, что в Копшинской структуре также проанализировано два потока (Iб), отличающиеся очень низким К-Na-отношением - 0,14, обедненных Р, К, Na и Al, но обогащенных MgO (6,2%) и FeO (10,9%). По-видимому, они насыщены кумулятивным оливином.

Высокоглиноземистые базальты пачки (М=43-49) характеризуются высокими концентрациями Al_2O_3 (18-20%). Они также дискретны по составу. Низкокалиевые базальты оказываются обеднены статистически Ti и Р (см. табл. 7, IIa). Эта особенность рассматривалась нами ранее /Есин, 1988/. Они приурочены к средней части разреза пачки. В высококалиевых базальтах (IIб) $K_2O/Na_2O=0,45$. Они залегают стратиграфически выше низкокалиевых разновидностей. В Копшинской структуре среди высококалиевых базальтов обнаружен поток (см. прил. 2, обр. К6089), в котором содержание K_2O составляет 2,07%. (IIв). На классификационной диаграмме Д.Маккензи и Б.Чапеля (1972) этот состав попадает в поле абсарокитов.

В группе андезитобазальтов отчетливо выделяются по магнезиальности два типа пород с М=57-59 и 50-51, в выборках которых также различаются низко- ($K_2O/Na_2O=0,28-0,33$) и высококалиевые (0,48-0,50) разновидности (см. табл. 7, IIIa и IIIб).

Группа андезитов в пачке Б5 представлена высококалиевым типом (см. табл. 7, Va), $K_2O/Na_2O=0,54$ и М=45-46, встречающимся в составе Копшинского вулкана. Здесь же, в его материковой части, обнаружены латиты (Vб), $K_2O/Na_2O=0,76$ и М=48-49.

Пачка Д1 представлена андезитобазальтами, андезитами и дацитами. Высоко- и низкокалиевые андезитобазальты (см. табл. 7, Ia Ib), $K_2O/Na_2O=0,51$ и $0,36$, соответственно при $M=42-46$ статистически различаются обогащенностью первых T1 и P. Кроме них, в основании пачки обнаруживаются высокомагнезиальные (Iв) андезитобазальты ($M=51-52$ и $K_2O/Na_2O=0,45$). В группе андезитов по магнезиальности выделяются три типа пород. Высокомагнезиальные (IIб) андезиты ($M=48-49$, $K_2O/Na_2O=0,37$), слагающие экструзии на раннем этапе формирования пачки, несколько обогащены CaO и Al_2O_3 . Низкомагнезиальные (IIа) андезиты ($M=29-31$, $K_2O/Na_2O=0,50$) встречаются только в Аджимской структуре. Наконец, "нормальные" андезиты характеризуются магнезиальностью 38-39. Здесь же различаются низко- и высококалиевые андезиты (IIв и г), K-Na-отношения соответственно составляют $0,41$ и $0,54$.

Дациты оказываются корунднормативными ($0,5-0,8\%$) и являются наиболее поздними образованиями в составе пачки Д1. Преобладают низкокалиевые дациты (см. табл. 7, IIIа) с $M=35-36$ и K-Na-отношением $0,56$. Серия тел дацитов Копшинской структуры характеризуется более высокими концентрациями K_2O (IIIб), $K/Na=0,69$ при $M=36-37$. Разрез Буинской вулканической структуры прорывается молодой экструзией тосканитов (IV), $K_2O/Na_2O=0,96$ и $M=37,4$. В сравнении с дацитами они обеднены T1, Al, Ca, Na и P, а также не содержат нормативного корунда.

К пачке Д2 относятся дайки андезитобазальтов, андезитов и дацитов. Андезитобазальты представлены двумя типами: низкокалиевыми (см. табл. 7, Ia), $K_2O/Na_2O=0,45$ и $M=43-44$, и магнезиальными (Iб) соответственно $0,45$ и $48-49$. Все они встречаются в пределах Аджимской вулканической структуры, и их возрастное положение относительно друг друга не определено. Андезиты (IIа) также характеризуются низкими K-Na-отношениями - $0,45$ при $M=38-40$. Дациты (III) слагают одну из даек, прорывающих вулканы пачки Д1. Они оказываются высококалиевыми, $K_2O/Na_2O=0,66$, $M=36,1$. Содержание нормативного корунда - $0,5\%$.

Аналогично только в виде дайковой фации в рассматриваемом районе присутствуют шонониты, абсарокиты и риолиты, относящиеся к уйской толще, завершающие этап формирования кизинской серии. Мафические представители толщи обогащены T1, P и K при низких концентрациях глинозема.

Глава 4

ПОЗДНЕМИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВЫЙ ЭТАП

Особенностью позднекайнозойского этапа вулканической активности является закрытие (схлопывание) магмопроводящих систем в центральной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и появление новых вулканических аппаратов трещинного типа вблизи западной границы вулканогена. Эти центры продуцировали толеитовые магмы, излияние которых привело к формированию толеитовых плато структурно контролируемых теми же глубинными разломами, ограничивающими вулканический пояс. Благодаря высокой подвижности потоки толеитовых базальтов заливают обширные территории, длина потоков нередко достигает десятки километров при мощности от 0,5 до 10 м.

4.1. Характеристика разрезов

В пределах рассматриваемого района вулканогена расположено Нельминское плато, которое значительно расчленено. Оно представляет собой серию заполненных потоками депрессий в палеорельефе в междуречье Ботчи и Самарги. Потоки достигают современного побережья Татарского пролива в районе бухт Сонье, Лудза, Амахэ, Нельма и южнее пос. Гроссевичи.

Севернее бухты Лудза (см. прил. I, инт. IX-X), на вулканитах кузнецовской свиты, залегает около 4-5 потоков кварцнормативных толеитов с содержанием K_2O около 0,6%. В основании их обнаруживаются шаровые лавы. К северу (см. прил. I, инт. XI-XIII), на этом же гипсометрическом уровне, т. е. 20 м над уровнем моря, разрез продолжается. Здесь в пиллоу-лавах проанализирован состав стекловатой корки и центральной части одного из шаров. Стекло содержит 0,97% K_2O , в центре шара K_2O снижается до 0,65%. Выше пиллоу-лав залегают потоки однородных серых оливиновых толеитов с $K_2O=0,82\%$. Они характеризуются интерстициальной структурой, где

между микролитами плагиоклаза, оливина, клинопироксена локализуется черное вулканическое стекло. Далее, ближе к мысу Птичьему, пиллоу-лавы выклиниваются, и происходит наращивание разреза вплоть до современного уровня уреза воды и ниже. Здесь, в основании обнажений, вскрывается поток низкокалийевого, 0,25% K_2O , толеитового андезитобазальта. Его перекрывают более высококалийевые андезитобазальты, содержащие мелкие вкрапленники плагиоклаза и оливина. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, оливина, клинопироксена и вулканическим стеклом (до 40%). В бухте Амахэ (см. прил. I, инт. XXI) на уровне 15 м от уреза воды на вулканах кизинской серии встречен поток, содержащий в основании шаровые лавы, но они оказываются более высококалийевыми (1,4% K_2O) и оливиннормативными. Эти различия связаны с формированием шаровых лав в связи с излиянием разных по составу и времени потоков, которые, судя по разрезу, попадали на временные водотоки или озера.

Севернее устья р. Нельма (см. прил. I, инт. XXI-XXIII) вскрывается более чем трехкилометровый по протяженности разрез совгаванской свиты мощностью до 30 м. Немного севернее мыса Безымянного отчетливо фиксируется граница двух пачек в этом разрезе. Нижняя, более 10 потоков, — это высококалийевые (от 1 до 1,4 мас. % K_2O) оливиновые толеиты. На них налегает пачка (более 20 потоков) оливиновых и кварцевых толеитов с концентрацией $K_2O=0,4-0,9\%$. Выше их согласно перекрывают около 10 потоков высококалийевых (1,1-1,5 мас. % K_2O) оливиновых толеитовых базальтов. Основная особенность петрографических вариаций составов этих базальтов — изменение содержания оливина и вулканического стекла в породе. В этом разрезе, как и в районе мыса Птичьего, представлены два цикла излияний толеитовых базальтов, коррелируемых с данными по Совгаванскому плато, основания которых сложены низкокалийевыми, а верхи — высококалийевыми толеитами/Есин и др., в печати/.

Южнее пос. Гроссевичи на протяжении почти 7 км обнажаются базальты совгаванской свиты. Суммарная мощность потоков составляет 20-25 м. Основной особенностью этих базальтов являются высокие концентрации титана, более 2 мас. %. Они все относятся к высококалийевым (1-1,5% K_2O) разностям. Между тем в основании разреза встречен поток базальтов с более низким содержанием K_2O — 0,69%.

Данные о проявлении молодого щелочно-базальтоидного вулканизма в пределах Нельминского плато до последнего времени отсутс-

Таблица 8

Химический состав (мас.%) толеитовых и щелочных базальтоидов
материковой части Нельминского плато

Номер		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
п/п	образца													
I	CI014	50,10	1,80	16,74	0,00	11,40	0,16	6,70	8,00	3,28	0,56	0,80	0,32	99,86
2	CI015	49,31	2,05	15,61	0,00	11,68	0,16	7,78	7,58	3,31	1,72	0,48	0,50	100,18
3	CI016	52,15	1,73	15,90	0,00	11,83	0,17	6,27	7,46	3,34	1,09	0,19	0,32	100,45
4	CI017	48,85	2,01	15,85	0,00	12,23	0,17	8,31	8,05	2,83	1,39	0,04	0,43	100,16
5	CI018	48,99	1,92	15,98	0,00	11,27	0,16	8,30	8,17	3,30	1,37	0,42	0,42	100,30
6	CI019	46,08	1,71	15,91	0,00	10,06	0,19	9,68	9,43	2,93	1,40	1,50	0,44	99,33
7	CI020	49,12	2,14	15,18	0,00	12,52	0,16	7,72	7,66	3,47	1,75	0,36	0,52	100,60
8	CI021	49,94	2,21	16,64	0,00	11,28	0,13	6,11	7,36	3,86	1,54	0,20	0,51	99,78
9	CI022	49,90	2,16	16,18	0,00	10,68	0,15	7,27	7,22	3,57	1,53	0,58	0,50	99,74
10	CI023	49,63	2,67	16,26	0,00	11,29	0,15	6,62	7,23	3,54	1,57	1,08	0,51	100,55
II	CI024	53,03	1,67	16,55	0,00	10,52	0,15	5,53	6,66	3,92	1,60	0,10	0,37	100,10

Примечание: I, 3, 6, II - толеитовые базальты и андезитобазальты; 2, 4, 5, 7-10 - оливиновые базальты.

твовали. В 1990 г. нам удалось отобрать образцы с материковой части этого плато на удалении более 20 км от побережья, на водоразделе рек Нельма и Амахэ (табл. 8). Толейтовые вулканиды совгаванской свиты здесь представлены умеренно- и высококалийными оливин-нормативными базальтами и андезитобазальтами. Их перекрывают оливиновые базальты, в которых рассчитывается 14–20% нормативного оливина и до 0,5% нефелина. Они содержат ксенокристаллы оливина, мегакристаллы андезина, содержащего включения апатита, и глиноземистого авгита, а также ксенолиты габбро, пироксенитов и нодули кумулятивных лерцолитов, сложенных высокожелезистым минеральным парагенезисом. Эти вулканиды, которые мы относим к ванинской свите, связаны с проявлением небольших трещинных вулканических аппаратов, не формирующих крупные вулканические постройки в пределах Нельминского плато.

Севернее устья р. Коппи на побережье Татарского пролива обнажаются потоки толейтовых базальтов, пространственно тяготеющих к Совгаванскому плато. Благодаря малой вязкости эти потоки достигли по речным палеодолинам современного побережья на удаление порядка 50–60 км от их центра излияний. Они прослеживаются от устья р. Коппи до мыса Коровина, севернее пос. Иннокентьевского. Здесь высота береговых обнажений не превышает 20 м. Количество потоков в конкретных обнажениях варьирует от I до 9. На мысе Коровина потоки оливиновых толейтовых базальтов налегают на трахиандезитовую экструдию кузнецовской свиты.

4.2. Петро- и геохимическая характеристика

Базальты совгаванской свиты представлены оливиновыми и кварцевыми толеитами. Это довольно однородная, слабодифференцированная серия с устойчивым уровнем содержаний окислов железа, марганца, кальция и глинозема. Отношения CaO/TlO_2 и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TlO}_2$ варьируют от 3,5 до 5 и от 7,5 до 10,5, возрастая от оливин- к кварц-нормативным разностям и таким образом оказываются близкими к значениям, типичным для MORB. Магнезиальность базальтов изменяется от 49,5 до 63,4. Особенностью толейтовых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня является их обогащенность $\text{Na}_2\text{O} > 3$ мас. %, в сравнении с этим толеиты океанических островов менее натриевые – 2,2–2,6%. Повышенные содержания Na отмечаются для толейтовых базальтов риф-

товых зон (Na_2O 2,5–3,4%), а также молодых платформ (около 3,3%). Сравнивая с толеитами океанических островов, можно констатировать, что базальты Восточного Сихотэ-Алиня обогащены Sr —360–690 против 80–400 г/т, а также Ba —180–860 против 10–200 г/т. Кроме того, базальты обеднены V —120–160 г/т, в то время как в толеитах островов V —230–390 г/т. Концентрации Zr , Cr , Nb и Ni сопоставимы. Толеитовые базальты рифтовых зон, согласно сводке Б.Г.Лутца, обладают значительными вариациями концентраций петрогенных и примесных элементов (Rb , Sr , Ba , Zr , Cr , Co), поэтому сопоставление с ними по этим параметрам не позволяет выявить региональные особенности базальтов Восточного Сихотэ-Алиня. На классификационной диаграмме М.Мешида ($2\text{xNb} - \text{Zr}/4 - \text{Y}$) толеитовые базальты региона занимают поле внутриплитных толеитов.

Основной геохимической особенностью базальтоидов совгаванской свиты является неоднородность их составов по распределению TiO_2 , K_2O и P_2O_5 , которая проявляется столь резко, что оперирование средними составами вообще теряет всякий смысл. Расчет последних правомерен только для статистически однородных выборок. Базальты в выборках составов, дискретных по содержанию главным образом калия и титана, оказываются близки по магнезиальности, и поэтому эти вариации трудно коррелировать с процессами кристаллизационной дифференциации при уровне концентрации глинозема в них 15–16%. Кроме того, не обнаруживается обычной для дифференцированных серий корреляции MgO и $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, CaO и Na_2O . При уменьшении количества MgO снижаются содержания TiO_2 , K_2O и P_2O_5 . Подобного типа вулканические серии, которые формируются в связи с фракционированием первичных магм, нам не известны. В отношении концентраций элементов-примесей при снижении MgO статистически повышаются концентрации Li , Zn , снижается уровень содержания Pb , Nb , Zr , Ba . Не выявляется устойчивой закономерной корреляции MgO и Ni . Концентрация последнего в базальтах варьирует от 150 до 200 г/т. Не обнаружено корреляции MgO и Co , Cr , V , Sr .

На классификационных диаграммах, разделяющих рифтогенные и платобазальты, низкокалиевые базальты совгаванской свиты попадают в поле рифтогенных, а остальные могут быть аттестованы как внутриплитные, хотя в нашем случае они оказываются совмещенными по времени и в пространстве. На большинстве дискриминационных диаграмм Дж. Пирса часть базальтоидов попадает в поле MORB, однако

это не может служить признаком их океанического происхождения, поскольку низкокалиевые базальтоиды были встречены ранее, например, среди вулканогенных построек в пределах так называемых горячих точек Исландии ($\bar{X}(\text{TiO}_2)=2,19\%$ и $\bar{X}(\text{K}_2\text{O})=0,33\%$) и Гавай ($\bar{X}(\text{TiO}_2)=2,50\%$ и $\bar{X}(\text{K}_2\text{O})=0,33\%$), которые от MORB отличаются высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Кроме того, низкокалиевые базальты описаны в задуговых бассейнах. Средне- и умереннокалиевые базальты по составу отвечают аналогам плато Парана, а наиболее высококалиевые разновидности попадают в поле составов базальтов плато Этендека. Базальты Патагонии, а также низкокалиевые базальты Декана оказываются значительно более титанистыми в сравнении с базальтами совгаванской свиты Восточного Сихотэ-Алиня. Мезозойские базальты провинции Южной Карру преимущественно более низкотитанистые.

Для N-MORB $\text{Zr/Nb}=16-18$ и $\text{Y/Nb}=4,7-23,0$. Более низкие величины отношений характеризуют E-MORB соответственно $3,4-15,8$ и $0,5-8,8$. Для горячих точек эти индикаторные отношения еще более низки $\text{Zr/Nb}=5,6-8,6$, а $\text{Y/Nb}=0,5-0,8$. Все названные особенности иллюстрируют прежде всего геохимическую неоднородность верхней магменерирующей мантии. Для толеитовых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня $\bar{X}(\text{Zr/Nb})=12,5$ и $\bar{X}(\text{Y/Nb})=1,4-2,5$, т. е. наиболее близки к E-MORB. Вместе с тем, в них $\text{Ba/Nb}=18$, тогда как для N-MORB это отношение не превышает 5,6. Для базальтов горячей точки Морион $\text{Ba/Nb}=5,1-9,0$. Эти же значения характерны для островов Атлантического океана и только в базальтах, трассирующих аномалию DUPAL, $\text{Ba/Nb}=9-22$. Высокие отношения этих элементов (>12) также обнаруживаются для серии базальтов Гонолулу. Различия толеитов Восточного Сихотэ-Алиня и океанических базальтов иллюстрируются индикаторными отношениями концентраций элементов-примесей. Дискриминационной границей внутриплитных базальтов и MORB является отношение $\text{Zr/Y}=3,5-4,0$. Для низкокалиевых базальтов рассматриваемого района это отношение превышает 5. Кстати, низкокалиевые базальты сами по себе не редки в пределах континентов. Так, толеиты с K_2O около 0,25% описаны на плато Путорана, а на океанических плато K_2O в базальтах варьирует от 0,16 до 0,34%, достигая 0,97%.

4.3. Возраст

К настоящему времени в нашем распоряжении имеется пока ограниченное количество К-Аг-данных по возрасту толеитовых и щелочных базальтоидов региона. Для пород совгаванской свиты интервал времени излияний оценивается примерно в 5 млн лет. Наиболее древний возраст, 14,7 млн лет, определен для низкотитанистых толеитовых базальтов, залегающих в основании Совгаванского плато в приустьевой части р. Санку. Для потоков базальтов, обнажающихся на мысе Безымянном (см. прил. I, инт. XXI-XXII), севернее пос. Нельма (обр. С8251, С8253, С8254), получены цифры 9,0-8,7 млн лет. Для ванинской свиты имеются определения только по Совгаванскому плато, они укладываются в промежуток времени от 7,7 до 5,4 млн лет.

Глава 5
ПЕТРОГЕНЕЗИС И КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ
СИСТЕМ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ В СВЯЗИ С ЕГО
ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ ПОЛОЖЕНИЕМ

Кайнозойский магматизм западной окраины Тихоокеанской зоны перехода континент-океан чрезвычайно разнообразен. В значительной степени это связано с тем, что в разных его секторах процессы взаимодействия континентальной литосферы с океанической протекают своеобразно. Это выражается в формировании энсиалических или энсиматических островных дуг, их нередком эшелонировании, формировании активных и пассивных задуговых бассейнов, и, наконец, в асинхронности развития названных выше структур. Эти особенности в основном определяются разными системами и направленностью векторов перемещения отдельных сегментов Тихоокеанской литосферной плиты, а также неоднородностью строения фундамента разрушающейся континентальной окраины.

Сектор зоны перехода континент-океан, в состав которого входит Восточный Сихотэ-Алинь, включает: кайнозойскую энсиалическую островную дугу (о-ва Японии), активный задуговый Япономорский бассейн, Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинские линейные вулканические пояса и рифтовую систему Восточного Китая. По нашему мнению, именно активность последнего из названных структурных элементов определяет причины интенсивной деструкции, проявившейся в данном секторе зоны перехода и раскрытие задугового бассейна. Ниже мы попытаемся сформулировать в самом общем виде модель геодинамической эволюции региона.

5.1. Геодинамическая эволюция и главные структурные элементы региона

Наблюдаемый зональный характер магматизма в пределах рассматриваемой части Азиатской континентальной окраины определяется наличием в ее пределах трех структурных элементов строения: островодужная система, зона задугового спрединга и область тылового рифтогенеза.

I. Островодужная система. Мотивацией процессов магматизма в островодужной системе выступает взаимодействие погружающейся под континентальную окраину океанической плиты с веществом верхней мантии. В силу различий физико-химических особенностей, характеризующих эти контрастные по составу среды и возрастания P - T -параметров при попадании материала океанической литосферы на все более глубокие горизонты мантии, происходит последовательное и в то же время ступенчатое преобразование первого. Взаимодействие перидотитовой мантии с легкоплавкими составляющими субдуцированной плиты приводит к проявлению в пределах островодужной системы зонального характера магматизма. Наблюдается последовательная смена островодужных толеитовых ассоциаций фронтальной части дуги известково-щелочными, а затем при приближении к тыловым частям системы и шшонитовыми вулканитами. Эта петрохимическая зональность, являющаяся индикаторной при палеодиагностике островодужных комплексов, усложняется нередко фиксируемой первичной неоднородностью строения образований мантийного клина. Особенности строения области магмогенерации в островодужных системах контролируют появление геохимической специализации продуцируемых базальтоидов, к которой относятся, например, присутствие аномалий Nb, Ta, Ce, Eu в спектрах распределения редких и редкоземельных элементов вулканитов, а также своеобразные значения изотопных отношений Sr, Nd, Pb, Be и B, фиксирующих участие в магмогенезе пелагических осадков и измененных MORB-базальтов субдуцируемой океанической плиты, затачиваемых в верхнюю мантию.

II. Зона задугового спрединга в значительной степени неоднородна. При ее рассмотрении необходимо выделять, по крайней мере, два этапа эволюции. Первый диагностируется по проявлению мощного известково-щелочного и сопутствующего ему шшонитовому вулканизму дат-миоценового времени. Его ре-

результатом в рассматриваемом секторе является формирование линейных Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинских вулканических поясов, фрагменты которых устанавливаются на восточном побережье островов Японии и на блоках континентального фундамента в пределах Японского моря. Этот этап в своем развитии и по составу продуктов вулканизма имеет значительные черты сходства с геодинамической обстановкой Индийской окраины Тихого океана. Второй этап – собственно спрединговый. Для него характерно проявление своеобразного, рассеянного спрединга, который не сопровождается формированием хорошо выраженных рифтовых долин, а контролируется системой разрывов – осями растяжения в бассейне. С этим этапом связано излияние толеитовых и щелочных базальтов не только в пределах зарождающегося задугового бассейна, но и на литосферных блоках с более мощной корой, где сила растягивающих напряжений привела только к кратковременному раскрытию глубинных магмопроводящих систем разломов. Этот этап вулканизма отчетливо проявлен в пределах всего Сихотэ-Алиня, причем не только в окраинных вулканогенах, но и в его осевой части. По-видимому, мотивацией задугового спрединга является развитие конвективного массопереноса в области перехода континент-океан. Возможно, спусковой механизм этого – возмущение, вызванное введением субдуцируемой океанической плиты в разогретые участки верхней мантии:

III. Область тылового континентального рифтогенеза. До последнего времени этот тип структур и связанные с ними тектонические события не включались в общую систему процессов, происходящих в области перехода. В пределах рассматриваемого сектора Тихоокеанской окраины синхронно со всеми выделенными здесь зонами развивается Восточно-Китайская рифтовая система. В течение всего кайнозоя в дискретные интервалы времени (76–61; 51–45; 37,5–28,5; 25–17; 10–6; 4,4–2,6; 1,5–0,1 млн лет) здесь происходит излияние толеитовых и щелочных базальтов, базанитов, нефелинитов и трахитов. Щелочные магмы выносят нодулы гранатосодержащих перидотитов, что позволяет аттестовать положение области их магмогенерации в структуре мантийного плюма. Апвеллинг горячих масс, возможно, в сочетании с зарождающейся в кайнозой конвективной ячейкой, инициированной процессами субдукции во фронтальной части области перехода континент-океан, обеспечивают масштабы деструкции континентальной окраины.

5.2. Эволюция кайнозойского магматизма Восточного Сихотэ-Алиня и сопредельных районов

В истории кайнозойского магматизма Сихотэ-Алиня отчетливо выделяются следующие этапы развития: палеоцен (дат. ?)-эоценовые, эоцен-миоценовый и миоцен-плиоценовый, в которые регион был про-ницаем для внедрения мантийных базальтоидных магм.

В докайнозойское время регион, как окраинная часть Азиатско-го континента, представлял собой консолидированную область гетерогенного строения. К выступам фундамента, байкалидам Хингано-Буреинского и Ханкайского массивов, были причленены с восточной стороны две складчатые системы, окончательно оформленные к позднему мезозою – Восточно-Сахалинская и Сихотэ-Алинская.

К началу кайнозойского времени апвеллинг разогретого мантийного материала в тыловой части континентальной окраины вызвал к заложению дестабилизирующей ее Восточно-Китайской рифтовой системы (см. рисунок, I). Растягивающие усилия, связанные с раскрытием рифта на коре континентального типа, привели к возобновлению активности субдукционных процессов за счет "наползания" окраинного блока Азиатского континента на океаническую плиту. В связи с этим в палеоцен-эоценовое время на тектонически ослабленном стыке Сихотэ-Алинской и Восточно-Сахалинской складчатых систем активизируются шовные глубинные разломы, которые становятся проводниками мантийных выделов. Мы предполагаем, что положение поверхности плиты, субдуцированной на предшествующем этапе, было довольно пологим, поэтому зоны магмогенерации оказываются заключенными в узком и интенсивно прорабатываемом мантийном клине (см. рисунок, II), являясь таким образом малоглубинными образованиями. Такое положение участков плавления перидотитового вещества верхней мантии способно приводить к значительному прогреву нижних частей коры, что может инициировать в свою очередь развитие анатектических процессов при продвижении примитивных базальтоидных магм к поверхности. Таким образом, формирующиеся в это время известково-щелочные и шшонитовые серии вулканитов в пределах заложившегося Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса должны носить геохимические и изотопные признаки существования по крайней мере трех источников: субдуцированной океанической литосферы, перидотитового материала мантийного клина и корового субстрата.

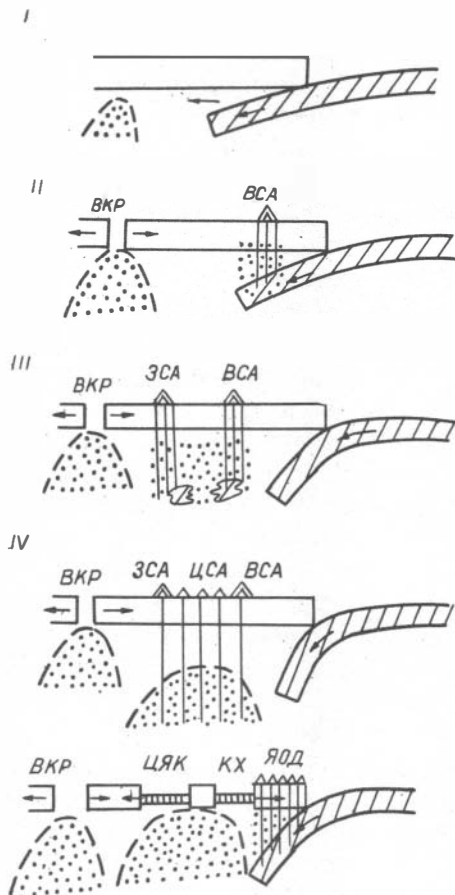


Схема кайнозойского развития зоны перехода континент-океан в Япономорском секторе.

Этапы развития: I – докайнозойский, II – раннепалеогеновый, III – среднепалеоген-раннеэоеновый, IV – позднеэоеновый для Сихотэ-Алиня и Япономорского бассейна. ВКР – Восточно-Китайская рифтовая зона, ВСА и ЗСА – Восточно- и Западно-Сихотэ-Алинские вулканические пояса, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинь, ЦЯК – Центрально-Япономорская котловина, КХ – котловина Хонсю, ЯОД – Японская островная дуга. Стрелки – векторы направления движения плит и блоков, крап – области магмогенерации. Остальные пояснения см. в тексте.

Надвигание континентальной окраины на Тихоокеанскую литосферу, с одной стороны, и встречное поддвигание последней под материк, с другой – в свою очередь приведет к увеличению крутизны наклона поверхности океанической плиты в зоне субдукции (см. рисунок, III). Поэтому проявившийся в позднем эоцене кратковременный всплеск известково-щелочного вулканизма носил черты более глубокого магматического источника в сравнении с существовавшим в раннем кайнозое. Его последующая более детальная проработка вследствие интенсификации растягивающих усилий в области, заключенной между аномально разогретым участком мантии под Восточно-Китайским рифтом и постоянно разогревающейся в этот период развития мантии в корневой части зоны субдукции, приводит к усилению магмогенерирующих процессов и проявлению активного, преимущественно известково-щелочного, вулканизма в пределах уже заложенного Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена и в закладывающемся, но не доразвитом в силу гетерогенности строения фундамента и поэтому фрагментарном, Западно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе. Основной вклад в состав примитивных магм этого времени, видимо, приходится на материал мантийного клина с небольшой составляющей, продуцируемой перерабатываемой в высокобарических условиях субдуцируемой плиты, включая пелагические осадки, затянутые вместе с ней по зоне субдукции. Увеличение крутизны угла погружения океанической плиты под континентальный блок и следующее за этим некоторое охлаждение низов коры, возможно, явились основной причиной того, что эоценом ограничивается в Сихотэ-Алине проявление кислого магматизма как в интрузивной, так и в вулканической фациях.

Предел прочности литосферы переходного типа на Азиатской континентальной окраине с мощностью коры 20–25 км под Сихотэ-Алинем был достигнут в миоцене (см. рисунок, IV). Поскольку наиболее активно рассмотренные выше процессы проявились южнее Сихотэ-Алиня, в этот этап началось формирование активного Япономорского задугового бассейна с присущим ему рассеянным типом спрединга. Это явилось основным фактором ускорения процесса "откатывания" сформировавшейся при этом островной дуги Японских островов, и как следствие, активизацию магмогенерации в зоне субдукции и проявление в пределах последней мощного позднекайнозойского зонального вулканизма. Севернее эти процессы проявились слабее и привели к раскрытию глубинных разломов, трассирующих или сопря-

женных осей Япономорской спрединговой зоны, являющихся проводниками толеитовых и щелочно-базальтовых магм в пределах Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, Центрального Сихотэ-Алиня и вдоль западной границы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена.

Представленная модель обосновывает закономерности выявленного ранее эволюционного характера развития кайнозойского магматизма Восточного Сихотэ-Алиня /Кутюлин и др., 1988/.

5.3. Основные петрогенетические факторы, определяющие эволюцию кайнозойского магматизма Восточного Сихотэ-Алиня

Для рассмотрения закономерностей эволюции кайнозойских магматических систем необходимо учитывать вероятность проявления следующих факторов магмо- и петрогенеза: плавление геохимически гетерогенного источника, фракционная кристаллизация, смешение расплавов, контаминация магм коровым или перидотитовым верхнемантийным материалом, плавление вещества коры на контакте вмещающих пород и крупных магматических камер. Основой для идентификации этих процессов являются геохимические и изотопные данные.

Под гетерогенностью источника здесь понимается возможность вовлечения при генерации магм первично неоднородного перидотитового материала верхней мантии и фрагментов субдуцированной океанической литосферы (путем прямого плавления, либо посредством контаминации магм флюидами, продуцируемыми при преобразовании субдуцированного материала, или плавления участков мантии измененных этими флюидами).

Процессы смешения, по-видимому, также проявляются и оказывают влияние на всех этапах подъема магм, но их примеры и масштабы проявления необходимо рассматривать индивидуально для каждой конкретной вулканической постройки. Идентификация процессов контаминации расплавов коровым материалом, видимо, проще, поскольку они должны нарушать линейность трендов вариаций петрогенных и примесных элементов вулканических серий.

В силу обнаруживающихся значительных вариаций химизма кайнозойских пород Восточного Сихотэ-Алиня, а, особенно, это касается представителей известково-щелочных серий, можно предположить, что их петрогенезис контролируется разнотипными процессами. Поэтому

далее мы попытаемся определить долю их вклада в наблюдаемые особенности состава пород. Ранее уже рассматривалось влияние геохимической неоднородности верхней мантии на состав примитивных магм региона /Есин, 1988; Есин и др., 1990; Крылов и др., 1990/, поэтому ниже основное внимание будет уделено процессам фракционной кристаллизации.

Одна из проблем для кайнозойских известково-щелочных и толеитовых пород Восточного Сихотэ-Алиня – выявляемая постоянно дискретность распределения калия в однотипных породах. Это приводит к необходимости постоянно выделять низко- и высококалиевые ассоциации в составах единых петрохимических серий /Есин, 1988/.

5.3.1. Поведение K_2O в петрогенезисе известково-щелочных магм

Калий является ключевым компонентом в силикатных расплавах. Уровень его концентрации и характер поведения в течение дифференциации определяет основные различия внутриплитных толеитовых, островодужных толеитовых, известково-щелочных, шшонитовых, а также и щелочных магм. Как правило, K_2O – это индикатор LILE- и LREE-обогащения магм. В породах среднего состава наблюдается корреляция K_2O с глубиной положения зоны Бенъофа в областях перехода континент-океан /Dickinson, Natherton, 1967 и др./, что позволяет связывать процессы, происходящие на глубине с материалом субдуцируемой океанической литосферы с геохимической спецификой генерируемых в результате этого магм.

Ранее мы уже рассматривали закономерности поведения некогерентных элементов в кайнозойских вулканитах Восточного Сихотэ-Алиня, которые выражаются в том, что для каждого вулканического комплекса региона проявляются "истощенные" и "неистощенные" этими элементами ассоциации пород /Есин, 1988/. В результате обнаруживаются признаки геохимической неоднородности магмогенерирующего субстрата в верхней мантии. Вместе с тем, новые экспериментальные данные /Baker, Eggler, 1987; Meen, 1990; Bartels et al., 1991 и др./ позволяют предположить, что часть этих особенностей может быть связана с процессами фракционирования.

Реальными минеральными фазами, которые могут изменять состав примитивных известково-щелочных магм вследствие фракционной крис-

таллизации, являются оливин, плагиоклаз, пироксены, титаномagnetит, шпинель и может быть апатит. Доля расплавов, обогащенных водным флюидом в рассматриваемых магматических комплексах, невелика. Так, в выборке по кизинской серии (см. табл. 4-6) породы, содержащие в своем составе роговую обманку, составляют только 13%. По-видимому, их появление связано с контаминацией магм водосодержащими компонентами коры при взаимодействиях, проявляющихся в периферийных частях крупных магматических камер. Таким образом, из названных выше минералов только плагиоклаз может содержать в своем составе K_2O . Учитывая, что концентрация K_2O в плагиоклазе (An_{90-40}) варьирует от 0,02 до 0,57% /Есин и др., 1990/, а

Пл/Р
 $K_D(K_2O) = 0,2$ /McKay, Weill, 1977/, то даже при условии преобладания плагиоклаза в названном выше минеральном ансамбле калий остается некогерентным элементом и накапливается в поздних дифференциатах вулканических серий. Изменение этой ситуации возможно только при условии ранней кристаллизации роговой обманки, биотита и/или калиевого полевого шпата.

Вариации содержаний K_2O , являющегося сильно некогерентным элементом в породах, связанных процессами фракционирования, зависят от F , доли оставшегося после частичной кристаллизации расплава. В этом случае интенсивность накопления K_2O относительно показателей степени фракционирования, в частности такого универсального индикатора, как содержание SiO_2 , будет контролироваться валовым составом кристаллизующегося минерального ансамбля, что, в свою очередь, определяется давлением и степенью остывания исходной магмы в промежуточном очаге.

Согласно результатам экспериментальных исследований, проведенных с разными составами высокоглиноземистых базальтов с варьирующими содержаниями K_2O , при fO_2 , отвечающем буферам QFM- NNO и давлении 1 атм, оливин и плагиоклаз кристаллизуются почти одновременно, хотя доля первого в субликвидусной ассоциации заметно преобладает. Равновесные с ними расплавы истощаются Ca, Mg и Al, обогащаясь Si, Fe, Na, K и Ti. Магний в сравнении с Fe более интенсивно связывается с оливином, поскольку MgO/FeO для него в 3 раза выше, чем в сосуществующем расплаве. В низкотемпературной области начинается кристаллизация пироксенов, что продуцирует бо-

лее слабое снижение магнезиальности в остаточном расплаве, чем это наблюдается при появлении оливина. С учетом кристаллизации титаномагнетита магнезиальность остаточного стекла в итоге снижается на 15-17 значений.

При давлении 10 кбар первым минералом, появляющимся на ликвидусе, становится плагиоклаз. Несколько позднее кристаллизуется оливин. При этом разница температур появления оливина и авгита с увеличением давления снижается, а эффекты обогащения остаточных расплавов петрогенными элементами остаются без изменения. Повышение содержания K_2O в стартовом составе приводит к снижению температуры кристаллизации плагиоклаза и пироксенов, но мало влияет на температуру появления оливина.

Повышение давления до 15 кбар приводит к началу почти одновременной кристаллизации плагиоклаза и авгита. При этом разница температур выделения авгита и оливина изменяется от $-60^{\circ}C$ при 1 атм и до $+50^{\circ}C$ при 15 кбар. С увеличением концентрации K_2O в исходном составе повышаются температуры кристаллизации оливина в сравнении с плагиоклазом и авгитом вплоть до того, что плагиоклаз остается первой фазой, а оливин и авгит кристаллизуются позднее (при $1200^{\circ}C$) одновременно. Кроме того, в низкотемпературной области происходит некоторое подавление поля кристаллизации ортопироксена по мере увеличения доли K_2O в системе.

Таким образом, для постоянного валового состава исходной шихты фиксируется, что при повышении давления расширяется поле стабильности авгита и плагиоклаза в сравнении с оливином. Повышение содержания K_2O приводит к обратному эффекту, увеличивая стабильность оливина в сравнении с остальными фазами.

Составы синтезируемых субликвидусных плагиоклаза и оливина при повышении давления остаются близкими. При повышении давления, когда ассоциация ранних плагиоклаза и оливина сменяется на плагиоклаз и авгит, в остаточных расплавах происходит возрастание Na_2O/CaO , и с авгитом ассоциирует более кислый плагиоклаз. Высокобарический авгит оказывается обогащен Na и Al. Для кристаллизующегося титаномагнетита обнаруживается повышение концентрации Ti при увеличении давления.

Доля авгита в сравнении с оливином возрастает при кристаллизации составов в высокобарической области, так как авгит и сравнительно кислый плагиоклаз обогащены SiO_2 , то в остаточных

расплавах интенсивно накапливается K_2O и слабее SiO_2 . Этим и определяется различие степени накопления K_2O относительно SiO_2 в ходе фракционирования при высоких и низких давлениях.

Фракционная кристаллизация при низких давлениях приводит к обогащению расплавов SiO_2 , так как кристаллизуется оливин даже из кварцнормативных базальтов. Одновременно слабо возрастает концентрация K_2O , поскольку калий остается некогерентным элементом. В этом случае из низкокальциевых исходных магм генерируются также низкокальциевые дациты, а кристаллизующийся минеральный ансамбль вкрапленников обеднен SiO_2 (оливин+плагиоклаз+клинопироксен). В низкотемпературной области к ним присоединяется пижонит. Далее фракционирование авгита, пижонита и плагиоклаза приводит к смещению состава остаточного расплава к кварцевому углу системы оливин-диопсид-кварц. Повышение доли ортоклазового минала в системе расширяет фазовое поле оливина.

При давлении более 5 кбар оливин кристаллизуется только из оливиннормативных расплавов. При этом степень обогащения K_2O превышает SiO_2 , поскольку валовое содержание SiO_2 в ассоциации вкрапленников близко к SiO_2 в расплаве. Повышение SiO_2 для фенокристаллов приводит к кристаллизации более низкокремнистого низкокальциевого пироксена и оливина. Расплавы, в которых кристаллизуются оливин, плагиоклаз, авгит и пижонит, эволюционируют к псевдоэвтектике, где появляется другой низкокальциевый пироксен. Последующая кристаллизация приводит к обогащению остаточного расплава K_2O при небольшом повышении количества SiO_2 .

С увеличением давления степень насыщения K_2O в сравнении с SiO_2 возрастает. Обогащение K_2O остаточных расплавов прекращается кристаллизацией щелочного полевого шпата, но фракционная кристаллизация редко приводит к его появлению. Фазовое поле первичного оливина расширяется по отношению к пироксенам с увеличением доли ортоклазового минала и может ограничиваться в системе оливин-диопсид-кварц термальным разделом авгит-ортопироксен-плагиоклаз-кальциевый полевой шпат. В этом случае оливин может реагировать с расплавом (оливин+расплав=>плагиоклаз+пижонит), что приводит к появлению кварцнормативных расплавов. Отделение оливина, плагиоклаза и двух пироксенов ограничивает обогащение SiO_2 в системе до определенного предела, но дальнейшая эволюция ее ведет к росту концентрации K_2O и SiO_2 .

Таким образом, фракционная кристаллизация высокоглиноземистых базальтовых расплавов при давлении, превышающем 15 кбар, может приводить к появлению ступенчатого тренда обогащения K_2O и SiO_2 . Первый этап - слабое возрастание содержания K_2O при заметном насыщении системы SiO_2 - маркируется реакцией оливина с расплавом и кристаллизацией низкокальциевого пироксена. Повторный этап резкого повышения содержания SiO_2 будет контролироваться фракционированием оливина. Доля ортоклазового минала в системе, при которой начинается этот этап, определяется давлением. В результате максимум концентрации K_2O в оливиннормативных расплавах определяется давлением, при котором происходила первичная кристаллизация примитивной магмы (в случае стабильности плагиоклаза на ликвидусе).

Описанные соотношения отвечают безводным системам или случаям, когда концентрация воды не влияет на фазовые соотношения. Дополнительное введение H_2O в систему оливин-диопсид-кварц приводит к расширению первичного фазового поля оливина при увеличении давления. Влияние H_2O и K_2O сходны и дополняют друг друга в мафических, а также в средних расплавах. Но хотя не существует, видимо, магм совершенно "сухих", все-таки исходные известково-щелочные выплавки содержат невысокие концентрации H_2O . При кристаллизации минерального ансамбля оливин+авгит+ортопироксен+плагиоклаз H_2O ведет себя как некогерентный компонент и, следовательно, накапливается в расплаве. Это приводит к расширению фазового поля первичного оливина относительно пироксенов, и состав остаточного расплава смещается к кварцнормативному. Максимум обогащения K_2O для оливиннормативных расплавов достигается при более низких концентрациях K_2O при высоких содержаниях H_2O во всем спектре давлений, так как высокое содержание H_2O замедляет степень обогащения K_2O относительно повышения содержания SiO_2 в расплаве.

Описанные выше эффекты могут приводить к тому, что при высокотемпературной кристаллизации комагматическими могут оказаться шониты ($K_2O=3,2\%$) и базальты ($K_2O=0,8\%$) /Meen, 1987/.

Исходя из приведенного анализа результатов экспериментальных работ можно предположить, что проблема существования высоко- и низкокальциевых ассоциаций пород в известково-щелочных комплексах Восточного Сихотэ-Алиня может решаться на основе механизма фракционной кристаллизации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проявление базитового кайнозойского магматизма в Восточном Сихотэ-Алине и заложение здесь линейной вулканической структуры тесно связано с процессами деструкции Азиатской континентальной окраины. Вулканический пояс пережил два основных этапа развития: доспредилинговый и рифтогенный. В доспредилинговый этап проявившийся здесь преимущественно известково-щелочной и шшонитовый магматизм имеет много общих черт с характером кайнозойского вулканизма Чилийских Анд. Различия обусловлены тем, что кайнозойский континентальный рифтинг в тыловой части зоны перехода (Восточно-Китайский рифт) инициировал в миоцене проявление растягивающих усилий и формирование Япономорского задугового бассейна. Отражением этих рифтогенных процессов в консолидированной складчатой Сихотэ-Алинской области явились излияния позднекайнозойских толеитовых и щелочно-базальтовых магм.

Предложенная здесь геодинамическая модель развития деструктивных окраинно-континентальных процессов дает основу для петрологического понимания особенностей кайнозойского магматизма региона. Так, смешанный характер известково-щелочного магматизма раннего палеогена, включающий островодужного типа толеитовые, а также известково-щелочные и шшонитовые ассоциации пород, связан с заложением магматических очагов в узком мантийном клине, что обеспечивает интенсивный прогрев как низов коры, так и вовлечение в плавление материала субдущированной океанической литосферы. Позднее, в среднепалеоген-ранненеогеновое время, преимущественное плавление геохимически неоднородного перидотитового материала верхней мантии инициирует известково-щелочной и шшонитовый вулканизм, в петрогенезисе которого значительную роль играла высокобарическая фракционная кристаллизация, обеспечивающая, в свою очередь, появление высоко- и низкокальциевых ассоциаций пород. Нако-

нец, в позднем неогене поднятие разогретого мантийного материала в условиях рифтогенеза региона обеспечивает излияние толеитовых и щелочно-базальтовых магм, разнообразие состава которых контролируется различием Р-Т-условий магмогенерации, процессами мантийного метасоматоза и неоднородностью состава мантийного субстрата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахметьев М.А. Олигоценные и миоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР как показатели климатической обстановки//Изв. АН СССР. Сер. геол.- 1974.- N 4.-С. 134-143.

Ахметьев М.А., Ботылева Л. П. Неоген-четвертичные андезитобазальты Восточного Сихотэ-Алиня//Петрология неоген-четвертичных базальтоидов Северо-Западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. - М., 1971 - С.13-47.

Есин С.В. Поперечная зональность и петрохимическая характеристика базальтоидов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса //Взаимосвязь процессов магматизма, метаморфизма и рудообразования в складчатых областях Юга Сибири. - Новосибирск, 1988. - С.3-24.

Есин С.В., Кутолин В.А., Прусевич А.А. Вулканизм средней части Восточного Сихотэ-Алиня. - Новосибирск, 1990 - 158 с.

Есин С.В., Прусевич А.А., Кутолин В.А. Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня. - Новосибирск: Наука, 1992 (в печати).

Крылов И.А., Есин С.В. Петрохимия и геологическое положение габбро-диорит-гранодиорит-гранитного прибрежного комплекса Восточного Сихотэ-Алиня//Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных комплексов Юга Сибири. - Новосибирск, 1991 - С.69-83.

Крылов И.А., Есин С.В., Прусевич А.А., Лапин И.В. Минералогия, геохимия и петрогенезис вулканитов структуры Пятьпал (Восточный Сихотэ-Алинь)//Минералогические аспекты петро- и рудогенеза. - Новосибирск, 1990 - С.25-51.

Кутолин В.А., Есин С.В., Прусевич А.А. Эволюция кайнозойского вулканизма средней части Восточного Сихотэ-Алиня//Проблемы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. - Южно-Сахалинск, 1988. - С.9-11.

Мартынов Ю. А. Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. - Владивосток, 1983. - 143 с.

Попов В.К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. - Владивосток, 1986 - 156 с.

Троян В.Б. Прибрежная интрузивная серия Северного Сихотэ-Алиня: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1979. - 24 с.

Baker F., Arth J. G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archean bimodal trondjemite-basalt suite//Geology. - 1976. - Vol.4. - P. 596-600.

Baker D.R., Eggler D.H. Compositions of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite, and olivine or low-Ca pyroxene from 1 atm to 8 kbar//Amer. Mineral. - 1987. - Vol.72. - P.12-28.

Bartels K. S., Kinzler R. J., Grove T. L. High pressure phase relations of primitive high-alumina basalts from Medicine Lake volcano, northern California//Contribs. Mineral. and Petrol. - 1991. - Vol.108. - P.235-270.

Dickinson W. R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific//Science. - 1967 - Vol.157. - P.801-803.

Inshihara S. The granitoid series and mineralisation//Economic Geology 75-th anniversary volume. - 1981. - P. 458-484.

McKay G.A., Weill D.F. KREEP petrogenesis revisited//Proc. Eighth Lunar. Sci. Conf. - 1977. - P.2335-2339.

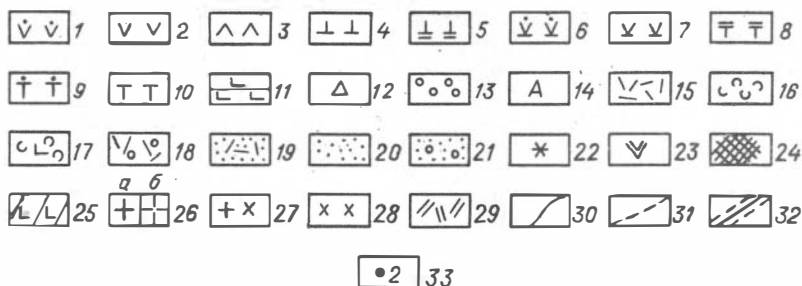
Meen J. K. Formation of shoshonites from calc-alkaline basalt magmas//Contribs. Mineral. and Petrol. - 1987. - Vol.97. - P.333-351.

Meen J. K. Elevation of potassium content of basaltic magma by fractional crystallization: the effect of pressure//Contribs. Mineral. and Petrol. - 1990. - Vol.104. - P.309-331.

White A. J. R., Chappell B. W. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold belt, south-eastern Australia//Circum-Pacific plutonic terranes//Geol. Soc. Amer. Mem. - 1983. - Vol. 159. - P.21-34.

Приложение I

Разрез от мыса Золотого до мыса Успения



Условные обозначения к рисункам :

1 - магнезиальные базальты, 2 - высокоглиноземистые базальты, 3 - андезитобазальты, 4 - андезиты, 5 - дациты, 6 - абсарокиты, 7 - шшониты, 8 - тосканиты, 9 - латиты, 10 - трахириолиты, 11 - толейитовые базальты, 12 - кластолавы, 13 - лавокластиты, 14 - аглотинаты, 15 - туфы (Пл - пелитовые, Пм - псаммитовые, Пф - псефитовые, Гл - глыбовые), 16 - туффиты, 17 - шаровые лавы, 18 - туфоконгломераты, 19 - туфопесчаники, 20 - песчаники и алевролиты, 21 - конгломераты, 22 - цеолитизация, 23 - мощные и 24 - локальные зоны развития вторичных кварцитов, 25 - дайки диабазов, 26 - граниты (а) и лейкограниты (б), 27 - гранодиориты, 28 - диориты, 29 - участки задернованные, 30 - достоверные и 31 - нечеткие геологические границы, 32 - зоны дробления, 33 - места отбора проб, номера которых соответствуют номерам анализов, приведенных в таблицах.

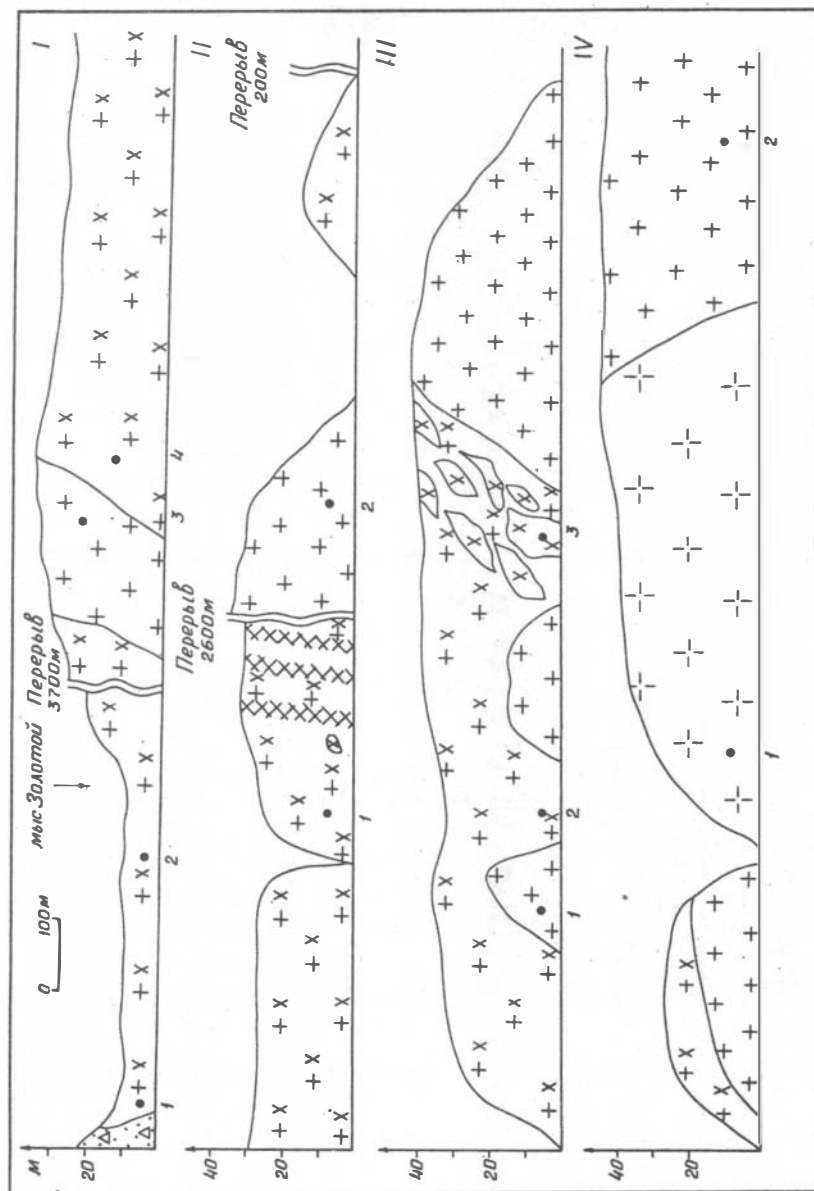


Таблица I

Химический состав пород по линиям разрезов I, II, III и IV

Оксиды	Линия I				Линия II		Линия III			Линия IV	
	П89I0	П89II	С9I02	С9I0I	С9I00	С9I03	С9I04	С9I05	С9I06	С9I07	С9I08
	I	2	3	4	I	2	I	2	3	I	2
SiO ₂	67,10	63,56	69,88	65,39	67,66	69,44	72,86	64,95	58,72	76,54	61,88
TiO ₂	0,50	0,73	0,33	0,56	0,49	0,42	0,31	0,61	0,78	0,22	0,81
Al ₂ O ₃	16,06	15,46	15,29	15,81	15,14	14,60	13,32	15,44	16,49	12,03	15,59
Fe ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	3,83	5,94	3,11	4,21	3,99	3,85	2,53	4,98	6,71	1,43	6,72
MnO	0,09	0,10	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,07	0,09	0,02	0,10
MgO	0,89	2,77	1,18	2,19	1,61	1,42	0,97	2,31	3,82	0,40	3,02
CaO	1,64	4,13	2,82	4,05	3,04	2,88	1,87	3,89	5,92	0,48	5,14
Na ₂ O	4,89	3,44	3,77	3,64	3,62	3,13	3,57	3,48	3,57	2,77	3,36
K ₂ O	4,59	3,11	2,43	2,99	4,04	3,79	4,24	3,17	2,21	5,37	2,60
П.п.п.	0,36	0,64	1,16	0,48	0,40	0,42	0,58	0,74	1,36	0,76	0,40
P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,12	0,11	0,08	0,09	0,06	0,13	0,19	0,02	0,16
Сумма	100,08	100,02	100,15	99,47	100,12	100,09	100,35	99,77	99,86	100,04	99,78

Примечание. Здесь и далее: химический состав пород в мас.%.
80

Л и н и я I. В береговых обнажениях представлены гранодиориты и прорывающие их биотитовые граниты прибрежного комплекса (массив Золотой). В южной части разреза вскрыт горячий контакт гранодиоритов с предположительно позднемезозойскими кластолавами. П8910. Гранодиорит. Нет шлифа.

П8911. Гранодиорит. Структура гипидиоморфно-зернистая, среднезернистая. Темноцветные минералы составляют 15-20%, преобладает биотит, также диагностируются орто- и клинопироксены, частично замещенные актинолитом. Кварц (10-15%) главным образом сосредоточен в интерстициях и немного в микропегматитовых образованиях. Плаггиоклаз представлен крупными полисинтетически сдвоенными кристаллами (около 50%). Содержание калиевого полевого шпата составляет около 15%. Титаномагнетит идиоморфен, до 0,3 мм (до 3%). В отдельных зернах плаггиоклаза встречаются мелкие включения циркона.

С9102. Гранит. Нет шлифа.

С9101. Гранодиорит. Структура гипидиоморфно-зернистая крупнозернистая. Темноцветные минералы составляют около 25%, преобладает биотит, в ассоциации с которым присутствуют орто- и клинопироксены. В пироксенах встречены включения магнетита. Содержание кварца - около 10%, плаггиоклаза - 45-50%, калиевого полевого шпата - 15-20%, титаномагнетит (размер зерен до 1 мм) - 2,5%, сфен - до 3%. В плаггиоклазе обнаруживаются вроски клинопироксена и магнетита.

Л и н и я II. В разрезе преобладают гранодиориты прибрежного комплекса, в которых встречены три маломощные (до 5 м) зоны вторичных изменений и ксенолиты диоритов. В центре разреза выходы гранитов.

С9100. Гранодиорит. Структура мелко-среднезернистая. Зерна биотита мелкие (до 2%). Остальные темноцветные минералы (около 3-5%) замещены актинолитом и хлоритом. Титаномагнетит (размер зерен 0,3 мм) составляет 2% породы. Крупные полисинтетически сдвоенные зерна плаггиоклаза - 30-35% породы. В интерстициях располагаются кварц (40-45%) и щелочной полевой шпат (15-20%).

С9103. Гранит гипидиоморфно-среднезернистый. Темноцветные минералы составляют около 7-10%. Они представлены биотитом (2-3%) и апопироксеновыми актинолитовыми псевдоморфозами. Кварц (около

40%) вместе с щелочным полевым шпатом слагает микропегматитовые агрегаты. Содержание плагиоклаза - 15-20%, калиевого полевого шпата - около 35%, титаномагнетита (размер зерен 0,3 мм) - 0,5%.

Л и н и я III. Гранодиориты, содержащие ксенолиты диоритов, прорваны серией гранитных тел.

С9I04. Гранит. Структура гранитовая, среднезернистая. Биотит составляет около 10%, его выделения содержат вросстки магнетита. Кварц - 35-40%, плагиоклаз - около 25%, калиевый полевой шпат - 30-35%, титаномагнетит (размер зерен до 1 мм) - 2-3%.

С9I05. Гранодиорит. Структура средне- и равномерно-зернистая. Темноцветные минералы составляют 15-17%, преобладает биотит, кварц - 25-30%, плагиоклаз - около 45%, калиевый полевой шпат - около 10%, титаномагнетит (размер зерен 0,3 мм) - до 2%.

С9I06. Кварцевый диорит. Структура пойкилитовая, порфириовидная, мелкозернистая. Крупные зерна плагиоклаза (3х1 мм) содержат вросстки магнетита. Фемические минералы в значительной мере замещены хлоритом и слагают до 40% породы, преобладает амфибол. Мелкие лейсты плагиоклаза заключены в пойкилокристаллы кварца и щелочно-полевого шпата. Титаномагнетит представлен крупными скелетными кристаллами размером до 0,7 мм составляет около 2%. В породе также обнаруживается апатит.

Л и н и я IV. Продолжение массива Золотого. В разрезе, в южной части, гранодиориты прорываются гранитами. Далее их сменяют лейкограниты, имеющие рвущие взаимоотношения с гранитами.

С9I07. Лейкогранит. Структура аллотриоморфно-зернистая, мелко-среднезернистая, местами микропегматоидная. Порода сложена кварцем (40%) и калиевым полевым шпатом (60%). Присутствуют единичные, очень редкие зерна биотита.

С9I08. Гранодиорит. Структура гипидиоморфно-зернистая, среднезернистая. Темноцветные минералы составляют 30% породы. Они представлены биотитом, клино- и ортопироксеном. В пироксенах обнаруживаются вросстки плагиоклаза и магнетита. Содержание кварца - 10%, плагиоклаза - 45-50%, калиевого полевого шпата - 30-35%. Выделения плагиоклаза переполнены включениями магнетита и клинопироксена. Титаномагнетит (размер зерен 0,3 мм) составляет до 2-3%.

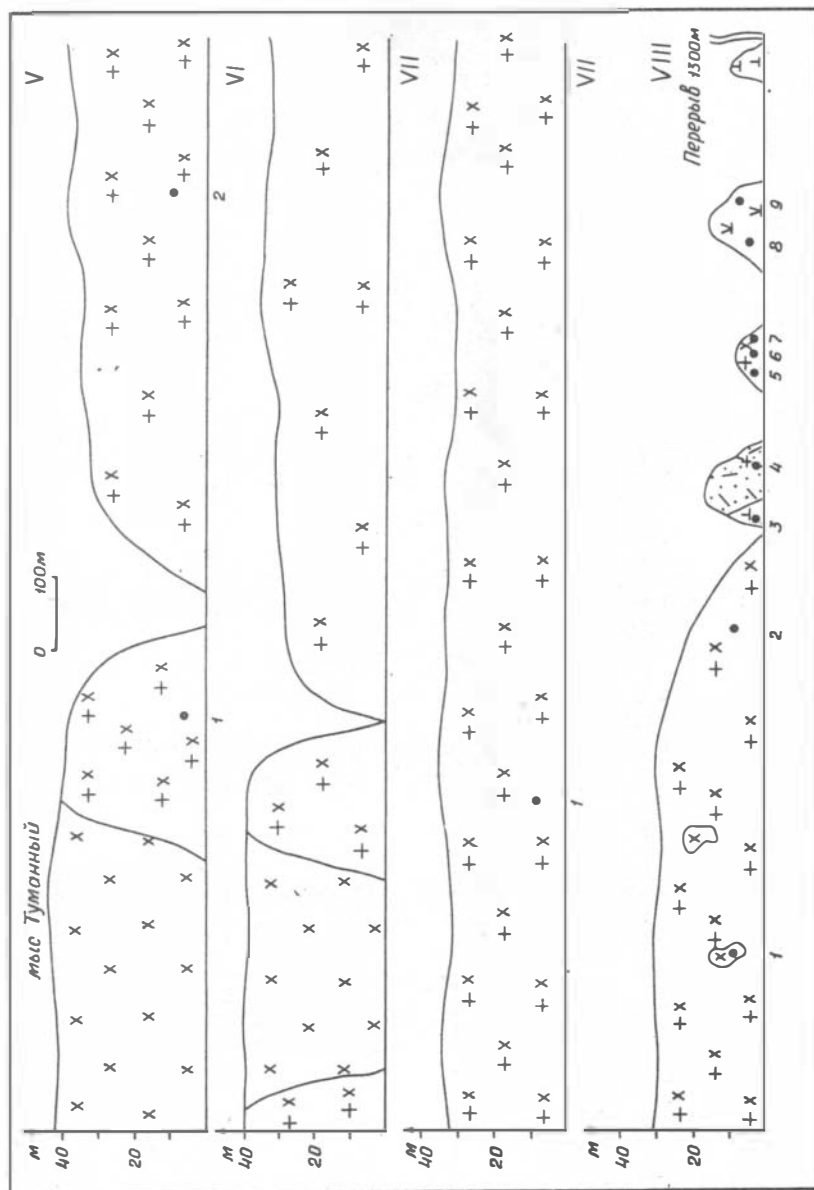


Таблица 2

Химический состав пород по линиям разрезов У, УІ, УІІ и УІІІ

Оксиды	Линия У		Линия УІ	Линия УІІІ								
	С9І09	П89І6	П89І4	П89І3	С8І76	С8І75	С8І74	С8І73	6І4/6	6І4/7	С8І7І	С8І72
	І	2	І	І	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	67,15	67,84	60,54	55,63	60,74	57,40	75,06	67,15	65,74	65,27	66,97	67,35
TiO ₂	0,08	0,50	0,70	0,70	0,86	0,99	0,22	0,53	0,53	0,53	0,46	0,47
Al ₂ O ₃	14,06	14,11	15,99	17,26	15,02	17,97	11,79	14,57	15,16	15,67	14,74	15,09
Fe ₂ O ₃	0,00	2,64	2,56	3,16	2,34	1,36	0,26	1,00	1,81	1,41	1,75	2,07
FeO	4,88	1,93	3,79	4,98	3,85	5,27	1,57	2,92	2,64	2,85	3,06	2,14
MnO	0,05	0,04	0,08	0,12	0,09	0,14	0,02	0,07	0,09	0,83	0,12	0,08
MgO	2,02	1,95	2,81	4,27	2,98	2,57	0,24	1,96	1,92	2,01	1,28	1,30
CaO	3,01	2,69	5,65	6,47	5,06	5,49	0,70	3,38	3,08	3,45	3,49	3,07
Na ₂ O	3,04	2,81	3,25	3,68	4,10	4,10	3,40	3,67	3,94	4,15	3,83	4,37
K ₂ O	3,78	3,96	2,47	1,59	2,60	1,73	5,58	3,32	4,00	3,57	2,55	2,55
П.п.п.	1,30	1,41	1,29	1,77	2,05	2,70	0,97	1,13	1,16	1,04	1,56	1,25
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,19	0,25	0,20	0,25	0,02	0,12	0,13	0,13	0,14	0,13
Сумма	99,48	99,99	99,32	99,88	99,89	99,97	99,83	99,82	100,20	100,91	99,95	99,87

Л и н и я V. В южной половине разреза ранние диориты массива Золотого прорываются гранодиоритами.

С9109. Гранодиорит слабоизмененный. Структура среднезернистая. Фемические минералы (15-20%) - биотит и пироксены, а также вторичные, представлены радиально-лучистыми турмалиновыми агрегатами. Титаномagnetит (размер зерен до 1 мм) составляет 2-3%.

П8916. Гранодиорит. Структура субаллотриоморфно-зернистая, среднезернистая, микропегматоидная. Порода содержит единичные зерна биотита, пироксена - около 7%, кварц-полевошпатовый, микропегматитовый агрегат - 60%, идиоморфные полисинтетические кристаллы плагиоклаза, напичканные включениями пироксена и магнетита - около 30%, и титаномagnetит (до 0,8 мм в поперечнике) - 2,5%.

Л и н и я VI. На продолжении береговых обнажений выходят диориты и гранодиориты.

Л и н и я VII. На протяжении всей линии выходят только гранодиориты прибрежного комплекса.

П8914. Кварцевый диорит. Структура гипидиоморфно-зернистая, средне- и равномерно-зернистая. Темноцветные минералы составляют 15-20%, преобладает биотит, ассоциирующий с пироксеном. Идиоморфные выделения плагиоклаза (около 50% объема породы) содержат вроски пироксена и магнетита. Содержание кварца в интерстициях - 15-20%, калиевого полевого шпата около 15%. Магнетит (размер зерен 0,3 мм) до 1%. Порода слабо серицитизирована.

Л и н и я VIII. Северная часть массива Золотого. Обнажаются гранодиориты, содержащие ксенолиты мелкозернистых диоритов. Далее в основании разреза вскрыто тело андезитов, над которым залегают туфы. Породы ороговикованы и прорваны жилой гранитов. Севернее обнажаются гранодиориты, а за ними следуют выходы абсарокитов, а немного севернее - андезитов. Все вулканы этой линии относятся к кузнецовской свите.

П8913. Диорит. Нет шлифа.

С8176. Кварцевый диорит. Фемические минералы (7-10%) представлены актинолитовой роговой обманкой, биотитом и клинопироксеном. Выде-

ления плагиоклаза идиоморфны (45-50%). В его интерстициях располагаются кварц (около 25%) и щелочной полевой шпат (20-25%). Зерна титаномагнетита размером до 1 мм составляют около 3% породы.

С8175. Кварцевый диорит. Нет шлифа.

С8174. Гранит-аплит содержит кварц (40-45%), калиевый полевой шпат (50-55%), кислый плагиоклаз (5-7%), редкие зерна биотита, магнетита и сфена.

С8173. Гранодиорит. Структура гипидиоморфно-зернистая. Порода сложена идиоморфным плагиоклазом (30-35%), биотитом и пироксеном (10-15%), щелочным полевым шпатом (35-40%), кварцем (15-20%) и титаномагнетитом (1-2%). В зернах плагиоклаза обнаруживаются мелкие включения циркона.

614/6. Гранодиорит. Структура среднезернистая. Темноцветные минералы составляют 15-20%, преобладает биотит, ассоциирующий с бледно-коричневой роговой обманкой. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован, но отдельные крупные выделения зональны и имеют неравновесное подплавленное ядро. Содержание плагиоклаза в породе - около 50%, кварца - 10-15%, калиевого полевого шпата - около 15%, магнетита (размер зерен 0,3 мм) - до 1%.

614/7. Гранодиорит. Темноцветные минералы составляют около 25%, преобладает актинолитовая роговая обманка, развивающаяся по клинопироксену, реликты которого сохраняются в крупных индивидах. Кварца - около 10%, плагиоклаза - 50%, калиевого полевого шпата - около 15%, магнетита (размер зерен 0,3 мм) - 0,5%.

С8171. Латит. Вкрапленники (25-30%) представлены ассоциацией плагиоклаз+щелочной полевой шпат+кварц+опациitized роговая обманка. Основная масса тонкозернистая, не диагностируемая.

С8172. Латит. Нет шлифа.

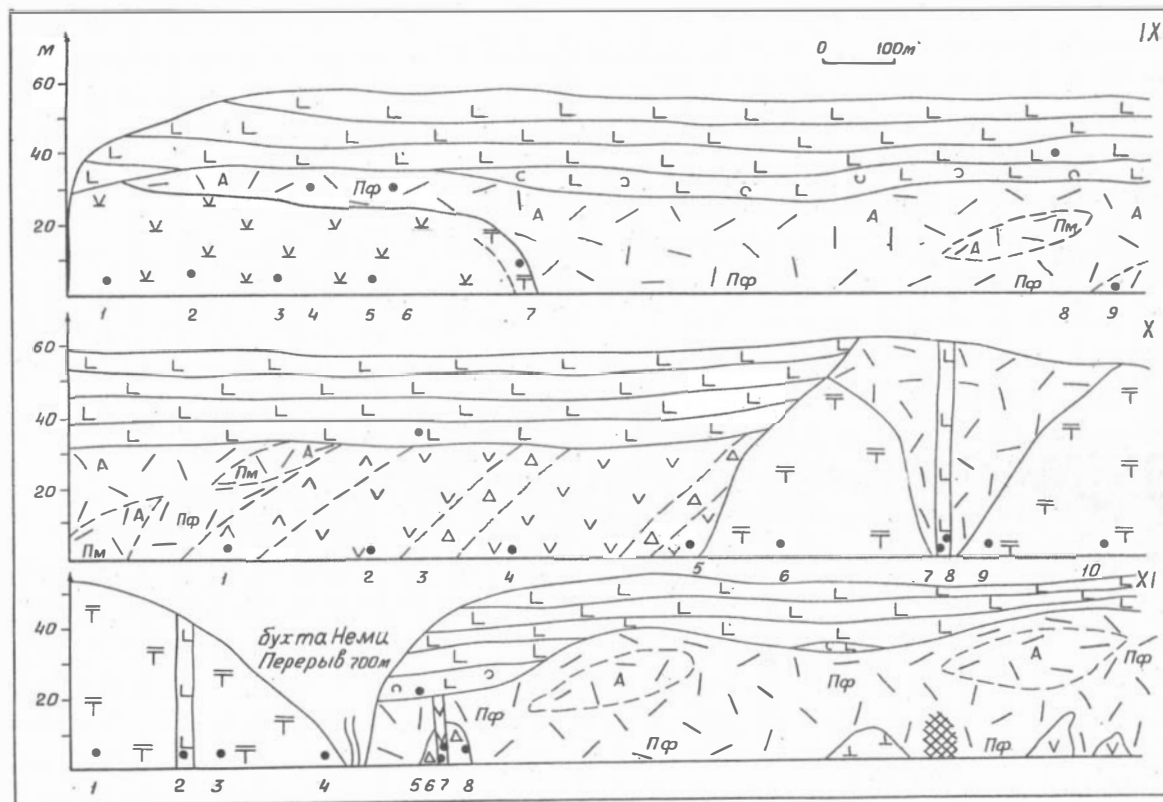


Таблица 3

Химический состав пород по линиям разрезов IX, X и XI

Оксиды	Линия IX									Линия X				
	6IO/I	905/4	6IO/3	6IO/4	СФИ4I	905/I	905/2	СФИ39	6II/I	903/I4	903/II	СФИ37	903/IO	903/9
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	I	2	3	4	5
SiO ₂	55,24	56,52	55,9I	57,50	60,73	66,25	57,47	5I,70	47,I9	5I,54	48,76	5I,66	49,9I	48,36
TiO ₂	0,93	0,93	0,94	0,90	0,87	0,49	0,92	I,86	I,09	0,87	0,97	I,84	I,00	0,95
Al ₂ O ₃	I5,85	I5,83	I5,72	I5,I9	I4,I2	I4,44	I5,27	I4,99	20,46	I8,38	I9,23	I5,32	I8,3I	I8,69
Fe ₂ O ₃	4,46	4,40	3,60	4,56	3,30	2,49	5,I3	2,94	4,87	4,56	5,38	2,6I	5,00	4,8I
FeO	3,44	3,70	4,79	2,72	2,99	2,33	2,87	8,33	4,86	4,85	4,90	8,I2	5,33	5,I9
MnO	0,I6	0,I7	0,I7	0,I7	0,09	0,I5	0,I6	0,I5	0,I9	0,I6	0,I8	0,I4	0,I8	0,I7
MgO	4,02	3,98	4,22	4,2I	3,74	I,44	3,54	6,26	5,09	5,64	5,74	6,58	6,I0	5,76
CaO	6,49	6,84	6,08	5,42	3,57	3,6I	6,27	7,87	7,63	6,22	7,93	7,67	8,95	IO,77
Na ₂ O	2,03	2,I5	2,7I	I,60	I,78	3,29	I,65	3,29	2,34	I,85	2,I3	3,I8	I,89	2,25
K ₂ O	2,53	2,I2	2,I7	I,99	2,94	2,57	2,76	0,58	0,62	I,05	0,4I	0,67	0,30	0,53
П.п.п.	4,58	3,08	3,26	5,02	6,I3	2,76	3,74	I,69	4,96	4,54	4,I6	I,98	2,76	2,I6
P ₂ O ₅	0,26	0,25	0,25	0,22	0,2I	0,I3	0,23	0,23	0,26	0,2I	0,2I	0,30	0,26	0,28
Сумма	99,99	99,97	99,82	99,50	IO0,47	99,95	IO0,0I	99,89	99,56	99,87	IO0,00	IO0,07	99,99	99,92.

Оксиды	Линия X					Линия XI								
	903/8	CΦI36	903/7	CΦI34	CΦI33	903/3	903/2	CΦI32	903/I	C8I6I	C8I62	90I/2	C8I60	90I/I
	6	7	8	9	10	1	2	3	4	5	5a	6	7	8
SiO ₂	6I,89	52,49	52,70	65,65	65,48	66,63	48,94	66,16	65,42	5I,50	49,60	48,44	47,8I	43,30
TiO ₂	0,93	I,33	I,28	0,69	0,68	0,7I	I,57	0,67	0,68	I,88	I,98	0,84	0,82	0,79
Al ₂ O ₃	I6,39	I6,74	I5,84	I4,72	I5,5I	I5,I7	I6,85	I4,8I	I5,27	I5,80	I6,60	I8,34	I8,I4	I4,80
Fe ₂ O ₃	I,34	5,27	3,02	3,35	3,74	3,75	7,47	3,47	3,29	3,4I	3,I0	4,84	5,09	8,84
FeO	4,64	4,77	5,94	I,2I	0,64	0,88	2,28	I,I4	I,75	7,0I	7,65	6,35	6,25	I,I0
MnO	0,2I	0,22	0,I8	0,I2	0,I0	0,I6	0,I6	0,09	0,I5	0,I2	0,I4	0,I9	0,I9	0,I6
MgO	I,96	3,66	3,39	I,25	I,2I	I,I9	6,35	I,II	I,06	6,03	6,5I	5,95	5,84	6,50
CaO	4,2I	7,24	7,63	2,49	2,30	2,08	7,48	2,33	2,67	7,2I	7,52	9,98	10,03	6,63
Na ₂ O	3,77	2,86	2,67	3,40	3,99	3,79	2,86	3,67	3,90	2,86	3,I9	2,59	2,53	0,67
K ₂ O	2,55	0,30	0,22	3,42	3,23	3,06	I,II	3,I3	3,I2	0,97	0,65	0,52	0,47	0,76
П.п.п.	I,75	5,02	5,96	3,I4	2,50	2,46	4,45	2,70	2,52	2,26	2,65	I,55	2,I9	I6,I4
P ₂ O ₅	0,34	0,38	0,38	0,22	0,20	0,I6	0,66	0,2I	0,I8	0,32	0,32	0,20	0,22	0,26
Сумма	99,98	100,28	99,2I	99,66	99,58	100,04	100,I8	99,49	100,0I	99,37	99,9I	99,79	99,58	99,95

Линия IX. Основание разреза сложено потоком абсарокитов и псефитовыми туфами кузнецовской свиты, которые интенсивно пропилитизированы. Их перекрывают потоки базальтов совгаванской свиты. 610/1. Шошонит. Структура порфировая. Вкрапленники представлены андезин-лабрадором – около 30%, клинопироксеном – около 10% и магнетитом (размер зерен 0,3 мм) – 2%. Во вкрапленниках плагиоклаза встречаются вросстки клинопироксена, а в клинопироксене – магнетита. Основная масса гиалиновая, микрокристаллическая.

905/4. Шошонит. Структура крупнопорфировая. Вкрапленники представлены крупными таблитчатыми зернами плагиоклаза – около 30–35%, зернами клинопироксена – 15% и округленными кристаллами магнетита (размер зерен до 0,3 мм) – 2%. Кроме того, встречаются их сростания. Вкрапленники плагиоклаза содержат вросстки клинопироксена и магнетита. Основная масса гиалиновая, микрокристаллическая.

610/3. Шошонит слабопропилитизированный. Структура отчетливо порфировая. Вкрапленники представлены часто измененным плагиоклазом – 20–25%, фенокристами клинопироксена – 15% и магнетитом (размер зерен 0,3 мм) – 2%. В клинопироксене обнаруживаются структуры распада, а также включения плагиоклаза и магнетита. Основная масса микрокристаллическая.

610/4. Туф андезитовый, пропилитизированный. Сложен обломками шошонитов, сцементированных измененным мелким агрегатом туфового материала.

СФ141. Шошонит. Структура порфировая. Порода пропилитизирована. Вкрапленники – плагиоклаз полисинтетически сдвойникованный (7–9%), клинопироксен (8–12%) и магнетит (до 3%, размер зерен до 0,3 мм). Основная масса субгиалиновая.

905/1. Кристаллолитокластический туф, по составу соответствующий андезиту. Содержит крупные кристаллы плагиоклаза, реже кварца, частично замещенные кристаллы клинопироксена и магнетита. Связующая масса состоит из пропилитизированного вулканического стекла.

905/2. Аналог обр. 905/4 (здесь и далее имеется в виду петрографическое сходство), отличается несколько большими размерами вкрапленников. Отдельные вкрапленники плагиоклаза насыщены (до 15%) вростками клинопироксена. Многие вкрапленники клинопироксена и магнетита имеют скелетную форму выделений.

СФ139. Базальт совгаванской свиты. Структура интерсертальная, толеитовая. Минеральная ассоциация – плагиоклаз, клинопироксен, оливин и ильменит.

6II/I. Агломератовая лава абсарокитов, пропилизированная.

Л и н и я X. Разрез кузнецовской свиты слагают псефитовые и псаммитовые туфы, дациты и базальты. Их перекрывают толеитовые базальты совгаванской свиты.

903/14. Базальт. Нет шлифа.

903/II. Базальт. Структура порфировая. Вкрапленники крупные (около 1 мм), представлены плагиоклазом (10–15%) с полисинтетическими двойниками и единичными фенокристаллами оливина, полностью замещенными кварц-гематитовым агрегатом. Основная масса мелкокристаллическая, состоит из микролитов плагиоклаза, тонкой обильной сыпи магнетита (размер зерен менее 0,02 мм) и стекла.

СФ137. Толеитовый базальт. Нет шлифа.

903/10. Базальт. Структура порфировая. Вкрапленники, составляющие около 20%, представлены плагиоклазом, единичными зернами измененного оливина и клинопироксена, содержащего вросстки магнетита. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена, магнетита и стеклом. Мелкие вкрапленники магнетита (размер зерен 0,1 мм) редки – 0,8%.

903/9. Базальт. Нет шлифа.

903/8. Тосканит. Структура порфировая. Вкрапленники преимущественно плагиоклазовые (около 15%), реже клинопироксеновые. Последний обрастает каемкой ортопироксена. Встречаются сростания плагиоклаза, клинопироксена и магнетита. Содержание вкрапленников магнетита – 3%. Основная масса трахитоидной структуры и состоит из микролитов полевого шпата и тонкой сыпи магнетита.

СФ136. Андезитобазальт. Структура порфировая. Вкрапленники представлены тремя генерациями плагиоклаза (20–25%), первая из которых сложена зональными кристаллами, а также ортопироксеном, реже клинопироксеном и магнетитом (размер зерен до 0,3 мм) – 2–3%. Кроме того, присутствуют их сростания. Фенокристаллы 2-й генерации содержат вросстки пироксенов и магнетита. Во вкрапленниках пироксенов присутствуют включения магнетитов. Основная масса субгидралиновая, трахитоидная.

903/7. Андезитобазальт. Нет шлифа.

СФ134. Тосканит. Структура порфировая. Порода пропилитизирована, развивается карбонатизация и окварцевание. Вкрапленники – плагиоклаз (10–15%), клинопироксен (около 3%) и магнетит (2–3%, размер зерен до 0,3 мм). Основная масса афанитовая.

СФ133. Тосканит. Аналог обр. СФ134. Отличается крупными вкрапленниками плагиоклаза, до 4х2 мм. Встречены единичные кристаллы клинопироксена. Содержание вкрапленников магнетита до 4%.

Л и н и я XI. Низы разреза сложены андезитами, дацитами, базальтами и псефитовыми туфами кузнецовской свиты. Выше их перекрывают базальты совгаванской свиты, в основании которой залегают пиллоу-лавы.

903/3. Тосканит пропилитизированный. Вкрапленники плагиоклаза замещены на мозаичный кварц-полевошпатовый агрегат. Фемические минералы преобразованы в хлорит. Присутствуют также вкрапленники магнетита (размер зерен до 0,5 мм) – 2–3%.

903/2. Дайка базальтов. Структура редкопорфировая. Вкрапленники – шестоватые кристаллы плагиоклаза (10–12%). Основная масса интерсертальной структуры, сложена лейстами плагиоклаза и клинопироксена. Интерстиции выполнены стеклом и зернами магнетита 0,04 мм.

СФ132. Тосканит. Нет шлифа.

903/1. Метаморфизованный тосканит. Мелкие вкрапленники плагиоклаза, клинопироксена и магнетита составляют около 3–5%. Основная масса тонкозернистая.

С8161. Стекловатая корка шара пиллоу-лавы. Нет шлифа.

С8162. Внутренняя часть шара. Нет шлифа.

901/2. Базальт афанитовый с гиалопилитовой структурой. В стекло погружены кристаллы таблитчатого плагиоклаза, размером до 0,5 мм, оливина и редкие зерна магнетита (0,3%).

С8160. Базальт. Структура гиалопилитовая. Стекло занимает около 50% породы. Относительно крупные кристаллы плагиоклаза, оливина и клинопироксена погружены в стекло, содержащее микролиты плагиоклаза и оливина.

901/1. Туф, состоящий из однородных по составу и слабоизмененных гиалопилитовых базальтов.

Таблица 4

Химический состав пород по линиям разрезов XII и XIII

Оксиды	Линия XII					Линия XIII						
	C8I63	C8I64	C8I69	C8I67	902/10	902/15	902/14	902/13	907/1	907/4	907/8	C8I34
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,88	58,16	60,91	51,52	52,50	52,50	52,50	52,80	57,90	51,00	52,00	51,41
TiO ₂	1,22	1,07	1,20	1,75	1,00	1,70	1,70	1,70	1,00	1,30	1,60	1,59
Al ₂ O ₃	19,21	15,08	14,04	14,94	17,70	15,20	15,40	15,00	15,30	18,50	17,30	17,22
Fe ₂ O ₃	3,86	5,31	4,21	1,04	3,63	0,90	1,29	1,31	3,00	4,86	2,46	2,51
FeO	3,92	2,99	4,13	9,08	6,19	9,36	9,10	9,17	5,04	3,28	6,88	6,65
MnO	0,21	0,14	0,12	0,14	0,16	0,13	0,14	0,14	0,16	0,10	0,15	0,16
MgO	3,57	2,70	2,10	7,06	4,35	6,33	6,37	6,87	2,26	3,17	4,64	4,95
CaO	6,65	5,44	4,94	7,97	9,31	7,44	7,44	7,44	5,67	7,01	7,81	7,95
Na ₂ O	4,31	3,40	3,24	3,56	3,00	3,11	3,22	3,22	3,44	3,22	3,22	3,43
K ₂ O	0,43	2,65	3,13	0,82	0,67	1,10	1,10	1,06	1,81	1,71	1,16	1,14
П.п.п.	4,31	3,02	1,80	1,91	1,34	1,35	1,05	0,25	3,48	4,50	1,50	2,09
P ₂ O ₅	0,29	0,30	0,36	0,28	0,19	0,28	0,28	0,29	0,24	0,46	0,71	0,65
Сумма	99,86	100,26	100,18	100,07	100,04	99,40	99,59	99,25	99,30	99,11	99,43	99,75

Л и н и я XII. В береговых обнажениях сохраняется разрез, сходный с предыдущей линией. В составе кузнецовской свиты появляются тела латитов, а также в толще присутствуют туффиты и песчаники. Их перекрывают породы совгаванской свиты. В северной части линии вулканы прорываются двумя дайками андезитобазальтов.

С8163. Базальт. Структура редкопорфировая, сложенная зернами плагиоклаза, около 15% (1,5х0,5 мм), и сильно измененного оливина, до 5% (около 0,5 мм в поперечнике). Основная масса имеет пилотакситовую структуру, в которой выделяются лейсты плагиоклаза.

С8164. Латит. Структура редкопорфировая (15-17%). Порода сложена зернами плагиоклаза, реже клинопироксена и магнетита (до 3%). Встречены единичные зерна ортопироксена, а также сростки минералов - вкрапленников. Основная масса мелкокристаллическая, преимущественно плагиоклазовая, такситовая.

С8169. Латит. Структура гиалиновая. Встречаются очень редкие (5-7%), вкрапленники плагиоклаза и клинопироксена.

С8167. Базальт совгаванской свиты. Структура толеитовая. Сложен плагиоклазом, оливином, клинопироксеном, ильменитом и незначительным количеством стекла.

902/10. Базальт. Структура субпорфировая. Вкрапленники (12-15%) - плагиоклаз, клинопироксен и их сростки. Основная масса имеет интерсертальную структуру и сложена плагиоклазом, клинопироксеном и магнетитом.

Л и н и я XIII. В южной части разреза выходят вулканы кузнецовской свиты. Их перекрывают базальты совгаванской свиты. Севернее выходят вулканы соньинской толщи кизинской серии. В основании их обнажаются ороговикованные и пропилитизированные туфы кузнецовской свиты. Их перекрывают туффиты, конгломераты, базальты и песчаники основания серии. Далее идут базальты и кластолавы, типичные для соньинской толщи, относящиеся к пачке С2.

902/15. Андезитобазальт. Структура толеитовая и интерсертальная. Минеральная ассоциация - плагиоклаз, оливин, клинопироксен и ильменит. Стекло (около 40-45%) содержит кристаллиты клинопироксена.

902/14. Андезитобазальт совгаванской свиты. Нет шлифа.

902/13. Андезитобазальт толеитовый. Аналог обр. 902/15, но отличается меньшим количеством стекла.

907/1. Андезит. Обломок в туфе. Структура гиалотрахитовая. Содержит редкие субфенокристы плагиоклаза, клинопироксена и магнетита. Последний имеет размеры 0,1 мм и содержание 2%. Основная масса стекловатая с трахитоидными мелкими лейстами плагиоклаза.

907/4. Брекчия вулканическая, глыбовая. В обломках преобладают порфириды и микродолериты. Структура призматически-зернистая, сложена плагиоклазом, пироксеном, оливином и магнетитом (до 3%) размером 0,1 мм.

907/8. Базальт. Структура афанитовая, трахигиалопилитовая и состоит из плагиоклаза и скелетных кристаллов оливина. Стекла >50%.

С8134. Базальт. Структура микропойкилитовая, трахитоидная. Порода сложена оливином (3-5%), плагиоклазом, титаномagnetитом, пойкилокристаллами клинопироксена и стеклом, около 15%.

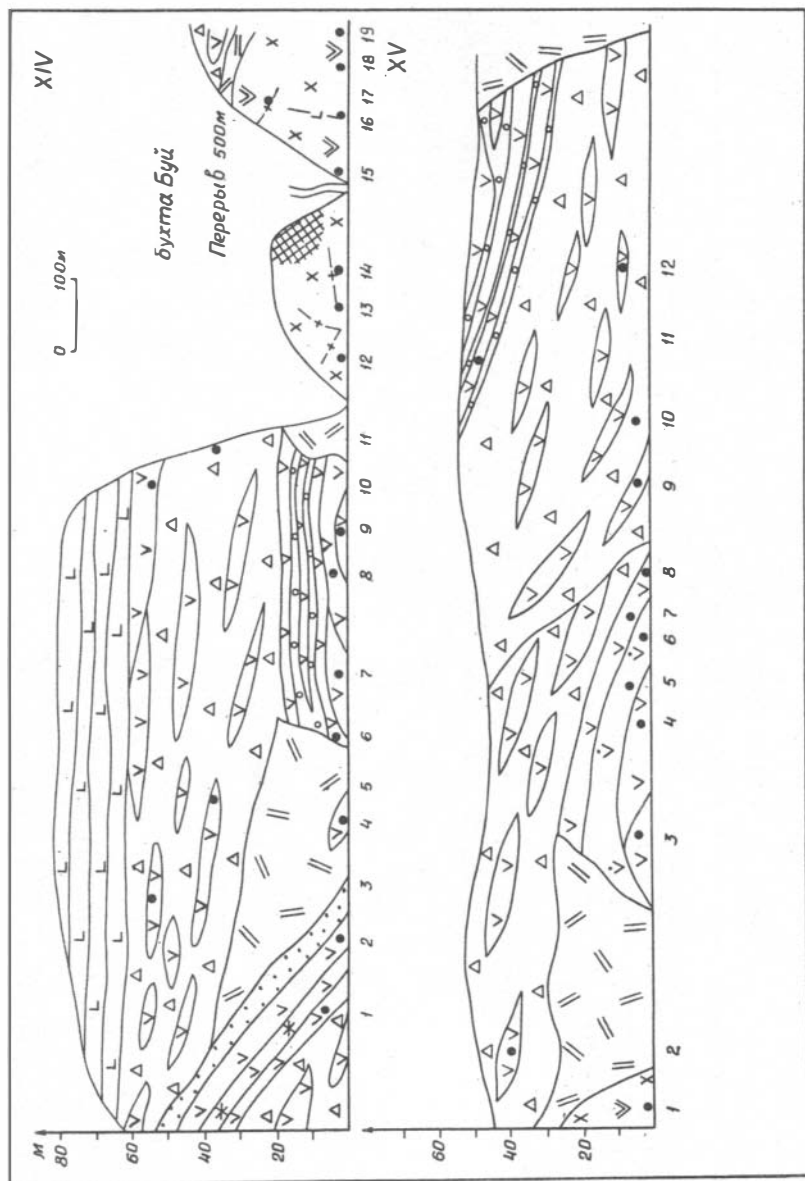


Таблица 5

Химический состав пород по линиям разрезов XIV и XV

Оксиды	Линия XIV										
	407/7	907/II	C9090	907/I5	C8I35	C9088	907/I3	CФII5	C9089	907/I6	907/I5
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO	II
SiO ₂	50,67	47,50	53,13	51,50	51,81	48,79	53,10	48,00	48,98	51,90	51,50
TiO ₂	1,61	1,90	1,31	1,80	1,69	1,80	1,60	1,90	1,98	1,70	1,80
Al ₂ O ₃	17,60	16,10	17,49	15,40	16,93	16,80	17,10	16,20	16,26	16,40	15,40
Fe ₂ O ₃	3,51	6,36	0,00	6,39	5,92	0,00	2,70	7,62	0,00	4,40	6,39
FeO	6,07	3,82	8,84	3,70	3,71	10,23	6,30	3,23	11,25	5,31	3,70
MnO	0,11	0,13	0,13	0,12	0,14	0,14	0,12	0,17	0,18	0,16	0,12
MgO	4,63	5,38	5,15	5,07	3,95	4,88	4,22	5,74	5,74	4,89	5,07
CaO	7,52	5,98	7,55	6,53	7,27	7,66	6,93	7,17	7,15	6,56	6,53
Na ₂ O	3,52	3,00	3,60	3,40	3,61	3,08	3,60	3,12	3,59	3,40	3,40
K ₂ O	1,84	2,00	1,38	1,80	2,05	1,65	1,80	1,57	2,00	1,80	1,80
П.п.п.	1,46	5,95	0,66	3,57	2,59	3,08	1,50	3,88	2,30	2,30	3,57
P ₂ O ₅	0,51	1,08	0,51	1,03	0,71	0,97	0,86	1,07	1,11	0,73	1,03
Сумма	99,05	99,20	99,75	100,31	100,38	99,08	99,83	99,67	100,54	99,55	100,31

Оксиды	Линия XIV								Линия XV		
	408/I	608/5	608/4	409/I	606	60I/23	60I/7	602/7	602/II	4I0/I	C8I36
	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	I	2	3
SiO_2	54,30	58,30	59,12	61,85	66,00	63,90	61,94	61,00	61,68	47,60	49,71
TiO_2	1,06	0,83	0,85	0,49	0,55	0,65	0,75	0,68	0,66	2,39	2,43
Al_2O_3	16,40	15,88	15,76	18,20	14,67	17,01	16,88	16,63	16,54	16,50	15,70
Fe_2O_3	3,61	2,61	2,44	1,47	2,01	3,12	4,80	2,43	2,90	3,21	3,46
FeO	5,62	5,23	5,23	3,18	3,05	2,07	1,78	4,03	3,45	8,36	8,20
MnO	0,28	0,14	0,13	0,21	0,08	0,09	0,14	0,15	0,13	0,50	0,20
MgO	3,87	3,25	2,77	1,57	1,38	2,18	2,31	2,28	2,20	4,46	4,02
CaO	6,68	6,39	5,91	4,44	3,42	4,01	5,15	5,20	4,79	7,66	7,98
Na_2O	3,00	3,11	3,22	4,25	3,11	3,94	3,61	3,88	3,66	3,25	3,46
K_2O	2,02	2,25	2,38	1,82	4,00	1,45	0,48	1,63	1,76	1,32	1,25
П.п.п.	2,35	2,40	2,00	1,46	1,86	2,56	1,18	2,30	1,90	2,60	2,21
P_2O_5	0,27	0,24	0,26	0,15	0,18	0,22	0,25	0,25	0,33	1,51	1,40
Сумма	99,46	100,63	100,07	99,09	100,31	101,20	99,27	100,46	100,00	99,36	100,02

Оксиды	Линия XV								
	4IO/2	C8I37	9IO/I	9IO/2	C8I38	9IO/5	9IO/4	9IO/6	C8I39
	4	5	6	7	8	9	IO	II	I2
SiO ₂	46,70	49,26	47,60	47,40	51,47	51,30	47,90	45,20	51,48
TiO ₂	2,36	1,22	1,20	1,40	1,75	1,80	1,40	1,70	1,87
Al ₂ O ₃	17,30	15,74	14,70	15,10	16,88	15,80	14,40	16,00	15,90
Fe ₂ O ₃	3,58	5,16	3,61	5,96	2,79	1,60	8,86	8,39	3,02
FeO	9,02	3,01	4,58	2,29	7,08	8,38	1,03	1,18	7,36
MnO	0,46	0,14	0,13	0,13	0,18	0,16	0,08	0,14	0,18
MgO	5,30	6,18	7,85	4,77	4,94	5,19	5,74	5,32	4,96
CaO	7,50	5,81	5,76	6,20	8,04	7,04	4,48	6,27	7,85
Na ₂ O	3,33	2,67	2,64	1,67	3,50	3,40	1,73	1,93	3,67
K ₂ O	1,11	1,32	1,28	0,76	1,16	1,27	1,56	1,12	1,25
П.п.п.	2,20	8,77	9,95	13,49	1,70	2,60	12,89	11,64	1,66
P ₂ O ₅	1,41	0,47	0,52	0,49	0,79	0,94	0,47	1,06	0,97
Сумма	100,27	99,75	99,82	99,66	100,28	99,48	100,54	99,95	100,17

Л и н и я XIV. В южной половине линии - выходы кластолав и базальтов соньинской толщи (пачка С2). Их перекрывает серия высокофосфористых базальтов и их кластолав, относящихся к пачке С3. Выше залегают толеитовые базальты совгаванской свиты. Далее обнажается останец диоритов (Буйинский массив). Его северная часть изменена и представлена в основном вторичными кварцитами. Диориты прорваны жилами гранит-аплитов и дайками диабазов.

407/7. Базальт. Структура трахитовая, состоит из ориентированных лейстовидных кристаллов плагиоклаза, мелких зерен хлоритизированного пироксена и магнетита (около 2%). Единичные вкрапленники представлены измененным оливином и скелетными крупными (до 0,1 мм) зернами титаномagnetита.

907/II. Базальт высокофосфористый. Структура апотрахигиалопилитовая. Текстура - пузыристая, пустоты окаймлены халцедоном и заполнены цеолитами. Вкрапленники (около 5%) представлены идингситизированным оливином (до 2,5 мм). Основная масса сложена микролитами оливина, плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

С9090. Андезитобазальт. Во вкрапленниках (около 5%) ассоциируют оливин, плагиоклаз, титаномagnetит и клинопироксен. Также присутствуют их сростки. В кристаллах клинопироксена обнаруживаются вроски титаномagnetита. Основная масса тонкокристаллическая.

907/15. Базальт высокофосфористый. Структура трахитоидная. Содержит крупные (до 2,5 мм), корродированные зерна оливина (1-3%), имеющие часто скелетную или блоковую форму выделений. В них встречены вроски магнетита. В целом порода состоит из ориентированных лейст плагиоклаза, мелких зерен оливина и клинопироксена, а также сыпи магнетита.

С8135. Базальт. Структура трахитоидная, пойкилофитовая. Пойкилокристаллы величиной до 1,2 мм представлены клинопироксеном. Основная масса сложена ориентированными шестоватыми кристаллами плагиоклаза, а также оливином, клинопироксеном, титаномagnetитом и небольшим количеством стекла.

С9088. Базальт. Структура мелкопорфировая. Вкрапленники представлены идингситизированными зернами оливина, занимающими 10-12% породы. Основная масса сложена субориентированными лейстами плагиоклаза, измененными зернами оливина и клинопироксена, стеклом (около 30%) и мелкими зернами магнетита.

907/13. Андезитобазальт. Структура микролитовая, интерсертальная. Зерна плагиоклаза до 1 мм. В интерстициях располагаются мелкие микролиты плагиоклаза, оливина, клинопироксена и магнетита.

907/15. Базальт высокофосфористый. Структура субпорфировая, гиалопилитовая, субтрахитоидная. Редкие, мелкие вкрапленники представлены оливином, содержащим включения рудного минерала. Основная масса содержит субориентированные мелкие лейсты плагиоклаза, зерна клино- и ортопироксенов, погруженных в темное стекло (40%).

908/9. Базальт высокофосфористый. Обнаруживается 3-4% оливина, размер выделений которого достигает 2 мм. Структура афанитовая. Идентифицируются микролиты плагиоклаза, оливина и клинопироксена.

907/16. Базальт. Структура пойкилитовая, афанитовая. Присутствует много мелких зерен титаномagnetита менее 0,05 мм (около 10%). Преобладает в породе плагиоклаз. Пойкилокрсты представлены клинопироксеном.

907/15. Высокофосфористый базальт. Нет шлифа.

408/1. Диорит крупнокристаллический. Крупные идиоморфные полисинтетически сдвоенные зерна плагиоклаза составляют около 60-65% породы. Фемические минералы (10-15%) представлены клино- и ортопироксеном, а также продуктами их замещения, и в основном хлоритом. Обнаруживается обильная вкрапленность крупных (до 0,8 мм) кристаллов магнетита (3-4%). Присутствуют также кварц (20-25%) и калиевый полевой шпат (около 10%).

608/5. Кварцевый диорит. Структура идиоморфно-зернистая. Среди темноцветов преобладают пироксены - до 25%, но обнаруживается также до 3% биотита. Кристаллы плагиоклаза слагают 40-60% породы, калишпат выполняет межзерновые пространства. Кварц (около 25%) в основном присутствует в микропегматитовых агрегатах. Зерна магнетита размером 0,2 мм составляют примерно 1% объема.

608/4. Кварцевый диорит. Структура идиоморфно-зернистая. Среди темноцветов резко преобладают пироксены (до 20%), часто образующие гломеропорфировые скопления. Содержание биотита 5-7%. Порода сложена также шестоватыми (до 1,3 мм) зернами плагиоклаза (40-60%), калишпатом (20%) и зернами магнетита (1%) размером 0,2 мм. Кварц обнаруживается в виде ксеноморфных интерстициальных зерен, а также в микропегматитовых срастаниях с щелочным полевым шпатом.

409/1. Кварцевый диорит мелко-среднезернистый. Фемические минералы представлены актинолитом, эпидотом и магнетитом (0,1-0,2 мм)

до 3%. Плаггиоклаз (около 40%), видимо кислого состава, представлен крупными (примерно 3х2 мм) округлыми выделениями, переполненными включениями клинопироксена. Он погружен в равномерно-зернистый и более мелкий агрегат кварц-полевошпатового состава.

606. Гранодиорит измененный. Темноцветы составляют около 15%, зерна магнетита размерами от 0,1 до 0,3 мм - 2%. Реликтовый плаггиоклаз окружен щелочным полевым шпатом и микрогематитовым агрегатом. Наложенная минеральная ассоциация представлена актинолитом, эпидотом, серицитом и альбитом.

601/23. Кварцевый диорит. Аналог обр. 409/1.

601/7. Кварцевый диорит мелкозернистый; состоит из биотита - 10%, актинолита - 20%, плаггиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, магнетита.

602/7. Кварцевый диорит. Аналог обр. 601/7.

Л и н и я XV. В разрезе обнажаются кластолавы и базальты кизинской серии. В южной части линии на диоритах залегают потоки высокофосфористых базальтов и их кластолав. Кроме них в нижней части разреза появляется поток магнезиальных базальтов. Все они в свою очередь перекрываются второй серией потоков и кластолав высокофосфористых базальтов. Обе эти части разреза относятся к соньинской толщи (пачка С3) кизинской серии.

602/II. Кварцевый диорит мелкозернистый. Структура идиоморфно-зернистая. Содержит актинолит - около 20%, зональный, кислый плаггиоклаз - 35%, калишпат - около 15%, крупные зерна кварца - 30% и зерна титаномagnetита размером 0,15 мм - 2%.

410/I. Базальт высокофосфористый. Структура микрогематитовая. Порода сложена плаггиоклазом и более мелкими зернами идиоморфизированного оливина (около 15%), клинопироксена и магнетита.

С8136. Базальт высокофосфористый. Структура афанитовая, трахитоидная. Порода сложена ориентированными кристаллами плаггиоклаза (50%) и оливином (10%). В стекловатой основной массе заметны мельчайшие зерна клинопироксена. Содержание магнетита около 1,5%.

410/2. Базальт высокофосфористый. Аналог обр. 410/I.

С8137. Базальт гиалиновый. В стекло погружены мелкие вкрапленники оливина (5-7%) с многочисленными вростками магнетита и единичные скелетные кристаллы магнетита. Микролиты представлены оливином и плаггиоклазом.

910/1. Магнезиальный базальт. Аналог обр.С8137.

910/2. Базальт гиалиновый.

С8138. Базальт. Аналог обр. С8136.

910/5. Базальт. Структура афировая, пилотакситовая. Порода сложена игольчатыми плагиоклазами, мелкими зернами оливина и стеклом.

910/4. Агломерат базальтовый. Гиалопилитовая структура. Стекло практически непрозрачное из-за сильной окисленности.

910/6. Высокофосфористый базальт, сильно окисленный. Структура гиалопилитовая. Плагиоклаз игольчатый, размер зерен до 0,1 мм. Фемические минералы замещены гидроокислами железа.

С8139. Базальт высокофосфористый. Структура трахитоидная, интерсертальная. Мелкие вкрапленники представлены оливином, окруженным иллингситовой каемочкой. Основная масса сложена ориентированными шестоватыми кристаллами плагиоклаза, а также клинопироксеном, магнетитом и небольшим количеством стекла.

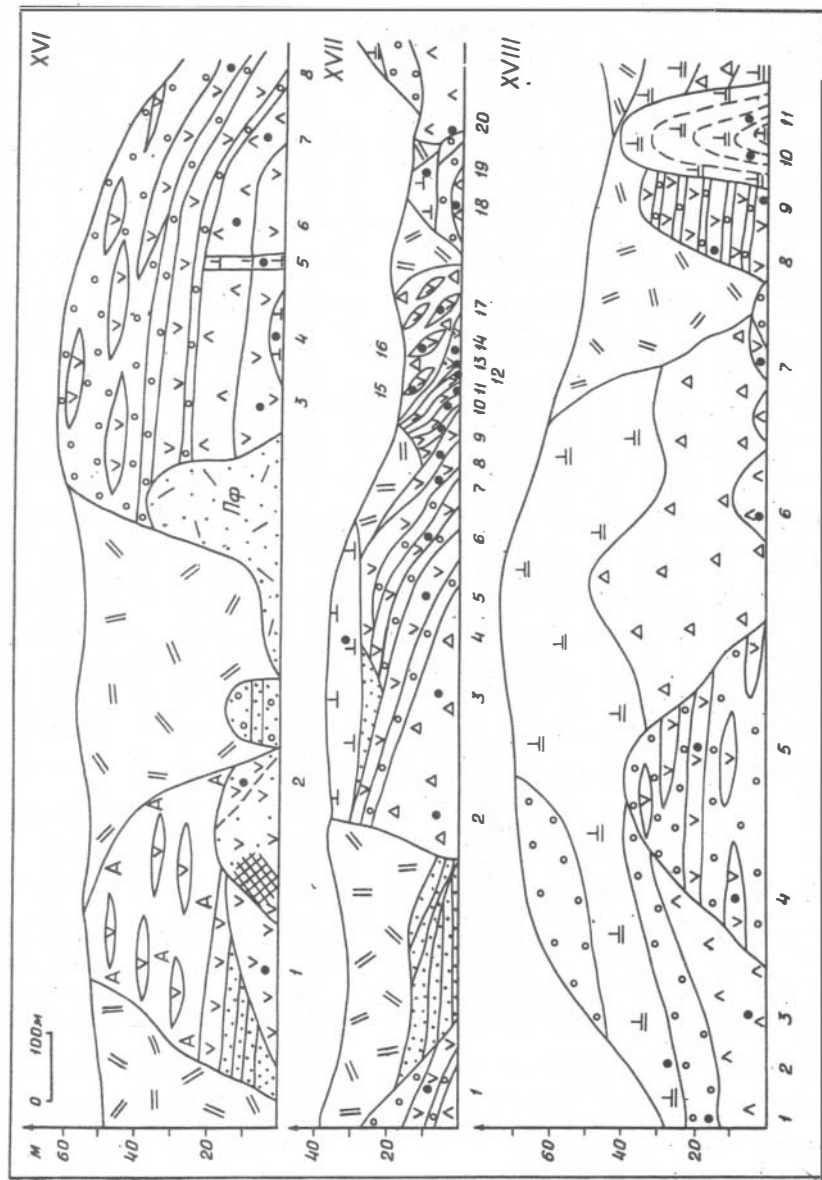


Таблица 6

Химический состав пород по линиям разрезов XVI, XVII и XVIII

Оксиды	Линия XVI								Линия XVII				
	C8I4I	C8I42	C8I44	C8I45	C8I46	9I7/2	9I7/3	9I7/4	C8I47	9I7/6	9I7/7	C8I83	C8I82
	I	2	3	4	5	6	7	8	I	2	3	4	5
SiO ₂	51,45	48,84	51,90	59,00	59,20	52,60	52,32	50,10	50,25	57,20	51,60	58,88	50,54
TiO ₂	1,74	1,04	1,79	0,74	0,72	1,70	1,67	1,70	1,64	1,00	1,00	0,88	1,63
Al ₂ O ₃	16,38	16,12	16,91	18,00	18,50	16,50	16,61	16,70	16,58	17,30	17,70	17,22	16,25
Fe ₂ O ₃	2,92	2,59	5,13	3,37	3,90	3,33	0,26	4,03	5,53	5,33	4,55	1,47	4,25
FeO	6,59	7,08	4,35	3,09	2,70	6,19	9,04	6,33	4,00	1,33	2,48	5,08	6,56
MnO	0,18	0,20	0,17	0,08	0,10	0,16	0,18	0,14	0,14	0,10	0,11	0,12	0,20
MgO	4,74	4,04	3,85	2,27	2,30	4,64	4,34	5,13	4,51	3,48	4,03	3,03	5,70
CaO	7,90	7,76	7,67	5,64	5,60	6,85	7,63	6,93	7,58	6,00	5,32	6,00	8,19
Na ₂ O	3,50	2,89	3,77	4,17	3,40	3,60	3,57	3,60	4,43	3,60	2,64	3,82	3,35
K ₂ O	1,14	1,50	2,08	1,47	1,30	2,00	2,04	2,14	1,96	1,58	0,78	1,86	1,16
П.п.п.	2,35	7,66	1,99	1,24	1,40	0,90	2,08	1,70	2,29	2,20	9,55	1,46	1,93
P ₂ O ₅	0,81	0,16	0,74	0,30	0,30	0,73	0,73	0,71	0,66	0,40	0,30	0,31	0,52
Сумма	99,70	99,88	100,35	99,37	99,42	99,20	100,47	99,21	99,57	99,52	100,06	100,13	100,28

Оксиды	Линия XVII												
	C8I84	C8I86	C8I85	C8I87	C8I88	C8I89	C8I90	C8I9I	C8I92	C8I93	C8I94	C8I96	
	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	49,41	50,88	51,46	48,44	49,44	47,74	50,60	50,29	46,17	48,60	49,86	49,11	53,05
TiO ₂	1,45	1,43	1,44	1,55	1,50	1,64	1,54	1,65	1,69	1,60	1,60	1,68	1,60
Al ₂ O ₃	16,89	16,36	16,55	16,85	16,62	17,76	17,10	16,72	16,15	17,70	17,40	17,68	17,19
Fe ₂ O ₃	2,15	1,48	2,52	1,11	5,90	6,00	6,13	3,28	6,48	6,10	4,09	5,45	5,63
FeO	7,57	7,71	6,81	9,18	3,92	3,92	4,02	6,76	4,27	3,70	5,71	4,83	3,04
MnO	0,16	0,17	0,17	0,23	0,16	0,23	0,15	0,22	0,27	0,14	0,18	0,23	0,13
MgO	5,19	5,16	5,22	5,40	5,22	3,30	4,24	5,14	6,13	4,80	4,72	4,54	3,75
CaO	8,45	8,21	8,30	7,82	7,60	9,63	7,21	8,28	6,31	8,20	8,14	8,30	7,55
Na ₂ O	3,24	3,20	3,21	3,45	3,85	3,25	3,31	3,56	3,02	2,70	3,20	3,22	3,38
K ₂ O	1,00	1,02	1,02	0,99	1,03	0,53	1,73	1,17	1,30	1,00	0,95	0,80	1,79
П.п.п.	4,58	3,46	2,26	4,60	3,88	5,02	2,72	2,53	7,03	4,30	3,22	3,83	2,09
P ₂ O ₅	0,46	0,54	0,54	0,59	0,57	0,63	0,58	0,62	0,64	0,50	0,49	0,51	0,61
Сумма	100,55	99,62	99,5	100,21	99,69	99,65	99,33	100,22	99,46	99,34	99,56	100,18	99,81

Оксиды	Линия ХУП		Линия ХУШ										
	С8I95	С8I97	9I7/I0	9I7/II	С8I53	С8I54	С909I	С8I55	С8I56	С9092	С9093	9I7/I2	С8I57
	I9	20	I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO	II
SiO ₂	6I,55	55,3I	53,60	62,30	56,37	50,76	50,76	54,67	5I,4I	5I,25	50,56	65,20	65,43
TiO ₂	0,79	I,I5	0,90	0,80	I,22	I,67	I,56	I,23	I,69	I,48	I,55	0,60	0,28
Al ₂ O ₃	I7,25	I7,I5	I9,20	I6,60	I6,74	I6,65	I7,27	I7,55	I6,7I	I7,06	I6,93	I5,60	I4,78
Fe ₂ O ₃	3,I6	2,87	3,82	I,76	6,65	3,24	0,00	I,49	4,57	0,00	0,00	2,02	2,68
FeO	2,80	4,90	2,33	3,55	I,78	6,56	9,45	6,52	5,68	9,27	IO,52	I,79	I,II
MnO	0,I0	0,I4	0,09	0,09	0,I5	0,20	0,I3	0,I5	0,I5	0,I2	0,I4	0,08	0,07
MgO	2,08	4,I6	3,73	2,06	3,07	5,24	5,48	3,60	5,I7	5,I5	5,84	I,77	I,08
CaO	5,I5	6,89	5,47	4,8I	6,30	8,02	7,58	6,64	7,67	7,48	7,39	3,88	2,94
Na ₂ O	3,8I	3,49	3,I0	3,90	4,I2	3,40	3,57	3,77	3,30	3,69	3,72	4,00	3,67
K ₂ O	2,2I	I,58	0,72	2,I7	I,9I	I,45	I,43	I,80	I,67	I,67	I,58	2,I7	3,52
П.п.п.	I,II	I,83	6,50	I,20	I,53	2,I3	I,76	2,07	I,75	2,00	I,24	2,CI	3,90
P ₂ O ₅	0,25	0,37	0,I7	0,24	0,40	0,52	0,52	0,39	0,54	0,60	0,56	0,2I	0,I3
Сумма	IO0,26	99,84	99,63	99,48	IO0,24	99,84	99,5I	99,88	IO0,3I	99,77	IO0,03	99,33	99,59

Л и н и я XVI. Продолжается разрез кизинской серии. В южной части линии, в основании обнажений, выходит поток базальтов. Он перекрыт песчаниками, на которых в свою очередь залегают базальты с их агломератами, они относятся к пачке С2. В северной части разреза выходят андезитобазальты и базальты верхней части пачки С2 соньинской толщи. Они прорваны двумя дайками андезитов. В центре линии обнажаются выходы пропилитизированных туфов и базальтов, предположительно относящихся к кузнецовской свите.

С8141. Базальт. Структура трахитоидная. Порода сложена ориентированными микролитами плагиоклаза, зернами оливина, магнетита и стеклом, в котором заметны мельчайшие зерна клинопироксена.

С8142. Карбонатизированный базальт. Вторичный карбонат составляет 30%. Сохранены ориентированные кристаллы плагиоклаза.

С8144. Базальт. Нет шлифа.

С8145. Андезит. Дайка. Нет шлифа.

СФ124. Андезит. Дайка. Во вкраплениях – зональный плагиоклаз (I-я генерация), зеленая роговая обманка, которая замещается биотитом, полисинтетические зерна плагиоклаза 2-й генерации и титаномagnetит. Последние часто представлены скелетными кристаллами. Всего содержание вкрапленников составляет 30–35%. Основная масса сложена плагиоклазом, ортопироксеном, магнетитом и стеклом.

917/2. Андезитобазальт. Структура интергранулярная, афировая. Микролиты – плагиоклаз, клино- и ортопироксены и титаномagnetит. Стекла нет.

С8146. Андезитобазальт интергранулярный, афировый. Сложен стеклом, микролитами плагиоклаза, клино- и ортопироксена, магнетита.

917/3. Базальт, сильно окисленный. Структура гиалопилитовая. В стекло погружены микролиты игольчатого плагиоклаза и феррических минералов, замещенных гидроокислами железа. Можно диагностировать присутствие в основной массе пойкилокристаллов клинопироксена.

Л и н и я XVII. Базальты предыдущей линии сменяются пачкой песчаников и алевролитов, содержащих отпечатки флоры. Севернее обнажения сложены кластолавами и базальтами. Их положение в стратиграфической колонке пачки С2 отвечает ее основанию. Выше они перекрываются песчаниками и потоком андезитов дембинской толщи (пачка Д1) кизинской серии.

С8I47. Базальт. Структура интерсертальная. Мелкие вкрапленники представлены оливином (2-4%), окруженным иллингситовой каймой. Основная масса сложена ориентированными шестоватыми кристаллами плагиоклаза, а также оливином, клинопироксеном, магнетитом и небольшим количеством стекла.

9I7/6. Лавовый агломерат - глыбовый. В обломках - микролиты плагиоклаза, до 0,5 мм, погружены в черное стекло.

9I7/7. Лавовый агломерат - глыбовый. Обломки лавы имеют пилотакситовую структуру. Стекло светло-бурое, в нем обнаруживаются зерна плагиоклаза размером до 0,5 мм, клино- и ортопироксенов, титаномagnetита. Встречены единичные ксенокристаллы плагиоклаза.

С8I83. Андезит. Единичные вкрапленники представлены ортопироксеном, 0,5х1,5 мм. Основная масса сложена мелкими таблитчатыми зернами плагиоклаза (менее 0,1 мм), орто- и клинопироксена. Относительно крупные зерна магнетита (до 0,25 мм) составляют менее 2% объема породы.

С8I82. Базальт. Структура интергранулярная. Встречаются редкие мелкие вкрапленники оливина (около 3%) с вростками магнетита и плагиоклаза. Порода сложена микролитовой ассоциацией: плагиоклаз+клинопироксен+оливин+магнетит и стеклом.

С8I84. Базальт пойкилитовый. Пойкилокристаллы клинопироксена включают микролиты плагиоклаза. Содержание стекла 30-35%.

С8I86. Базальт с интерсертальной структурой. Зерна оливина (5-7%) иногда имеют скелетную форму. Кроме того присутствуют микролиты плагиоклаза, клинопироксена, магнетита и стекла.

С8I85. Базальт. Структура интерсертальная, сложена микролитами плагиоклаза, зернами клинопироксена, оливина и магнетита.

С8I87. Базальт. Структура гялопилитовая. Лейсты плагиоклаза величиной до 3 мм. Оливин иллингситизирован, до 10%. В нем содержатся вростки магнетита. Содержание стекла 50-55%.

С8I88. Базальт. Вкрапленники представлены плагиоклазом (около 25%), клинопироксеном (2-4%). Они погружены в тонкокристаллическую основную массу, в которой идентифицируются только идиоморфные зерна титаномagnetита (до 1 мм).

С8I89. Базальт с крупными (до 5 мм) вкрапленниками плагиоклаза (35-40%), которые погружены в черное стекло.

С8I90. Базальт. Нет шлифа.

С8І9І. Базальт. Вкрапленники представлены плагиоклазом величиной до 5 мм (30-35%) и оливином (10-15%). Они погружены в черное вулканическое стекло.

С8І92. Базальт. Нет шлифа.

С8І28. Базальт афировый, сложен ориентированными лейстами плагиоклаза (50-55%), в интерстициях между которыми обнаруживается буро-коричневое вулканическое стекло.

С8І93. Базальт. Структура пилотакситовая. Единичные включения представлены оливином (до 2 мм). В основной массе содержание микролитов плагиоклаза составляет 40-45%.

С8І94. Базальт. Сложен плагиоклазом, клинопироксеном, оливином (около 10%) и вулканическим стеклом (40-45%).

С8І96. Андезитобазальт. Структура интерсертальная. Встречены единичные мелкие включения оливина (1-3%) с вростками магнетита. В основной массе в стекло погружены микролиты оливина, плагиоклаза, клинопироксена и титаномagnetита.

С8І95. Андезит. Вкрапленники (3-5%) представлены зернами плагиоклаза величиной 1-2 мм, ортопироксеном и их сростками. В основной массе обнаруживаются микролиты плагиоклаза, ортопироксена, магнетита и стекло.

С8І97. Андезитобазальт содержит включения плагиоклаза (2-3%) и оливин (3-5%). Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, зернами клинопироксена и магнетита, а также стеклом.

Л и н и я XVIII. В южной и северной частях разреза выходят блоки ранних кизинских базальтов соньинской толщи (пачка С2). Они перекрываются андезитобазальтами, дацитами и их лавокластитам, относящимися к дембинской толще (пачка Д1) и в свою очередь прорываются молодой дацитовой интрузией.

9І7/І0. Лавовый агломерат - глыбовый. Нет шлифа.

9І7/ІІ. Андезитовый поток внутри лавовых агломератов. Структура интерсертальная. Порода сложена мелкими (менее 0,2 мм) лейстами плагиоклаза. Присутствуют зерна клинопироксена, ортопироксена и магнетита.

С8І53. Андезитобазальт с трахитоидной структурой основной массы. Редкие, небольшие (от 0,3 до 1 мм) включения (3-5%) сложены плагиоклазом и зернами полностью идиоморфизированного оливина. Последние часто имеют скелетную форму. Основная масса сложена

плагиоклазом, в интерстициях между которым - стекло и мелкие зерна магнетита.

C8I54. Базальт. Структура интергранулярная. Интерстиции между лейстами плагиоклаза сложены оливином, клинопироксеном и стеклом.

C909I. Базальт. Структура интерсертальная, микропойкилоофитовая. Стекла нет. Лейсты плагиоклаза погружены в пойкилокристаллы клинопироксена. Зерна оливина, имеющие нередко скелетную форму выделений, идингситизированы. Они обычно содержат вросстки титаномagnetита. Часть зерен идиоморфного магнетита (около 2%) имеет размеры более 0,1 мм.

C8I55. Андезитобазальт. Структура порфировая. Вкрапленники (5-7%) представлены плагиоклазом, магнетитом (2-3%) и частично идингситизированным оливином, а также их сrostками. Основная масса мелкокристаллическая, содержит плагиоклаз, оливин, клинопироксен, магнетит и стекло.

C8I56. Базальт. Структура микропойкилоофитовая. Пойкилокристаллы представлены клинопироксеном. Присутствуют мелкие вкрапленники (5-7%) оливина с вростками магнетита и плагиоклаза. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена, оливина, магнетита и стеклом.

C9092. Базальт. Структура интергранулярная. В основной массе в стекле обнаруживаются микролиты плагиоклаза, клинопироксена, оливина (около 10%) и магнетита.

C9093. Базальт. Аналог обр. C9092.

9I7/I2. Шток дацитов. Вкрапленники величиной до 2-3 мм представлены таблитчатым плагиоклазом (20-25%), скелетными и футлярными выделениями бурой роговой обманки (около 10%). Присутствуют крупные (до 0,2 мм) зерна магнетита (2-3%). В основной массе обнаруживаются микролиты плагиоклаза, магнетита и стекло.

C8I57. Дацит. Вкрапленники - таблитчатые кристаллы плагиоклаза, ромбовидные и удлинённые зерна (до 5 мм по удлинению) бурой роговой обманки, а также выделения (0,1-1 мм) магнетита (около 2%). Встречены также единичные ксенокристаллы кварца. Основная масса стекловатая, содержит редкие лейсты плагиоклаза.

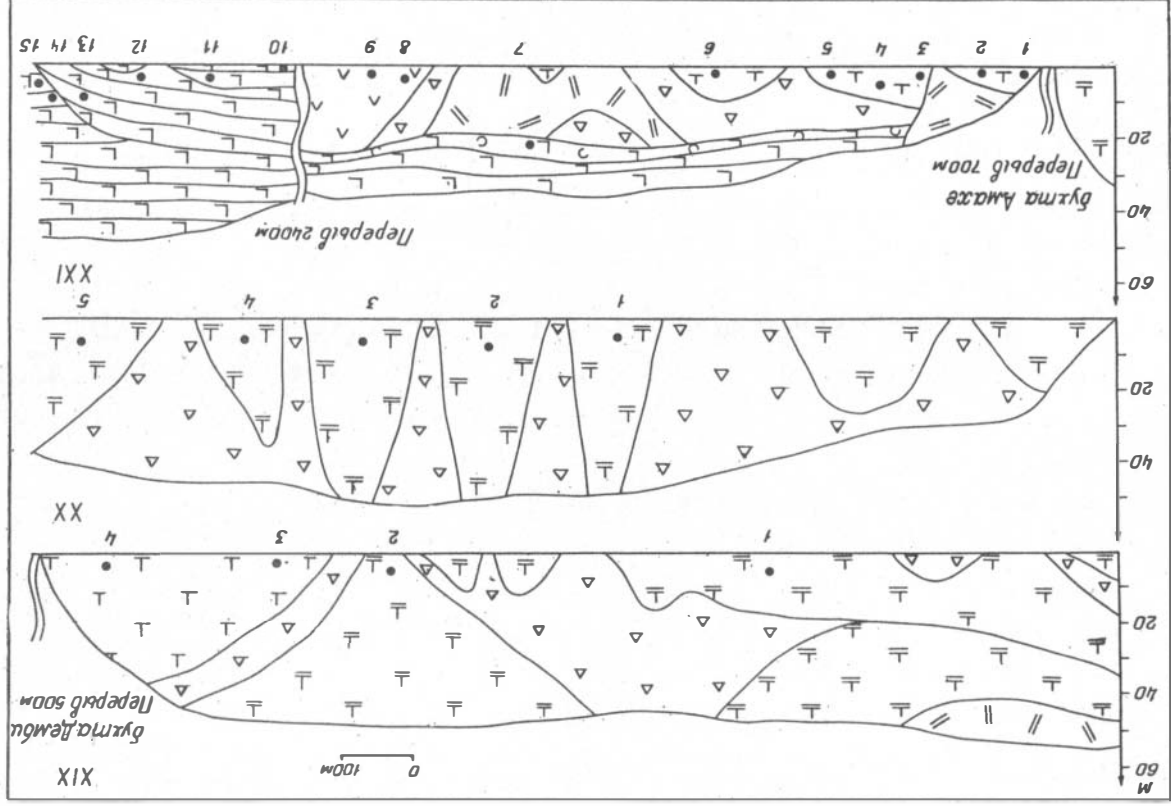


Таблица 7

Химический состав пород по линиям разрезов XIX, XX и XXI

Оксиды	Линия XIX				Линия XX					Линия XXI		
	9I7/I6	9I7/I7	9I7/20	C8I59	C9094	C9095	C9096	C9097	C9098	405/I	C8I29	C8I28
	I	2	3	4	I	2	3	4	5	I	2	3
SiO ₂	63,40	63,10	58,00	56,83	56,79	57,20	56,96	57,11	57,75	55,67	57,80	56,74
TiO ₂	0,70	0,70	0,80	0,72	0,76	0,68	0,71	0,68	0,65	0,55	0,63	0,76
Al ₂ O ₃	16,40	15,80	18,40	18,34	18,57	18,74	18,49	18,31	18,43	19,70	17,88	17,62
Fe ₂ O ₃	2,87	3,34	3,01	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,60	4,26	5,89
FeO	2,21	1,41	3,55	7,08	7,04	6,60	6,81	6,66	6,31	2,26	2,29	1,74
MnO	0,05	0,07	0,12	0,14	0,14	0,13	0,14	0,14	0,13	0,18	0,11	0,13
MgO	1,64	1,47	3,39	2,69	3,26	2,92	2,80	2,87	3,02	3,59	2,72	2,83
CaO	4,69	3,90	7,09	7,59	7,21	6,90	6,70	6,22	6,29	5,96	6,73	6,77
Na ₂ O	4,00	4,00	3,80	3,88	3,65	3,31	3,27	3,81	3,54	3,64	3,45	3,40
K ₂ O	2,17	2,17	1,46	1,27	1,28	1,15	1,12	1,33	1,25	1,23	1,30	1,30
П.п.п.	1,50	2,95	1,00	1,42	1,34	1,78	2,70	2,70	2,02	2,94	2,87	2,37
P ₂ O ₅	0,21	0,19	0,23	0,29	0,30	0,26	0,27	0,25	0,26	0,20	0,26	0,23
Сумма	99,84	99,10	100,85	100,75	100,34	99,67	99,97	100,08	99,65	99,52	100,30	99,78

Оксиды	Линия XXI												
	9I8/7	C8I27	C8I26	C8I20	C8I2I	C8II6	C8II7	C8257	C8256	C8255	C8254	C8253	C8252
	4	5	6	7	7a	8	9	IO	II	I2	I3	I4	I5
SiO ₂	58,70	56,8I	56,80	48,84	49,8I	54,8I	52,06	5I,30	49,96	5I,80	50,58	50,53	49,8I
TiO ₂	0,70	0,70	0,67	2,09	2,I5	0,66	0,82	I,75	I,95	I,58	I,87	I,80	I,84
Al ₂ O ₃	I8,I0	I7,57	I7,5I	I6,54	I4,87	20,3I	I9,04	I5,70	I4,73	I5,50	I5,I3	I5,08	I6,03
Fe ₂ O ₃	4,I8	5,69	6,I9	II,54	5,37	6,76	8,88	4,87	2,29	2,24	3,50	3,05	3,74
FeO	I,37	I,25	0,28	0,42	6,73	0,I4	0,2I	6,I4	8,33	7,98	7,34	7,62	6,98
MnO	0,I2	0,I2	0,I2	0,I4	0,I5	0,I4	0,I9	0,I4	0,I5	0,I4	0,I4	0,I4	0,I5
MgO	2,39	2,95	2,58	6,22	6,58	3,08	3,39	6,24	6,93	7,I6	6,3I	6,88	6,63
CaO	6,39	6,95	5,9I	6,87	6,85	5,89	5,98	7,26	7,64	7,26	7,7I	7,69	7,8I
Na ₂ O	3,60	3,50	3,45	3,34	3,56	3,45	4,3I	3,45	4,2I	3,3I	3,50	3,72	3,56
K ₂ O	I,58	I,20	I,30	I,40	I,49	I,30	I,54	I,I3	I,40	I,I0	I,I6	I,20	I,I6
П.п.п.	2,I0	2,79	4,76	I,65	I,33	3,99	3,93	0,96	2,03	0,7I	2,83	I,9I	2,I7
P ₂ O ₅	0,28	0,27	0,35	0,45	0,2I	0,30	0,28	0,35	0,47	0,30	0,40	0,40	0,35
Сумма	99,5I	99,80	99,92	99,50	99,I0	IO0,83	IO0,63	99,29	IO0,09	99,08	IO0,47	IO0,02	IO0,23

Комментарий к таблице 7

Л и н и я XIX. Разрез сложен андезитами, дацитами и их кластолавами дембинской толщи кизинской серии (пачка ДІ).

9I7/I6. Дацит. Вкрапленники (около 20%) представлены крупными (до 2 мм) зернами плагиоклаза, имеющими неравновесные ядра, более кислые по составу в сравнении с краевыми зонами. Присутствует также кварц (5%), выделения которого имеют оплавленный облик. Основная масса породы состоит из стекла, плагиоклаза, ортопироксена и редких, мелких пластинок биотита, магнетита.

9I7/I7. Дацит. Обнаруживаются единичные вкрапленники плагиоклаза и кварца. В основной массе в стекло погружены микролиты плагиоклаза, ортопироксена и магнетита.

9I7/20. Андезит афировый. Порода сложена плагиоклазом, клинопироксеном, опациitizedированной роговой обманкой, мелкими микролитами ортопироксена и зернами магнетита.

C8I59. Андезит. Аналог обр. 9I7/20.

Л и н и я XX. Продолжение разреза пород дембинской толщи кизинской серии. Он сложен кластолавами с экструзиями дацитов.

C9094. Андезит афировый. Порода сложена плагиоклазом (70%), клинопироксеном (15%), тонкой сыпью магнетита (3-5%), стеклом (10-15%). Обнаруживаются кристаллы опациitizedированной роговой обманки.

C9095. Андезит. Аналог обр. C9094.

C9096. Андезит. Аналог обр. C9094.

C9097. Андезит. Вкрапленники представлены изометрично-таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, опациитовыми псевдоморфозами апороговообманковыми, редкими зернами клино- и ортопироксенов, кристаллами титаномagnetита (до 0,5 мм). Основная масса стекловатая, в ней обнаруживаются микролиты плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена и магнетита.

C9098. Андезит. Аналог обр. C9094.

Л и н и я XXI. Южная и центральная часть разреза сложена в основном андезитами, андезитобазальтами и кластолавами кизинской серии (пачка ДІ). Их перекрывают базальты совгаванской свиты, в основании которой залегают пиллоу-лавы. Северная часть линии сложена исключительно толеитовыми базальтами.

405/1. Андезит. Структура субафировая. Порода сложена плагиоклазом (60%), полностью опациitized зернами роговой обманки (7-10%) величиной до 2,5 мм, мелкими лейстами клинопироксена, ортопироксена и титаномagnetита. Последний нередко имеет скелетную форму выделений.

C8I29. Андезит. Аналог обр. 405/1.

C8I28. Андезит. Вкрапленники представлены плагиоклазом (25%) с неравновесными подплавленными ядрами, крупными (до 5 мм) кристаллами бурой роговой обманки (10-12%) и magnetитом (около 3%). Фенокристы амфибола часто образуют футлярные кристаллы и обычно опациitized по краям зерен. Основная масса стекловатая, содержит лейсты плагиоклаза, клино- и ортопироксенов, magnetита.

9I8/7. Андезит. Аналог обр. C8I28.

C8I27. Андезит. Отличается от обр. C8I28 меньшим количеством вкрапленников, около 10%, и более интенсивной опациitized фенокристаллов роговой обманки.

C8I26. Андезит. Аналог обр. C8I27.

C8I20. Темные обособления в потоке толеитовых базальтов.

C8I21. Базальт - матрица включающая обособления. Структура гиалиновая. Стекло составляет около 65%. Микролиты представлены плагиоклазом и скелетными зернами оливина.

C8II6. Андезитобазальт. Аналог обр. C8I28.

C8II7. Ксенолит андезитобазальта в потоке C8II6. От обр. C8I28 отличается полной опациitized вкрапленников роговой обманки и наличием крупных, до 5 мм ксенокристаллов плагиоклаза.

C8257. Базальт толеитовый. Структура долеритовая. Порода сложена плагиоклазом, клинопироксеном, оливином, ильменитом.

C8256. Базальт микродолеритовый. Состоит из плагиоклаза (около 50%), клинопироксена (30-35%), оливина (около 15%) и ильменита.

C8255. Аналог обр. C8256, но содержит до 20% стекла.

C8254. Аналог обр. C8256.

C8253. Аналог обр. C8256, но отличается примерно равным содержанием оливина и клинопироксена.

C8252. Аналог обр. C8256.

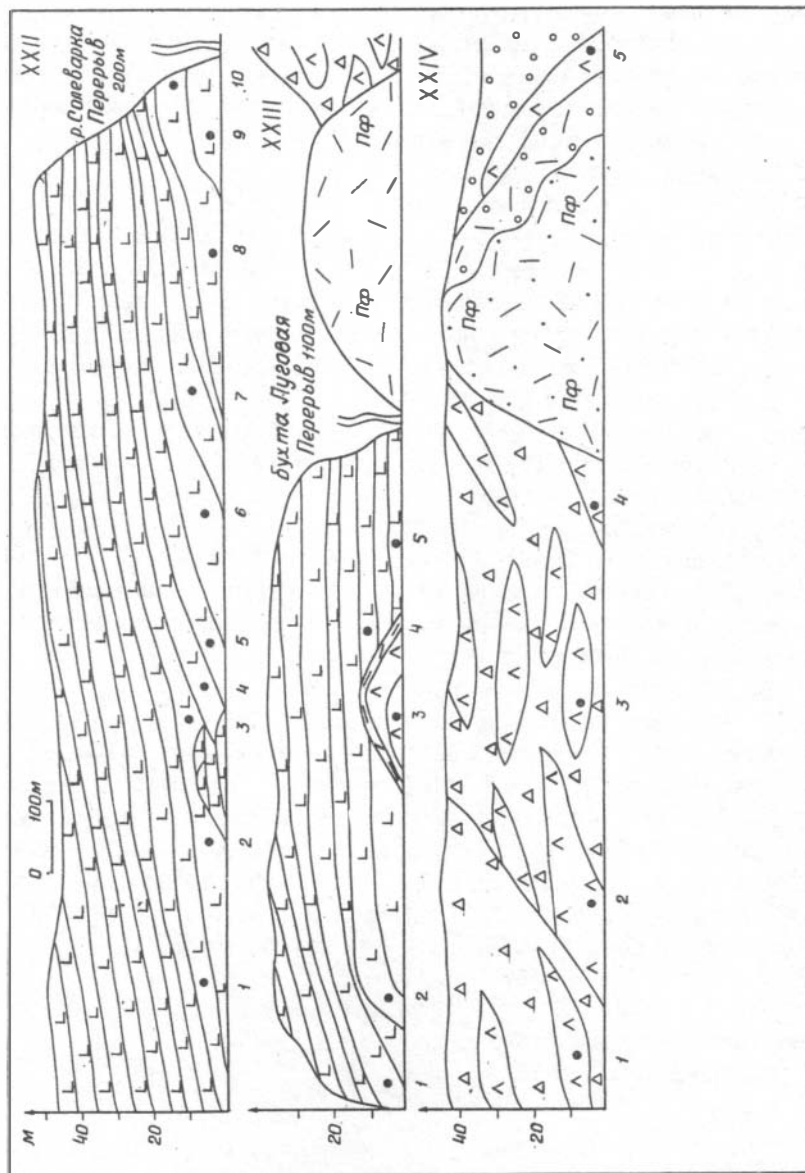


Таблица 8

Химический состав пород по линиям разрезов XXII, XXIII и XXIV

Оксиды	Линия XXII									
	C825I	C8250	C8249	C8247	CФI44	C8246	C8245	C8244	C8243	C8238
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49,78	51,2I	5I,58	50,97	52,50	52,10	50,20	50,65	50,34	52,65
TiO ₂	I,94	I,90	I,84	I,90	I,78	I,79	I,92	I,78	I,85	I,76
Al ₂ O ₃	I5,I8	I5,40	I4,95	I4,9I	I5,20	I5,50	I5,I9	I4,70	I6,05	I5,87
Fe ₂ O ₃	5,27	4,22	2,29	3,28	2,62	I,I8	3,26	3,44	5,00	I,32
FeO	5,48	7,90	8,90	8,48	8,08	9,56	8,79	8,26	6,I2	8,76
MnO	0,I5	0,I6	0,I6	0,I6	0,I4	0,I4	0,I7	0,I6	0,I7	0,I4
MgO	6,24	6,3I	6,04	6,23	6,32	6,23	6,27	6,06	6,09	6,I3
CaO	7,67	8,I7	7,74	7,94	7,63	7,38	8,25	7,98	8,I8	7,64
Na ₂ O	3,77	I,78	3,50	3,50	3,24	3,28	3,34	3,34	3,34	3,56
K ₂ O	I,49	0,63	0,77	0,58	0,88	0,83	0,43	0,77	0,63	0,72
П.п.п.	3,0I	2,37	2,4I	2,22	I,03	0,96	2,I0	3,04	2,29	I,I9
P ₂ O ₅	0,42	0,22	0,22	0,22	0,25	0,27	0,23	0,20	0,2I	0,25
Сумма	100,40	100,27	100,40	100,39	99,67	99,22	100,I5	100,38	100,27	99,99

Окончание табл.8

Оксиды	Линия XXIII					Линия XXIV				
	C8236	C823I	C8229	C8228	C8227	ΠΙΟ44	ΠΙΟ43	ΠΙΟ42	ΠΙΟ4I	ΠΙΟ40
	I	2	3	4	5	I	2	3	4	5
SiO ₂	52,45	52,3I	54, I3	52,07	5I,86	56,27	52,5I	53,96	54,96	54,96
TiO ₂	I,80	I,82	0,99	I,77	I,62	0,9I	0,96	0,96	0,94	0,89
Al ₂ O ₃	I5,20	I4,86	I7,59	I5,27	I5,I8	I7,76	I8,83	I8,28	I8,05	I7,84
Fe ₂ O ₃	2,35	2,08	4,70	I,34	I,88	3,38	6,80	6,57	3,72	5,09
FeO	8,26	8,40	3,6I	9,33	8,40	3,92	I,42	I,42	3,92	2,I4
MnO	0,I4	0,I4	0,I3	0,I5	0,I5	0,II	0,I2	0,I2	0,I3	0,I2
MgO	6,26	6,07	4,2I	6,I8	6,72	4,24	3,98	4,I5	4,39	4,06
CaO	7,50	7,40	6,79	7,43	7,50	6,09	6,33	6,38	6,2I	6,26
Na ₂ O	3,56	3,88	4,2I	3,50	3,72	3,6I	3,67	3,67	3,67	3,45
K ₂ O	0,72	0,87	I,40	0,82	0,92	I,59	I,88	I,98	I,78	I,30
П.п.п.	I,28	I,75	2,25	I,66	I,6I	2,I6	3,I3	2,60	2,22	3,20
P ₂ O ₅	0,25	0,25	0,3I	0,3I	0,30	0,30	0,29	0,30	0,3I	0,29
Сумма	99,77	99,83	100,32	99,83	99,86	100,34	99,92	100,39	100,30	99,60

Л и н и я XXII. Разрез сложен толеитовыми базальтами совгаванской свиты.

С8251. Базальт толеитовый, долерит-офитовый. Мелкие вкрапленники представлены идингситизированными зернами оливина (10%) размером до 0,5 мм. Лейсты плагиоклаза ориентированы. Между ними располагаются мелкие зерна оливина, клинопироксена и ильменита.

С8250. Базальт толеитовый. Структура микродолеритовая. Состоит из плагиоклаза (40%), клинопироксена (около 30%), оливина (около 10%), черного стекла (20%) и ильменита.

С8249. Базальт микродолеритовый. Состоит из плагиоклаза (50%), клинопироксена (около 35%), оливина (около 15%) и ильменита.

С8247. Аналог обр. С8249.

СФ144. Андезитобазальт толеитовый. Структура долеритовая. Порода сложена плагиоклазом (50%), клинопироксеном (35%), оливином (15%), ильменитом и стеклом (5-15%).

С8246. Андезитобазальт толеитовый. Нет шлифа.

С8245. Базальт совгаванской свиты. Аналог обр. СФ144.

С8244. Толеитовый базальт. Нет шлифа.

С8243. Базальт. Аналог обр. СФ144.

С8238. Андезитобазальт. Аналог обр. СФ144.

Л и н и я XXIII. Южная часть линии сложена базальтами совгаванской свиты. В центральной части у уреза воды выходят туфы и андезитобазальты кизинской серии. Севернее обнажаются псефитовые туфы, андезитобазальты и кластолавы буинской толщи (пачка БЗ) кизинской серии.

С8236. Андезитобазальт совгаванской свиты. Структура микродолеритовая. Стекло отсутствует. Порода сложена плагиоклазом, клинопироксеном, оливином и ильменитом.

С8231. Андезитобазальт. Структура долеритовая. Обнаруживаются микролиты плагиоклаза (45%), клинопироксена (30%), оливина (15%), ильменита и стекло (около 10%).

С8229. Андезитобазальт. Структура редкопорфировая. Вкрапленники представлены небольшими (до 1 мм) зернами идингситизированного оливина (3-5%). Основная масса мелкокристаллическая, сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена, оливина и магнетита.

С8228. Аналог обр. С8231.

С8227. Базальт толеитовый. Структура долеритовая. Субфенокристаллы представлены редкими (3-5%) зернами оливина. Основная масса содержит плагиоклаз, клинопироксен, оливин, ильменит и стекло в небольших количествах.

Л и н и я XXIV. Южная часть разреза сложена пачкой (БЗ) андезитобазальтов и их кластолав буинской толщи. Они перекрывают останец пропилитизированных псефитовых туфов кузнецовской свиты.

П1044. Андезитобазальт. Структура афировая, интерсертальная. Порода сложена ориентированными лейстами плагиоклаза клинопироксена, ортопироксена и магнетита.

П1043. Андезитобазальт. Аналог обр. П1044.

П1042. Андезитобазальт. Аналог обр. П1044.

П1041. Андезитобазальт. Аналог обр. П1044. Отличается слабой раскристаллизованностью.

П1040. Андезитобазальт. От обр. П1041 отличается наличием 35-40% черного стекла и единичных ксенокристаллов плагиоклаза.

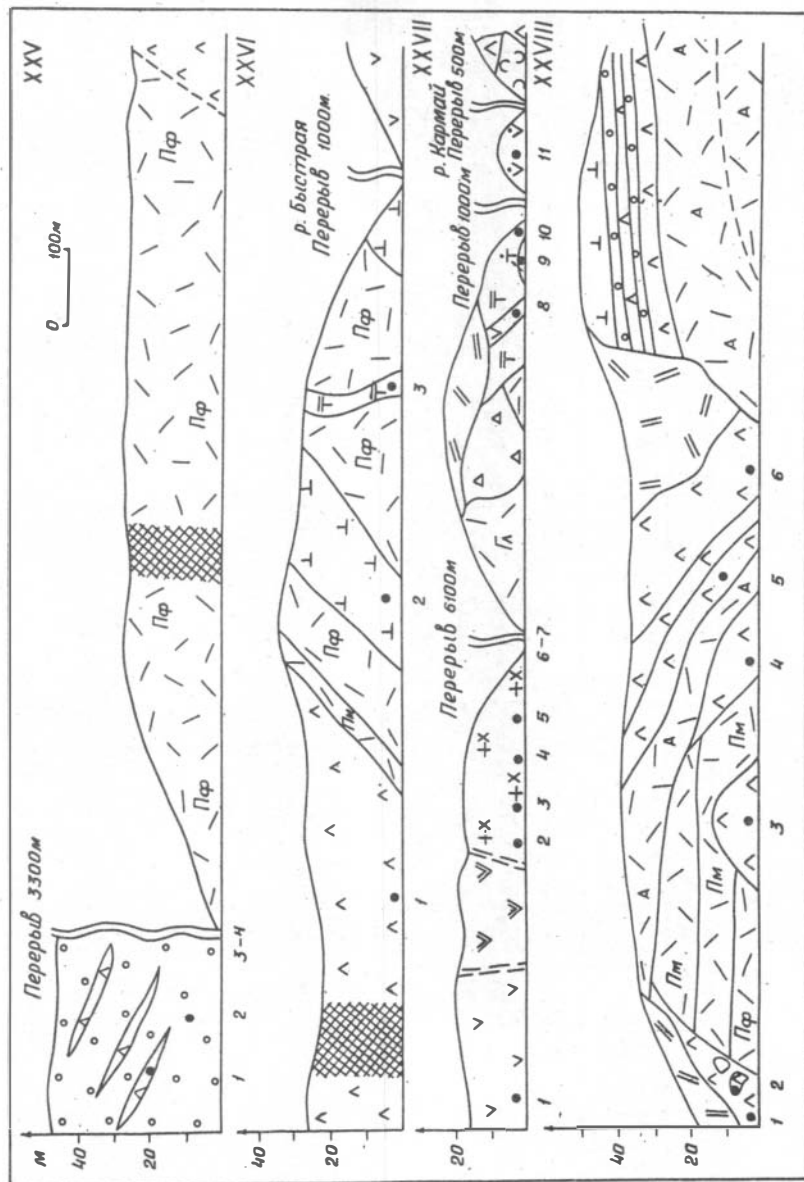


Таблица 9

Химический состав пород по линиям разрезов XXV, XXVI, XXVII и XXVIII

Оксиды	Линия XXV				Линия XXVI			Линия XXVII				
	ΠΙ039	ΠΙ038	С8225	С8226	ΠΙ031	ΠΙ032	ΠΙ033	ΠΙ034	ΠΙ036	702/6	702/7	702/13
	1	2	3	4	1	2	3	1	2	3	4	5
SiO ₂	56,53	54,57	52,42	52,62	53,88	61,02	68,23	52,23	65,47	69,04	69,59	65,72
TiO ₂	0,87	0,87	0,96	0,93	0,82	0,68	0,59	0,93	0,61	0,49	0,53	0,57
Al ₂ O ₃	17,79	17,70	17,64	17,51	17,54	15,13	14,73	18,24	14,86	16,31	16,28	15,18
Fe ₂ O ₃	3,36	2,46	3,27	3,96	4,12	3,07	2,25	5,50	2,61	1,74	2,83	2,17
FeO	3,70	4,63	5,52	4,37	5,41	4,20	2,28	5,34	2,78	1,31	1,14	2,60
MnO	0,13	0,13	0,15	0,13	0,17	0,08	0,06	0,22	0,09	0,13	0,02	0,09
MgO	4,04	4,26	5,85	5,10	4,37	2,66	0,67	3,28	1,91	0,76	0,77	1,71
CaO	6,22	6,82	7,89	7,88	7,99	4,13	2,06	8,60	4,22	2,93	1,27	4,26
Na ₂ O	3,50	3,40	3,56	3,67	2,80	3,40	3,99	3,67	3,18	3,67	1,89	3,11
K ₂ O	1,59	1,30	1,06	1,11	0,87	2,26	3,42	0,14	3,28	2,46	2,94	3,60
П.п.п.	2,14	3,84	1,25	1,91	1,95	3,31	1,66	1,28	1,06	1,17	2,03	0,90
P ₂ O ₅	0,28	0,28	0,27	0,27	0,20	0,18	0,16	0,26	0,15	0,13	0,06	0,15
Сумма	100,15	100,26	99,84	99,46	100,12	100,12	100,10	99,69	100,22	100,14	99,35	100,06

Оксиды	Линия XXVI						Линия XXVII					
	C8223	C8222	C822I	C8220	C82I9	C82I8	C8I98	C8I99	C820I	C8202	C8203	C8205
	6	7	8	9	IO	II	I	2	3	4	5	6
SiO_2	55,60	5I,89	48,79	58,18	64,23	49,34	54,36	53,6I	54,03	54,69	53,28	54,77
TiO_2	0,90	I,I9	0,8I	I,30	0,66	I,04	I,04	I,0I	I,00	I,06	0,97	0,96
Al_2O_3	I7,3I	I7,23	I7,38	I4,I5	I4,24	I5,96	I7,39	I6,75	I7,36	I7,34	I7,29	I6,73
Fe_2O_3	2,35	3,72	4,57	5,83	3,I8	4,40	2,33	4,62	2,96	2,83	I,99	2,44
FeO	4,86	5,28	4,5I	3,I9	I,67	5,35	5,55	4,27	5,00	5,20	6,62	5,4I
MnO	0,II	0,I4	0,I8	0,I4	0,II	0,I7	0,I5	0,I4	0,I5	0,I4	0,I4	0,I2
MgO	4,35	6,26	5,76	2,73	I,60	7,8I	4,93	5,II	4,49	4,70	5,29	5,32
CaO	6,65	7,22	8,0I	3,79	2,06	8,6I	6,80	6,49	7,34	7,32	7,02	6,68
Na_2O	4,2I	3,88	2,86	3,83	4,74	3,24	3,83	3,50	3,40	3,I2	3,45	3,45
K_2O	I,49	I,35	I,54	3,28	4,00	I,64	I,64	I,93	I,59	I,85	I,54	I,69
П.п.п.	I,88	I,44	4,83	3,67	2,74	I,45	I,74	I,88	2,56	I,24	2,3I	2,5I
P_2O_5	0,40	0,34	0,24	0,32	0,25	0,46	0,34	0,33	0,46	0,33	0,33	0,3I
Сумма	IO0,II	99,94	99,48	IO0,4I	99,48	99,47	IO0,IO	99,64	IO0,34	99,82	IO0,23	IO0,39

Л и н и я XXV. В южной части линии находятся выходы андезитобазальтов и лавокластитов кизинской серии. Далее по разрезу обнажаются пропилитизированные андезитобазальты и псефитовые туфы кузнецовской свиты. В туфах обнаружена зона вторичных кварцитов.

ΠΙΟ39. Андезитобазальт афировый. Структура трахитоидная до интерсертальной. Порода сложена лейстами плагиоклаза, мелкими зернами ортопироксена, клинопироксена, магнетита и стеклом.

ΠΙΟ38. Андезитобазальт. Структура гиалопилитовая. Обнаруживаются мелкие вкрапленники плагиоклаза и оливина с вростками титаномagnetита, а также срастания этих фаз. Содержание стекла около 40%. Микролиты представлены плагиоклазами, клино- и ортопироксенами, магнетитом.

С8225. Поток в 500 м южнее руч. Прибрежного. Андезитобазальт пропилитизированный. Мелкие вкрапленники представлены плагиоклазом и измененными темноцветными минералами. В основной массе диагностируются микролиты плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

С8226. Поток в 300 м южнее руч. Прибрежного. Андезитобазальт. Структура интерсертальная, трахитоидная. Обнаруживаются микролиты оливина, плагиоклаза, клинопироксена, магнетита и стекло.

Л и н и я XXVI. В разрезе обнажаются вулканы кузнецовской свиты. Они представлены андезитобазальтами, андезитами и туфами. В андезитобазальтах встречена зона вторичных кварцитов. Южнее устья р.Быстрая обнаружена дайка тосканитов, а севернее – выходят базальты кизинской серии.

ΠΙΟ31. Андезитобазальт. Структура порфировая. Вкрапленники представлены крупными таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (около 25%), клинопироксеном (7-9%), хлоритизированным ортопироксеном (5-7%) и зернами магнетита размером до 0,3 мм. Основная масса стекловатая с редкими мелкими микролитами плагиоклаза, клино- и ортопироксенов, магнетита.

ΠΙΟ32. Андезит, насыщенный вкрапленниками серицитизированного плагиоклаза. Фемические минералы замещены хлоритом.

ΠΙΟ33. Дайка. Тосканит. Вкрапленники представлены плагиоклазом, карбонатизированным пироксеном. Развиваются вторичные кварц и альбит.

Линия XXVII. В южной части линии вскрываются базальты соньинской толщи кизинской серии. Далее следует блок вторичных кварцитов, ограниченный с юга и севера крутопадающими дизъюнктивными нарушениями, которые сменяются гранодиоритами. Севернее выходят латиты, кластолавы и глыбовые туфы кузнецовской свиты. Вблизи р. Кармай – выходы магнезиальных базальтов, туффицитов и андезитобазальтов буинской толщи кизинской серии.

П1034. Андезитобазальт. Нет шлифа.

П1036. Гранодиорит крупнокристаллический. Пироксены разложены и в значительной степени хлоритизированы. Также развиваются вторичные актинолит и серицит.

702/6. Апогранодиоритовый вторичный кварцит, содержит реликтовые порфирокласты (до 5 мм) плагиоклаза.

702/7. Аналог обр. 702/6.

702/13. Мелкозернистый гранодиорит. Порода слабо серицитизирована и сложена биотитом, орто- и клинопироксенами, титаномagnetитом, плагиоклазом, щелочным полевым шпатом, кварцем.

С8223. Андезитобазальт. Нет шлифа.

С8222. Андезитобазальт. Вкрапленники – магнетит (2-3%) размером до 0,3 мм и редкие зерна оливина. В основной массе диагностируются микролиты оливина, плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

С8221. Дайка. Обнаруживаются вкрапленники оливина и клинопироксена и также их скопления, которые погружены в интерсертальную основную массу, сложенную плагиоклазом, клино- и ортопироксенами, магнетитом. Порода слабо пропилитизирована.

С8220. Туф андезитового состава, кристаллолитокластический. Состоит преимущественно из зерен серицитизированных и эпидотизированных кристаллов плагиоклаза, обломков пропилитизированного стекла и оливин-порфировых базальтов.

С8219. Тосканит. Структура порфировая. Вкрапленники (15-20%) представлены крупными таблитчатыми зернами серицитизированного и карбонатизированного плагиоклаза, реже кварца и опацицитизированных кристаллов роговой обманки. Основная масса афанитовая.

С8218. Нет шлифа.

Л и н и я XXVIII. Разрез сложен вулканитами буинской толщи (пачка Б5) кизинской серии. В южной части линии он представлен псаммитовыми и псефитовыми туфами, андезитобазальтами. Их сменяют туфы со шлаковыми агломератами, андезитобазальтами и андезитами.

C8I98. Андезит. Структура интергранулярная. Вкрапленники (около 2%) представлены идиоморфным оливином (до 1 мм). Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена и небольшим количеством стекла.

C8I99. Андезитобазальт. Структура интерсертальная, трахитоидная, афировая. Порода сложена ориентированными лейстами плагиоклаза длиной 0,3 мм и более мелкими зернами оливина, клинопироксена и магнетита. Присутствует небольшое количество стекла.

C820I. Андезитобазальт. Аналог обр. C8I99, отличается наличием мелких вкрапленников плагиоклаза (2-3%).

C8202. Базальт. Обнаруживаются скелетные вкрапленники оливина (1-2%) с большим количеством вростков магнетита. Основная интергранулярная масса сложена стеклом с микролитами оливина, плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

C8203. Андезитобазальт. Аналог обр. C820I.

C8205. Андезитобазальт. Аналог обр. C820I.

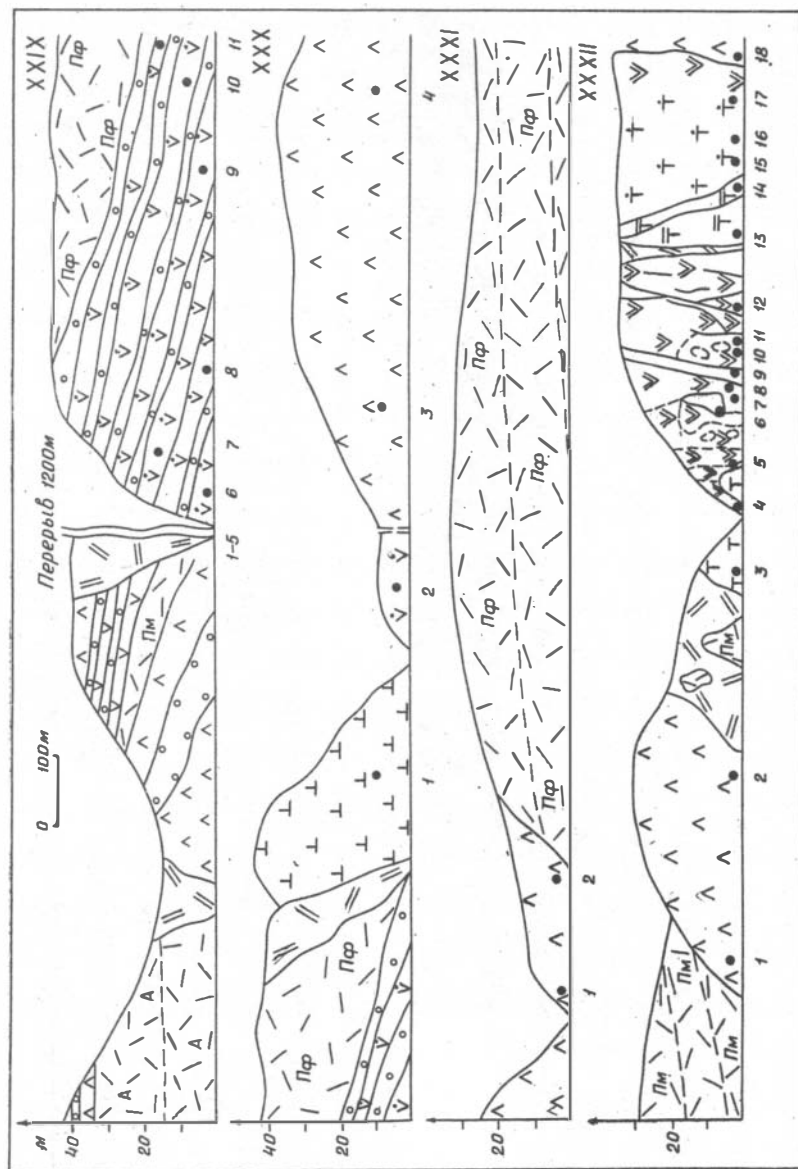


Таблица 10

Химический состав пород по линиям разрезов XXIX, XXX, XXXI и XXXII

Оксиды	Линия XXIX											Линия XXX	
	C8207	7I6/2	C8208	C8209	C82I0	C82II	C82I3	C82I2	C82I4	C82I5	7I5/6	C82I6	C82I7
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	I	2
SiO ₂	51,37	50,00	48,58	48,80	52,13	49,99	49,73	48,90	49,22	49,03	49,16	58,36	47,20
TiO ₂	1,15	1,18	1,22	1,04	1,09	1,11	1,13	1,40	1,07	1,05	1,18	0,64	1,07
Al ₂ O ₃	16,81	16,41	17,92	16,84	18,45	17,12	17,22	17,68	16,63	16,81	16,94	16,99	18,72
Fe ₂ O ₃	7,96	3,11	9,07	5,05	4,42	5,59	3,43	8,89	5,07	5,93	1,83	4,03	4,68
FeO	1,87	7,06	2,19	5,62	4,23	4,79	6,80	2,12	5,90	4,34	8,81	3,33	6,46
MnO	0,17	0,16	0,17	0,21	0,13	0,18	0,19	0,27	0,18	0,17	0,17	0,20	0,18
MgO	6,17	6,68	4,49	6,94	4,39	6,66	6,18	5,25	6,77	6,36	6,60	2,30	7,01
CaO	7,85	8,40	8,41	8,36	7,80	8,33	8,30	8,80	8,74	8,23	9,58	6,56	8,41
Na ₂ O	3,56	3,00	3,18	2,75	3,50	3,18	3,13	3,29	2,86	3,24	2,80	4,31	2,97
K ₂ O	1,54	1,18	1,01	0,87	1,35	1,16	0,96	1,06	0,87	1,01	1,04	1,54	0,92
П.п.п.	1,28	2,10	3,28	3,27	1,54	1,67	2,38	2,00	1,99	3,13	1,80	1,36	2,39
P ₂ O ₅	0,34	0,32	0,31	0,24	0,33	0,31	0,33	0,32	0,26	0,26	0,22	0,42	0,24
Сумма	100,07	99,60	99,83	99,99	99,36	100,09	99,78	99,98	99,56	99,56	100,13	100,04	100,25

Оксиды	Линия XXX		Линия XXXI		Линия XXXII							
	ΠΙΟ30	7I4/I	ΠΙΟ29	ΠΙΟ28	ΠΙΟ26	ΠΙΟ24	ΠΙΟ22	7I0/4	7I0/I0	7I0/I2	7I0/I4	7I0/I6
	3	4	1	2	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	56,17	54,08	54,66	54,24	57,46	56,05	78,79	68,18	74,48	53,18	71,00	75,54
TiO ₂	0,71	0,83	0,86	0,86	0,89	0,99	0,14	0,25	0,87	0,95	0,90	0,33
Al ₂ O ₃	18,48	17,41	17,58	17,57	16,15	17,05	11,34	12,72	17,25	18,18	14,45	16,78
Fe ₂ O ₃	3,69	3,32	3,52	2,88	7,07	7,06	0,34	1,22	0,02	2,80	4,00	0,71
FeO	4,06	5,35	4,42	5,06	2,14	2,28	0,64	1,25	0,15	7,34	0,21	0,18
MnO	0,21	0,13	0,14	0,14	0,11	0,18	0,04	0,08	0,01	0,38	0,01	0,01
MgO	3,19	4,48	5,06	5,39	3,03	4,24	0,20	0,01	0,01	5,70	0,01	0,01
CaO	6,53	7,93	7,14	7,77	4,78	3,88	0,33	2,24	0,01	0,35	0,47	0,23
Na ₂ O	3,83	3,44	3,34	3,18	3,18	3,24	2,59	3,43	0,12	0,10	0,04	0,05
K ₂ O	1,40	1,16	1,30	1,11	1,20	0,44	4,38	3,88	0,05	1,06	0,10	0,32
П.п.п.	1,35	1,80	1,83	1,37	4,23	4,89	1,44	7,26	7,10	10,20	8,40	6,60
P ₂ O ₅	0,42	0,24	0,27	0,26	0,22	0,15	0,02	0,07	0,05	0,23	0,07	0,08
Сумма	100,04	100,17	100,12	99,83	100,46	100,45	100,25	100,59	100,12	100,47	99,66	100,84

Оксиды	Линия XXII											
	710/17	710/18	710/19	710/21	710/25	710/36	11021	11019	710/43	11018	11017	11016
	9a	9б	9в	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	72,04	69,77	71,99	75,44	65,94	68,70	67,04	70,00	64,26	60,30	58,84	52,25
TiO ₂	0,26	0,29	0,28	0,36	0,55	0,57	0,53	0,37	0,52	0,77	0,82	1,04
Al ₂ O ₃	13,35	12,93	12,97	14,90	16,81	16,00	15,53	13,82	15,54	15,96	16,54	18,42
Fe ₂ O ₃	1,91	0,14	0,67	1,42	3,61	3,64	1,29	1,40	2,53	2,45	1,91	5,11
FeO	0,55	0,99	1,00	0,24	0,70	0,21	2,42	1,78	1,52	3,70	4,41	5,34
MnO	0,03	0,08	1,07	0,01	0,08	0,02	0,15	0,09	0,13	0,16	0,18	0,16
MgO	0,40	0,40	0,58	0,01	1,30	0,01	1,28	0,96	1,22	2,08	1,99	3,56
CaO	1,42	1,35	1,04	0,59	0,35	0,94	2,90	2,14	3,43	4,97	5,31	8,43
Na ₂ O	2,50	4,48	3,77	0,46	2,70	0,15	3,50	3,67	3,88	2,70	4,21	3,07
K ₂ O	4,00	3,37	4,82	3,11	2,66	3,55	2,46	3,28	3,00	2,55	0,72	0,63
П.п.п.	2,90	6,49	2,06	3,20	5,02	6,10	3,13	2,66	3,60	3,95	4,84	2,35
P ₂ O ₅	0,09	0,06	0,06	0,08	0,12	0,05	0,21	0,08	0,22	0,22	0,24	0,16
Сумма	99,45	100,35	100,31	99,82	99,84	99,94	100,44	100,25	99,85	99,81	100,01	100,52

Л и н и я XXIX. Продолжение предыдущего разреза. Здесь он наращивается. Увеличивается доля магнезиальных базальтов, относящихся к пачке Б4, которые выше перекрываются псефитовыми туфами (пачка Б5).

С8207. Базальт опациitized. Вкрапленники, вероятно оливина (8-10%), и фемические минералы основной массы опациitized.

716/2. Базальт. Содержание вкрапленников оливина 10-12%. Основная масса интерсертальная, сложена оливином, плагиоклазом, клинопироксеном, магнетитом.

С8208. Андезит. Вкрапленники (около 20%) представлены крупными таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (I-я генерация), клинопироксеном, ортопироксеном и титаномагнетитом. Величина выделений последнего достигает 0,5 мм. Встречены также единичные фенокристаллы оливина величиной зерен до 0,7 мм. В них обнаруживаются включения рудного минерала. Плагиоклаз содержит вросстки пироксенов и магнетита, а ортопироксен - вросстки магнетита и клинопироксена. Кроме отдельных вкрапленников в породе присутствуют сростки плагиоклаз-оливинового, плагиоклаз-ортопироксен-титаномагнетитового и плагиоклаз-клинопироксен-титаномагнетитового составов. Вкрапленники плагиоклаза 2-й генерации (2-3 мм) содержат только включения магнетита. Основная масса стекловатая с мелкими редкими лейстами плагиоклаза, клино- и ортопироксенов, магнетита.

С8209. Базальт оливиновый. Во вкрапленниках (до 1 мм) - оливин (менее 10%). Основная масса трахитоидная, с интерсертальной структурой, состоит из примерно равных количеств плагиоклаза, клинопироксена и стекла, а также тонкой сыпи магнетита.

С8210. Андезитобазальт. Встречены вкрапленники плагиоклаза, которые содержат вросстки оливина и магнетита, и его сростки с оливином, а также с клинопироксеном. Основная масса интерсертальная, сложена плагиоклазом, оливином, клинопироксеном и магнетитом.

С8211. Базальт оливиновый. Вкрапленники представлены редкими (менее 10%), некрупными (до 1 мм) кристаллами оливина. Основная масса трахитоидная, интерсертальная, состоит из микролитов плагиоклаза, клинопироксена, оливина, магнетита и стекла.

С8213. Базальт оливиновый с ксенокристаллами плагиоклаза, подвергавшимися интенсивному растворению, и субфенокристаллами (около

10%) оливина и плагиоклаза. Основная масса интерсертиальная, сложена оливином, плагиоклазом, клинопироксеном и стеклом.

C82I2. Базальт. Вкрапленники представлены скелетными кристаллами оливина величиной до 2,5 мм (8-10%), содержащими включения магнетита и плагиоклаза. Основная масса микропойкилитовая. Пойкилокристы оливина и клинопироксена цементируют лейсты плагиоклаза. Присутствует небольшое количество вулканического стекла.

C82I4. Базальт. Аналог обр. C82I2.

C82I5. Базальт. Аналог обр. C82I2.

7I5/6. Базальт. Содержит вкрапленники оливина (10-12%) величиной до 3 мм с вросками магнетита. Основная масса интергранулярная, сложена плагиоклазом, оливином, клинопироксеном и магнетитом.

Л и н и я XXX. На продолжении разреза выходит экструзия андезитов пачки Б5. Далее обнажаются магнезиальные базальты (Б4) и андезитобазальты (Б5) буинской толщи.

C82I6. Нет шлифа.

C82I7. Долерит. Вкрапленники (10-12%) представлены оливином (2-2,5 мм) и единичными фенокристаллами плагиоклаза, в ядрах которых обнаруживаются пойкилокристаллы клинопироксена (!), идентичные пойкилокристам основной массы. В последней, кроме клинопироксена, встречены плагиоклаз, магнетит и стекло.

ΠI030. Андезитобазальт. Структура интерсертиальная до интергранулярной. Преобладает плагиоклаз. Фемические минералы представлены ортопироксеном, клинопироксеном и титаномagnetитом.

7I4/I. Тонкозернистый аналог обр. ΠI030.

Л и н и я XXXI. В южной части разреза продолжается поток андезитобазальтов. Далее под ним выходят псефитовые туфы. Все эти образования относятся к пачке Б5 буинской толщи.

ΠI029. Андезитобазальт оливиновый. Вкрапленники представлены редкими, идиоморфизированными зернами оливина (около 1-2%) и титаномagnetита размером 0,1 мм в количестве 1-2%. Основная масса интергранулярная. Сложена ориентированными лейстами плагиоклаза, а также клинопироксеном, оливином и магнетитом.

ΠI028. Андезитобазальт оливиновый. Аналог обр. ΠI029, отличается наличием вкрапленников оливина и плагиоклаза (7-9%).

Л и н и я XXXII. С юга на андезитобазальтах залегают псаммитовые туфы. Они относятся к буинской толще кизинской серии (пачка Б5). Далее – сложно построенная серия трахириолитовых, латитовых и тосканитовых экзтрузий обзорного комплекса, прорванных дайками риолитов колчанского комплекса. Значительная часть разреза представлена вторичными кварцитами, развивающимися по докизинским вулканитам.

ΠΙ026. Андезитобазальт. Структура порфировая. Вкрапленники представлены шестоватыми зернами плагиоклаза, орто- и клинопироксена, а также редкими кристаллами магнетита. Основная масса пропилитизирована, но в ней диагностируются микролиты плагиоклаза, пироксенов, магнетита и измененное стекло.

ΠΙ024. Андезитобазальт. Во вкрапленниках содержится плагиоклаз (около 20%) величиной индивидов до 3 мм и титаномagnetит (до 3%), в основной стекловатой массе – микролиты плагиоклаза.

ΠΙ022. Трахириолит. Вкрапленники – зерна кварца, щелочного полевого шпата и очень редко биотита. Основная масса тонкозернистая.

7Ι0/4. Риолит. Дайка. Содержатся вкрапленники плагиоклаза, титаномagnetита, биотита и их сростки. В плагиоклазе обнаруживается обилие вростков апатита, биотита и магнетита, а в биотите – плагиоклаза. Основная масса гиалиновая.

7Ι0/10. Вторичный кварцит. Содержит реликтовые вкрапленники плагиоклаза.

7Ι0/12. Аргиллизит.

7Ι0/14. Аналог обр. 7Ι0/10.

7Ι0/16. Промежуточная порода между аргиллизитом и вторичным кварцитом сложена альбитом, гидрослюдай, кварцем, каолинитом.

7Ι0/17. Дайка. Южный эндоконтакт. Нет шлифа.

7Ι0/18. Дайка. Центр. Нет шлифа.

7Ι0/19. Дайка. Северный эндоконтакт. Нет шлифа.

7Ι0/21. Вторичный кварцит (кварц, серицит).

7Ι0/25. Измененный тосканит. Структура гиалиновая. Содержит редкие измененные зерна полевого шпата и темноцветных минералов.

7Ι0/36. Аргиллизит.

ΠΙ021. Тосканит измененный. Структура редкопорфировая. Вкрапленники представлены редкими измененными плагиоклазами, магнетитом и амфиболом.

ΠΙΟΙ9. Тосканит. Порода сильно пропилитизирована. Вкрапленники – плагиоклаз, пироксен(?), полностью замещенный хлоритом и карбонатом, магнетит. Основная масса стекловатая, измененная.

7IO/43. Латит. Вкрапленники представлены плагиоклазом, магнетитом; опациitized и хлоритизированными амфиболом и пироксеном. Основная масса тонкокристаллическая.

ΠΙΟΙ8. Латит. Во вкрапленниках (15%) плагиоклаз, клинопироксен и магнетит. Основная масса тонкозернистая, пропилитизированная.

ΠΙΟΙ7. Латит. Аналог обр. 7IO/43.

ΠΙΟΙ6. Нет шлифа.

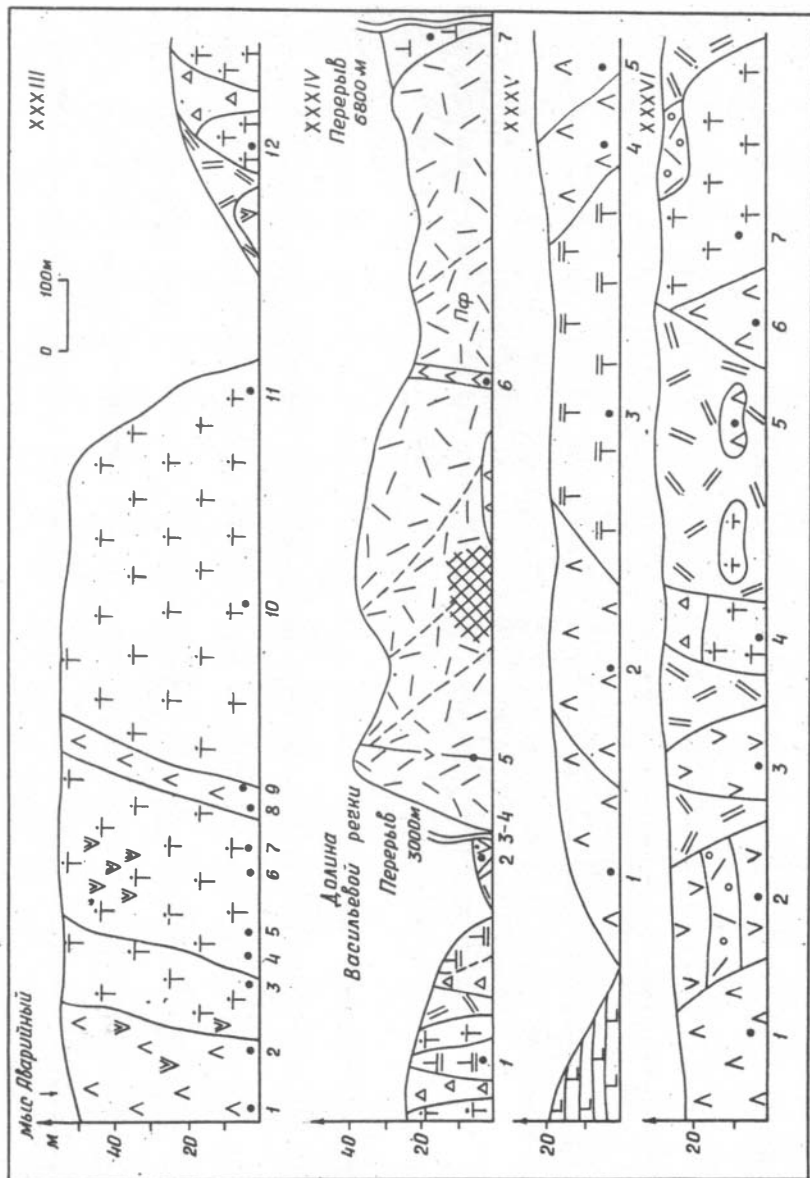


Таблица II

Химический состав пород на линиях разрезов XXXIII, XXXIV, XXXV и XXXVI

Оксиды	Линия XXXIII												Линия XXXIV
	92	ΠΙΟΙ5	ΠΙΟΙ4	ΠΙΟΙ3	93/I	94	ΠΙΟΙ2	ΠΙΟΙ1	95	ΠΙΟΙ0	96/I	97	100
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	I
SiO ₂	54,50	52,63	53,44	57,54	57,70	58,20	58,14	52,61	54,00	58,09	55,90	57,80	63,00
TiO ₂	1,10	1,04	1,05	0,80	0,80	0,80	0,77	1,09	1,10	0,80	0,80	0,80	0,70
Al ₂ O ₃	17,60	16,81	17,43	15,75	16,60	16,10	15,16	18,35	18,60	16,71	16,90	16,20	15,90
Fe ₂ O ₃	4,22	4,42	4,23	4,36	4,72	3,54	3,57	4,22	3,52	3,64	4,08	0,01	1,74
FeO	5,20	6,20	5,48	4,27	3,13	3,74	4,13	3,98	4,12	3,63	3,44	8,02	3,74
MnO	0,17	0,19	0,18	0,12	0,11	0,14	0,13	0,11	0,11	0,16	0,11	0,14	0,16
MgO	3,64	3,28	3,68	2,46	2,52	3,08	2,75	3,39	3,30	2,14	2,79	3,24	1,50
CaO	7,74	7,07	7,35	6,72	5,08	6,47	6,86	7,73	7,02	6,41	4,65	6,70	3,72
Na ₂ O	3,00	3,34	3,07	2,53	3,00	2,56	2,43	3,29	3,67	3,50	2,33	2,67	4,40
K ₂ O	1,25	1,06	0,92	2,07	3,00	3,00	2,31	1,20	1,75	2,12	3,00	2,50	3,00
П.п.п.	2,03	3,91	3,08	3,32	3,03	3,18	3,52	3,18	1,53	2,56	4,20	2,59	2,18
P ₂ O ₅	0,18	0,15	0,21	0,17	0,16	0,17	0,17	0,30	0,32	0,14	0,17	0,17	0,26
Сумма	100,63	100,10	100,12	100,11	99,85	100,98	99,94	99,45	99,04	99,90	99,37	100,84	100,30

Оксиды	Линия XXIV						Разрез севернее Васильевой речки						
	С8II0	IO3	IO5	С8IO9	II7	II5	II4	II2	III/I	III/2	III/4	II0/I	II0/2
	2	3	4	5	6	7							
SiO ₂	46,46	51,73	51,00	45,38	53,70	58,40	56,90	49,70	51,06	50,49	50,80	51,44	50,57
TiO ₂	0,95	1,04	0,94	0,98	1,00	0,80	0,80	2,16	2,14	2,09	2,22	2,14	2,16
Al ₂ O ₃	20,52	17,33	18,54	21,54	17,00	17,60	17,80	15,00	15,32	15,39	16,04	15,40	15,57
Fe ₂ O ₃	5,31	5,76	6,08	3,32	4,82	2,24	3,50	3,78	2,09	3,37	0,78	1,55	2,61
FeO	6,04	4,35	3,35	4,86	5,20	4,28	3,59	6,20	8,62	7,29	9,80	8,30	7,79
MnO	0,17	0,18	0,18	0,17	0,15	0,11	0,11	0,14	0,15	0,15	0,15	0,14	0,15
MgO	5,42	4,23	4,19	2,97	5,02	3,70	4,26	7,16	6,70	6,64	6,72	6,58	6,46
CaO	10,09	8,37	8,13	7,56	7,50	6,00	6,35	6,98	7,42	6,66	7,86	7,42	7,16
Na ₂ O	2,43	2,80	3,07	3,40	2,33	3,86	3,67	3,43	3,50	3,50	3,36	3,75	3,71
K ₂ O	0,41	0,77	1,12	0,24	1,13	1,63	1,38	1,64	1,57	1,50	0,87	1,61	1,57
П.п.п.	2,46	2,27	2,44	9,74	2,00	1,06	1,82	3,17	1,04	2,17	1,38	0,80	1,32
P ₂ O ₅	0,19	0,19	0,36	0,30	0,19	0,26	0,23	0,54	0,46	0,44	0,38	0,48	0,49
Сумма	100,45	99,02	99,40	100,46	100,04	99,94	100,41	99,90	100,07	99,69	100,36	99,61	99,56

Продолжение табл. II

Оксиды	Разрез севернее Васильевой речки												
	II0/3	II0/4	II08/I	II09/I	II09/2	II08/3	II07/I	II07/2	II07/3	II07/4	II07/5	II06/I	II06/2
SiO ₂	50,8I	5I,6I	50,09	5I,2I	50,65	52,25	5I,2I	50,89	5I, I9	5I,45	49,29	49,54	56,27
TiO ₂	2, I3	2,07	2,02	2, I6	2, I9	2,09	2,08	2,03	2, I5	2, I2	2,22	I,00	0,53
Al ₂ O ₃	I5,86	I5,43	I4,86	I5,43	I5,75	I4,86	I5, I4	I5,68	I5,64	I5,25	I5,75	I7,80	20, I9
Fe ₂ O ₃	5,68	2,85	3,98	0,4I	4,58	I,99	2,69	I,09	I,09	0,95	3,35	3,35	2,99
FeO	5,03	7,58	5,93	9,50	6,20	8,26	7,54	8,98	9,34	9,20	7,40	5,96	2,87
MnO	0, I4	0, I5	0, I3	0, I5	0, I5	0, I4	0, I4	0, I5	0, I5	0, I5	0, I6	0, I7	0, I8
MgO	5,72	6,76	6,82	6,92	6,00	6,58	6,86	7, I6	7, I6	7,04	6,82	5,62	I,86
CaO	6,84	7,40	7, I6	7,90	7,60	7,70	7,72	7,72	7,90	8,22	8,22	9, I2	8,60
Na ₂ O	3,7I	3,64	3,57	3,50	3,7I	3,64	3,7I	3,64	3,64	3,64	3,43	2,82	3,64
K ₂ O	I, I6	I,07	I,43	I,2I	I,43	I,07	I,43	I,43	I, I4	I,2I	0,92	0,69	I,20
П.п.п.	I,59	0,78	3,43	0,94	0,86	0,96	0,80	I, I7	0,79	0,70	I, I8	3,70	I, I7
P ₂ O ₅	0,54	0,37	0,49	0,40	0,43	0,35	0,45	0,44	0,42	0,4I	0,43	0, I7	0,55
Сумма	99,2I	99,7I	99,9I	99,73	99,55	99,89	99,77	100,38	100,6I	100,34	99, I7	99,94	100,05

Оксиды	Линия XXXУ					Линия XXXУІ						
	ΠΙ009	ΠΙ008	ΠΙ007	Ι25	ΠΙ006	ΠΙ005	С8Ι0Ι	С8Ι03	С8Ι04	Ι27	С8Ι05	С8Ι06
	Ι	2	3	4	5	Ι	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	55,72	48,36	68,26	5Ι,Ι3	52,0Ι	52,Ι9	49,Ι7	48,77	63,09	53,Ι0	55,46	59,Ι9
TiO ₂	0,47	0,83	0,69	0,78	Ι,26	Ι,25	Ι,29	0,83	0,96	Ι,00	0,85	0,62
Al ₂ O ₃	20,75	Ι6,94	Ι4,30	Ι9,5Ι	Ι7,46	Ι7,56	Ι9,64	Ι6,34	Ι6,68	Ι7,60	Ι9,ΙΙ	Ι8,Ι3
Fe ₂ O ₃	3,86	4,03	3,04	2,98	6,25	4,76	4,89	3,82	5,33	5,65	4,68	3,ΙΙ
FeO	2,35	6,62	Ι,70	5,2Ι	4,42	5,77	6,04	6,48	0,83	3,82	4,03	3,92
MnO	0,Ι7	0,20	0,08	0,Ι9	0,Ι7	0,Ι7	0,Ι9	0,20	0,09	0,23	0,Ι7	0,Ι7
MgO	2,25	5,98	0,96	4,96	3,98	3,72	4,26	6,27	Ι,08	4,08	3,Ι6	Ι,78
CaO	7,44	9,33	2,25	Ι0,56	6,35	7,58	8,3Ι	9,96	2,55	6,22	6,07	5,05
Na ₂ O	3,50	2,53	3,67	2,37	3,40	3,Ι8	2,86	2,2Ι	4,Ι5	3,67	3,50	4,58
K ₂ O	Ι,ΙΙ	0,63	2,99	0,36	Ι,20	0,92	0,82	0,34	3,28	2,00	0,82	2,Ι7
Π.Π.Π.	2,06	4,60	2,40	2,22	3,37	2,56	2,77	4,06	2,08	2,68	2,36	Ι,22
P ₂ O ₅	0,49	0,Ι3	0,Ι8	0,Ι4	0,24	0,25	0,22	0,Ι5	0,3Ι	0,20	0,26	0,5Ι
Сумма	Ι00,Ι7	Ι00,Ι8	Ι00,52	Ι00,4Ι	Ι00,ΙΙ	99,9Ι	Ι00,46	99,43	Ι00,43	Ι00,25	Ι00,47	Ι00,45

Л и н и я XXXIII. Продолжение разреза, сложенного андезитобазальтами и трахириолитами. На отдельных участках развиваются вторичные кварциты. Толща в значительной мере пропилитизирована.

92. Андезитобазальт. Вкрапленники (25%) – крупные кристаллы плагиоклаза, клинопироксен и магнетит. Основная масса интергранулярная, содержит микролиты плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

III15. Андезитобазальт. Вкрапленники (около 15%) представлены относительно мелкими кристаллами плагиоклаза, клинопироксена и крупными зернами магнетита размером до 1 мм. Основная масса слабо пропилитизирована, интергранулярная до интерсертальной, сложена плагиоклазом, клинопироксеном, магнетитом и стеклом.

III14. Аналог обр. 92.

III13. Аналог обр. 92, отличается увеличением размеров вкрапленников, до 3-5 мм, и более интенсивной пропилитизацией.

93/I. Аналог обр. III13.

94. Латит. Во вкрапленниках (15-17%) – плагиоклаз, замещенные хлоритом пироксены и магнетит (размеры зерен от 0,3 до 1 мм). Основная масса мелкокристаллическая и содержит микролиты клинопироксена и плагиоклаза.

III12. Аналог обр. III13.

III11. Андезитобазальт. Дайка. Содержит вкрапленники плагиоклаза (10-12%), клино- и ортопироксенов (3-5%). В основной интерсертальной массе в стекле присутствуют микролиты плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена и магнетита.

95. Андезитобазальт. Дайка. Вкрапленники представлены клинопироксеном и плагиоклазом с включениями клинопироксена и магнетита. Встречен сросток плагиоклаза с оливином и клинопироксеном, причем в последнем обнаружен вrostок оливина. Основная масса состоит из ориентированных лейст, зерен клинопироксена, магнетита и стекла.

III10. Аналог обр. III13.

96/I. Латит интенсивно пропилитизирован. Оливин и клинопироксен замещены хлоритом. Обнаруживаются вкрапленники магнетита.

97. Латит. Вкрапленники представлены крупными, таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (20%), хлорит-актинолитовыми псевдоморфозами темноцветных минералов (10%), клинопироксеном (10%) и магнетитом (4%). Основная масса интенсивно изменена.

Л и н и я XXXIV. В южной части выходят тела трахириолитов и дацитов с кластолавами. Далее обнажаются туфы и магнезиальные базальты кузнецовской свиты. За руч. Васильева Речка выходит толща туфов кузнецовской свиты, прорванная дайками базальтов и андезитобазальтов.

100. Дацит. Дайка. присутствуют вкрапленники плагиоклаза, титаномагнетита и измененного пироксена. Основная масса альбитизирована и карбонатизирована.

С8110. Базальт. Вкрапленники представлены плагиоклазом (около 25%) и оливином (3-5%). В основной массе в стекле обнаруживаются микролиты плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

103. Дайка базальтов. Во вкрапленниках оливин (около 10%), плагиоклаз (20-25%), клинопироксен (10%) и магнетит. Основная масса с интергранулярной структурой, содержит микролиты плагиоклаза, клинопироксена, магнетита и стекло.

105. Нет шлифа.

С8109. Дайка. Меланократовый слабoproлитизированный базальт. Вкрапленники представлены крупными таблитчатыми индивидами плагиоклаза (20%), мелкими и редкими зернами хлоритизированных клинопироксенов (5 %) и единичными зернами магнетита. Основная масса стекловатая, с лейстами плагиоклаза.

117. Дайка андезитобазальтов. Порода сложена плагиоклазом (около 60%), клинопироксеном (более 30%) и магнетитом (2-3%).

115. Нет шлифа.

Далее следует перерыв протяженностью 6800 м, где выходят преимущественно базальты совганской свиты. Ниже приводится их петрографическое описание.

114. Нет шлифа.

112. Базальт. Структура пойкилофитовая. Порода сложена шестоватыми кристаллами плагиоклаза, пойкилокристаллами клинопироксена, зернами оливина (3-5%), игольчатыми кристаллами.

111/1. Аналог обр. 112, отличается наличием 2% субфенокристаллов оливина размером до 3 мм.

III/2. Аналог обр. III/I.

III/4. Долерит. Сложен крупными кристаллами (более 1 мм) плагиоклаза, клинопироксена, ильменита, оливина (15-20%).

II0/1. Аналог обр. II2.

II0/2. Аналог обр. II2.

II0/3. Аналог обр. II2, отличается повышенным содержанием оливина (до 10%).

II0/4. Аналог обр. II0/3, отличается наличием 10-15% стекла.

IO8/1. Аналог обр. III/4.

IO9/1. Базальт. Структура гялопилитовая с элементами пойкилофитовой. Сложен плагиоклазом, клинопироксеном, оливином. Стекло занимает около 50% породы.

IO9/2. Аналог обр. II0/2.

IO8/3. Нет шлифа.

IO7/1. Аналог обр. II0/2.

IO7/2. Аналог обр. II0/3. Содержит около 20% стекла.

IO7/3. Аналог обр. II0/3. Содержание стекла 5-10%.

IO7/4. Аналог обр. II0/3. Отличается наличием единичных вкраплений оливина величиной до 2 мм и присутствием 15-20% стекла.

IO7/5. Базальт. Содержит ксенокристаллы плагиоклаза размером до 5 мм. Вкрапленники (5-7%) представлены оливином. В основной интергранулярной массе обнаруживаются микролиты плагиоклаза, оливина, клинопироксена, ильменита и стекло (около 30%).

IO6/1. Андезит. Вкрапленники, занимающие около 15% породы, представлены плагиоклазом и клинопироксеном. Они хлоритизированы и карбонатизированы. Основная масса мелкокристаллическая и содержит плагиоклаз, хлоритизированный пироксен, магнетит и стекло.

IO6/2. Андезит. Вкрапленники - крупные зерна плагиоклаза, занимающие около 30% породы, клино- и ортопироксенов (около 5%) и крупные зерна титаномagnetита размером иногда более 1 мм. Основная масса сложена плагиоклазом, пироксенами и магнетитом.

Л и н и я XXXV. В южной части разреза выходят совгаванские базальты, описанные выше. Севернее залегает серия потоков андезитобазальтов и тосканитов кузнецовской свиты.

III009. Андезитобазальт. Вкрапленники - крупные (3-5 мм) зерна плагиоклаза (25%). Основная масса тонкокристаллическая, сложена плагиоклазом, ортопироксеном, магнетитом и стеклом.

Π1008. Андезитобазальт. Вкрапленники представлены плагиоклазом и хлоритовыми апооливиновыми псевдоморфозами. Основная масса интергранулярная с микролитами плагиоклаза, клинопироксена, магнетита и стеклом. Поры заполнены агрегатом хлорита.

Π1007. Тосканит. Вкрапленники - крупные кристаллы плагиоклаза (I2-I5%), титаномagnetита (I-3%) и хлоритизированные зерна пироксенов (около 5%). Основная масса тонкокристаллическая.

I25. Андезитобазальт. Вкрапленники представлены плагиоклазом (около 40%). Основная масса трудно диагностируемая.

Π1006. Андезитобазальт. Структура интергранулярная. Встречены единичные вкрапленники оливина. Порода сложена мелкими призматическими кристаллами плагиоклаза (до 0,4 мм), клинопироксеном и магнетитом. Вулканическое стекло полностью хлоритизировано.

Л и н и я XXXVI. Продолжается разрез кузнецовской свиты. Он представлен здесь телами андезитобазальтов, латитов и базальтов, а также кластолавами и туфоконгломератами.

Π1005. Аналог обр. Π1006. Отличается присутствием единичных вкрапленников плагиоклаза.

C8I01. Афировый аналог обр. Π1006.

C8I03. Нет шлифа.

C8I04. Латит. Структура афировая, трахитоидная. В стекловатой массе обнаруживаются мелкие ориентированные лейсты плагиоклаза и тонкая сыпь магнетита.

I27. Андезитобазальт пропилитизированный. Вкрапленники темноцветных минералов опацилизированы. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

C8I05. Андезитобазальт. Вкрапленники представлены крупными таблитчатыми зернами плагиоклаза (25%), сильно хлоритизированными клинопироксенами (8%), крупными (0,3 мм) зернами магнетита (2%) и единичными индивидами (до 2 мм) измененного оливина. Основная масса пропилитизирована и не диагностируется.

C8I06. Аналог обр. C8I05, но более интенсивно пропилитизирован.

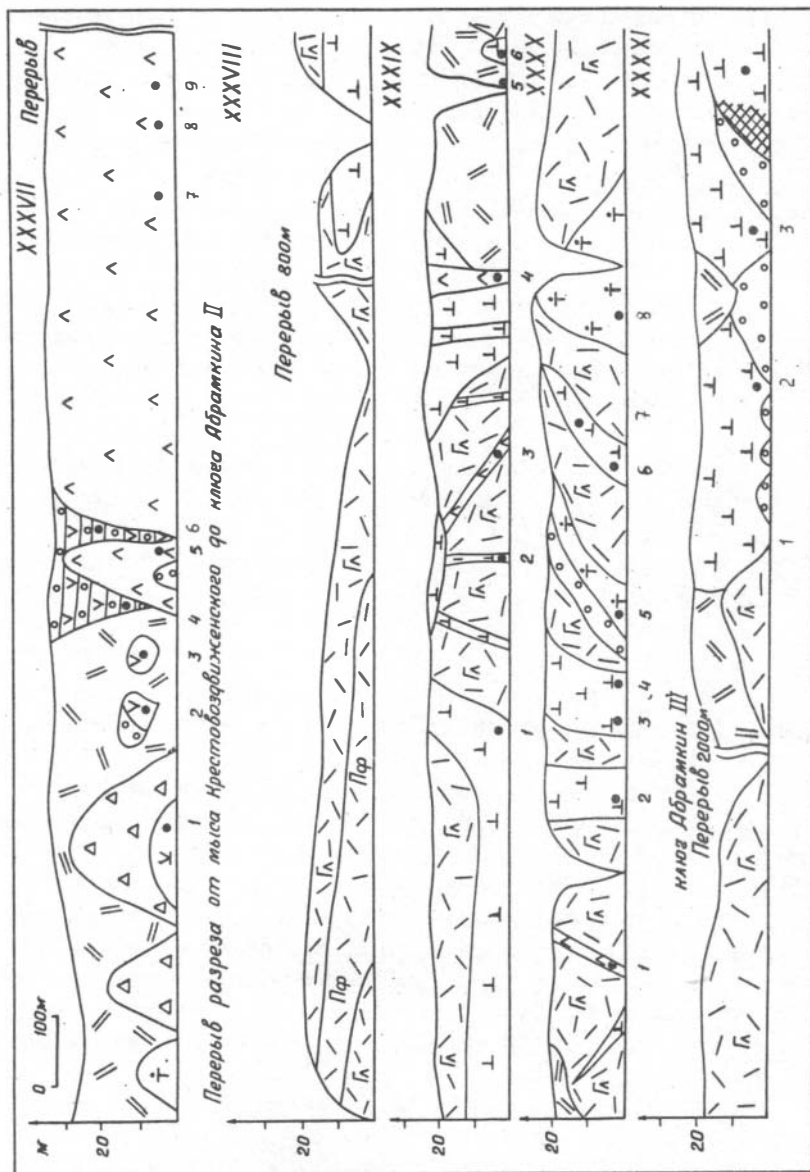


Таблица 12

Химический состав пород по линиям разрезов XXXVII, XXXVIII, XXXIX, XXXX и XXXXI

Оксиды	Линия XXXVII									Участок побережья горы Джари - мыс Пуна		
	C8I07	86	85	84/4	84/2	83	82	8I	50I/I	5	6	76/I
	I	2	3	4	5	6	7	8	9			
SiO ₂	48,17	51,69	49,01	53,33	57,30	53,67	55,20	56,40	56,33	50,30	70,50	74,80
TiO ₂	1,26	0,93	1,13	1,18	0,70	0,70	0,70	0,70	0,50	0,90	0,50	0,20
Al ₂ O ₃	20,31	17,95	19,42	17,65	17,80	19,12	18,20	18,00	19,50	18,00	13,80	13,00
Fe ₂ O ₃	5,71	4,47	3,76	5,62	3,40	7,93	4,00	3,45	2,68	2,30	1,40	1,52
FeO	4,17	4,35	6,06	3,64	4,58	0,71	4,51	4,81	4,88	7,95	1,53	0,61
MnO	0,14	0,16	0,19	0,16	0,18	0,18	0,22	0,19	0,04	0,16	0,03	0,20
MgO	3,25	5,54	5,29	4,39	2,70	3,14	3,10	3,10	2,35	5,80	0,67	0,29
CaO	7,80	8,51	9,14	7,36	6,70	6,45	6,86	6,93	6,70	10,41	1,16	0,75
Na ₂ O	3,18	3,07	3,24	3,72	3,67	4,15	3,86	3,86	3,52	2,33	3,66	3,29
K ₂ O	2,26	0,72	0,67	1,16	1,75	1,20	1,50	1,55	1,75	0,95	5,07	5,04
П.п.п.	3,50	1,79	2,50	0,64	1,22	2,70	1,87	1,39	1,14	0,16	1,90	0,20
P ₂ O ₅	0,40	0,19	0,28	0,35	0,70	0,43	0,47	0,58	0,44	0,25	0,07	0,03
Сумма	100,15	99,37	100,69	99,20	100,70	100,38	100,49	100,96	99,83	99,51	100,29	99,93

Оксиды	Участок побережья горы Джари - мыс Пуна											
	76/2	77/I	77/2	78/I	78/2	504/I	7	8	9	II	2I	22
SiO ₂	73,92	77,10	74,40	52,35	72,83	61,70	64,90	64,30	65,30	64,30	54,80	55,10
TiO ₂	0,20	0,20	0,30	0,95	0,43	0,61	0,80	0,80	0,80	0,80	0,90	0,90
Al ₂ O ₃	13,00	12,60	12,90	16,69	12,88	18,70	15,80	16,00	15,00	15,20	18,00	18,00
Fe ₂ O ₃	1,00	0,85	1,10	5,92	1,17	1,57	0,21	0,24	1,75	0,99	3,34	3,40
FeO	0,99	0,23	0,92	3,50	0,93	3,85	4,13	3,74	3,82	4,51	4,28	4,05
MnO	0,20	0,01	0,01	0,22	0,02	0,28	0,09	0,09	0,09	0,10	0,15	0,14
MgO	0,27	0,20	0,23	5,46	0,39	1,90	2,15	2,32	2,02	2,18	4,18	4,23
CaO	0,56	0,41	0,70	8,27	0,98	3,58	3,44	3,70	3,22	3,46	7,65	7,64
Na ₂ O	3,00	3,00	3,24	3,88	3,18	3,48	4,00	4,00	3,67	4,00	3,67	3,67
K ₂ O	6,00	5,00	5,40	0,50	5,98	2,95	3,20	3,20	3,40	3,40	1,55	1,50
П.п.п.	0,22	0,12	0,16	1,17	0,52	1,40	0,24	1,20	0,22	0,18	0,38	0,32
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,03	0,19	0,02	0,14	0,17	0,18	0,17	0,18	0,31	0,30
Сумма	99,38	99,73	99,39	99,10	99,33	100,16	99,13	99,77	99,46	99,30	99,21	99,25

Оксиды	Участок побережья горы Джари - мыс Пуна											
	23	24	25	26	27	29	30	31	34	44	48	55
SiO_2	54,47	56,00	54,65	55,10	55,40	55,00	54,17	48,80	55,80	54,57	53,73	49,67
TiO_2	0,86	1,00	0,88	0,90	0,90	1,00	1,00	1,00	0,90	0,80	0,88	1,21
Al_2O_3	18,47	17,40	18,80	18,00	18,20	17,70	18,30	17,20	17,20	18,50	18,73	17,80
Fe_2O_3	3,48	0,75	4,38	2,10	2,73	1,00	3,39	4,00	2,05	2,56	3,32	5,51
FeO	3,85	6,34	2,50	4,58	4,74	6,88	4,35	4,20	5,35	4,21	4,07	5,78
MnO	0,12	0,13	0,19	0,11	0,16	0,14	0,15	0,14	0,13	0,14	0,16	0,23
MgO	4,06	4,66	3,74	4,43	4,18	4,38	4,42	5,94	5,35	4,63	4,92	5,76
CaO	7,32	6,34	7,59	6,74	6,93	6,51	6,96	7,85	7,43	7,32	7,81	7,97
Na_2O	3,94	3,33	3,77	3,33	3,33	3,33	3,13	2,00	3,17	3,94	3,67	3,07
K_2O	1,11	2,00	1,20	1,50	1,60	1,75	1,30	2,00	1,75	1,01	0,87	0,39
П.п.п.	1,24	1,69	1,33	2,74	1,74	2,32	1,49	7,05	0,34	1,09	0,98	1,47
P_2O_5	0,29	0,42	0,33	0,31	0,32	0,43	0,37	0,29	0,32	0,24	0,23	0,36
Сумма	99,21	100,06	99,36	99,84	100,23	100,44	99,03	100,47	99,79	99,01	99,37	99,22

Оксиды	Участок побережья горы Джари - мыс Пуна											
	6I	63	64	65	66/I	66/2	66/3	67	69	7I	72	73
SiO ₂	55,70	62,6I	6I,70	60,90	64,40	57,60	60,60	53,53	5I,07	50,58	52,48	5I,86
TiO ₂	0,90	0,88	0,90	0,90	0,90	I,20	I,I0	0,92	I,I4	I,I6	I,I3	I,2I
Al ₂ O ₃	I8,20	I7,38	I6,20	I7,40	I6,I0	I6,60	I6,40	I8,68	I7,55	I8,27	I8,56	I8,4I
Fe ₂ O ₃	2,50	0,44	2,30	2,20	2,38	3,03	2,40	3,74	3,32	4,44	3,74	2,63
FeO	4,58	3,38	3,06	3,06	2,90	3,2I	3,59	3,92	5,7I	4,50	4,57	5,92
MnO	0,I2	0,I6	0,I2	0,I3	0,I4	0,20	0,I9	0,I4	0,I6	0,I9	0,I6	0,I6
MgO	4,44	I,9I	2,32	2,25	I,60	2,02	2,65	4,4I	5,98	6,II	4,83	5,4I
CaO	6,93	3,59	3,92	3,92	3,30	4,65	4,48	7,38	7,72	8,03	7,I9	7,I8
Na ₂ O	3,33	4,I5	4,33	4,50	4,83	4,66	4,50	3,94	3,6I	3,77	3,67	3,77
K ₂ O	I,40	2,07	2,33	2,33	2,33	3,I8	2,7I	I,I6	I,II	0,96	I,25	I,II
П.п.п.	I,30	2,9I	2,I9	2,36	0,26	2,24	0,52	I,I4	I,33	I,65	I,30	I,I0
P ₂ O ₅	0,29	0,36	0,3I	0,32	0,30	0,53	0,48	0,32	0,38	0,35	0,32	0,39
Сумма	99,69	99,84	99,68	100,27	99,44	99,I2	99,62	99,28	99,08	100,0I	99,20	99,I5

Оксиды	Участок побережья горы Джари - мыс Пуна								Линия XXXIX			
	75	I4	5I3/I	C8I00	C8099	C8098	CФ074	CФ073	CФII2	П255	CФIII	CФII0
SiO_2	53,40	52,II	55,70	54,68	55,02	53,59	54,26	54,77	64,40	57,49	53,60	56,70
TiO_2	I,03	0,90	0,85	0,93	0,9I	0,88	0,88	0,84	0,55	0,83	0,92	0,86
Al_2O_3	I8,96	I9,0I	I7,70	I8,94	I8,74	I9,04	I8,26	I7,87	I6,3I	I7,9I	I9,28	I8,45
Fe_2O_3	4,90	3,74	3,04	3,58	4,23	3,92	5,52	4,42	3,8I	4,20	4,85	4,85
FeO	3,7I	5,57	4,73	4,34	3,75	4,IO	2,85	3,77	0,78	2,57	3,28	I,92
MnO	0,I8	0,I9	0,I8	0,I3	0,I3	0,I3	0,I3	0,I3	0,II	0,I6	0,I2	0,II
MgO	3,25	4,03	4,27	4,39	4,46	4,62	3,66	3,89	I,28	2,I2	3,54	2,34
CaO	6,26	7,90	7,04	6,78	6,47	7,03	7,06	7,60	3,95	6,49	7,67	6,6I
Na_2O	4,69	3,56	3,64	3,50	3,45	3,67	3,40	3,50	4,2I	4,I5	3,I8	3,40
K_2O	I,0I	0,82	I,27	I,30	I,35	I,70	I,45	I,40	2,26	I,49	I,40	I,59
П.п.п.	I,67	I,00	0,89	I,29	I,I4	I,33	2,5I	I,56	I,52	I,44	2,26	2,3I
P_2O_5	0,47	0,42	0,27	0,33	0,34	0,33	0,35	0,35	0,29	0,27	0,26	0,30
Сумма	99,53	99,25	99,58	IO0,I9	99,99	IO0,34	IO0,33	IO0,IO	99,47	99,I2	IO0,36	99,44

Окончание табл. I2

Оксиды	Линия XXXIX		Линия XXXX								Линия XXXXI		
	H2I/6	H2I/5	CFIO9	CFIO8	CFIO7	P254	CFIO6	P252	H2O/I4	CFIO4	CFIO3	CFIO2	K2O4/I6
	5	6	I	2	3	4	5	6	7	8	I	2	3
SiO ₂	53,94	58,66	53,22	61,06	55,54	55,37	62,87	60,12	62,58	61,10	59,07	59,77	59,12
TiO ₂	0,82	0,69	0,92	0,92	0,77	0,71	0,72	0,86	0,76	0,74	0,92	0,88	0,93
Al ₂ O ₃	19,66	17,88	19,02	16,71	18,92	19,75	16,93	17,35	17,01	17,51	16,77	16,79	17,04
Fe ₂ O ₃	5,31	4,00	3,79	4,34	4,36	3,24	4,05	4,57	4,07	4,93	6,28	5,38	5,66
FeO	2,26	3,09	4,20	2,06	2,99	3,71	1,35	1,99	1,80	1,57	0,93	2,06	2,08
MnO	0,16	0,16	0,12	0,14	0,12	0,19	0,07	0,23	0,15	0,10	0,14	0,08	0,16
MgO	2,68	2,41	3,72	1,71	2,79	3,23	1,45	1,95	1,36	1,44	1,88	1,78	2,49
CaO	8,22	5,83	7,52	5,03	7,76	7,71	4,15	5,46	4,43	4,86	5,37	5,35	6,01
Na ₂ O	2,94	3,50	3,29	3,99	3,29	3,07	3,99	4,31	4,02	3,83	3,67	3,67	3,16
K ₂ O	1,40	1,78	1,49	1,88	1,35	0,67	2,65	2,07	2,64	2,12	1,98	1,98	1,95
П.п.ш.	2,38	1,72	2,81	1,28	1,38	1,19	1,68	1,04	1,04	1,79	2,32	1,63	1,12
P ₂ O ₅	0,29	0,29	0,27	0,34	0,20	0,18	0,24	0,27	0,22	0,27	0,27	0,27	0,29
Сумма	100,06	100,01	100,37	99,46	99,47	99,02	100,15	100,22	100,08	100,26	99,60	99,64	100,01

Л и н и я XXXVII. В южной части разреза выходят пропилитизированные кластолавы, латиты и шшониты. В центральной части обнажается экструзия андезитобазальтов, прорывающая серию базальтов соньинской толщи, которые переслаиваются с лавокластитам. Севернее залегает поток андезитобазальтов, протягивающийся вплоть до мыса Крестовоздвиженского.

С8107. Интенсивно пропилитизированная вулканическая порода, содержащая вкрапленники плагиоклаза.

86. Диабаз. Сложен преимущественно зональным плагиоклазом и, в меньшей степени, крупными кристаллами клинопироксена, обрастаемыми ортопироксеновой каймой, а также опациитизированными зернами оливина и магнетитом.

85. Базальт оливиновый. Структура гиалопилитовая до интергранулярной. Вкрапленники (около 20%) – редкие зерна оливина, часто скелетные, и плагиоклаз. Основная масса содержит мелкие лейсты плагиоклаза, оливина, клинопироксена, магнетита и стекло.

84/4. Нет шлифа.

84/2. Андезитобазальт. Выделяются субфенокристаллы плагиоклаза (около 5%). Основная масса интерсертальная, сложена плагиоклазом, клинопироксеном, ортопироксеном и магнетитом.

83. Базальт. Сложен плагиоклазом, идингситизированным пироксеном, и магнетитом.

82. Андезитобазальт. Структура афирная, интергранулярная. Сложен орто- и клинопироксенами, плагиоклазом, магнетитом.

81. Аналог обр. 82. Отличается наличием мелких субфенокристаллов, часто скелетной формы, плагиоклаза (3-5%).

501/1. Аналог обр. 81. Отличается появлением около 3% вкрапленников титаномagnetита (до 0,8 мм).

Далее по ходу, непосредственно севернее мыса Крестовоздвиженского, находится гранитный массив горы Джари, прорывающий андезиты. Следующий к северу мыс Пуна сложен гранодиоритами прибрежного комплекса (массив Пуна). На участке от мыса Пуна до бухты Аджижи, а также севернее мыса, на водоразделе, выходит серия потоков андезитов кизинской серии. Севернее, в материковой части

побережья, изучен гранитоидный массив Мишуниного ключа, перекрытый вулканитами кизинской серии.

5. Базальт толеитовый. Вершина горы Джари. Структура интергранулярная. Вкрапления представлены оливином (до 2 мм), около 5-7%, плагиоклазом, до 10%, а также их сростками. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

6. Гранит. Северо-восточное подножие горы Джари. Структура среднезернистая. Сложен биотитом (5-7%), полисинтетически сдвоенным плагиоклазом (10-15%), щелочным полевым шпатом (около 25%), кварцем, занимающим интерстиции (25%), микропегматитовым полевошпатовым агрегатом (около 30%), титаномагнетитом (3-5%). Обнаруживаются мелкие зерна циркона и апатита.

76/1. Гранит крупнозернистый. Разрез в юго-восточной части подножия горы Джари. Состоит из биотита (около 3%), плагиоклаза (10-15%), титаномагнетита (3-5%) и примерно равных количеств калиевого полевого шпата и интерстициального кварца.

76/2. Гранит среднезернистый. Там же, в 50 м севернее места взятия предыдущего образца. Порода сложена биотитом (1-3%), идиоморфными (до 2 мм) зернами титаномагнетита (1-3%), плагиоклазом (около 3%), а также щелочным полевым шпатом, кварцем и микропегматитовым графическим агрегатом примерно в равных соотношениях.

77/1. Турмалин-мусковитсодержащий аплит. Дайка, там же в разрезе, еще в 50 м севернее.

77/2. Там же граниты, вмещающие аплиты. Мелкозернистая структура. Состоит из единичных зерен плагиоклаза, биотита (1-2%), титаномагнетита (1-3%) и аллотриоморфно-зернистого кварц-щелочно-полевошпатового агрегата.

78/1. Андезитобазальт. Там же, но в 50 м к северу. Ороговикованная и биотитизированная вулканическая порода андезитобазальтового состава, содержащая реликтовые вкрапления плагиоклаза.

78/2. Там же жила аплита среди вулканитов. Сложена идиоморфными лейстами плагиоклаза (10-15%), равными количествами (около 25-30%) щелочного полевого шпата, кварца и микропегматитовых агрегатов. Обнаруживаются также биотит и идиоморфные выделения титаномагнетита, до 0,5 мм.

504/1. Диорит. Мыс Пуна. Состоит из крупных зерен плагиоклаза, до 5-8 мм, с вросками магнетита, биотита и пироксена. Эти кристаллы обладают одновременно зональностью и полисинтетически сдвойнико-

ваны. Их содержание 55–60%. В интерстициях обнаруживаются щелочной полевой шпат (10–15%), кварц (около 10%), клинопироксен (5–7%), биотит (3%), титаномagnetит (2–3%).

7. Там же, в 100 м к северу. Аналог обр. 504/1. Отличается увеличением доли темноцветных минералов (до 15%). Содержит зерна циркона и апатита.

8. Там же, в 200 м севернее мыса Пуна. Нет шлифа.

9. Там же, в 500 м к северу от мыса Пуна. Аналог обр. 7. Отличается повышенным содержанием биотита до 5–7% и появлением в интерстициях микропегматитового кварц-полевошпатового агрегата.

11. Там же, в 700 м севернее мыса Пуна. Аналог обр. 7.

21. Андезитобазальт. Правый борт Мипуниного ключа, в 1 км южнее горы Круглой. Разрез к вершине. Интерстициальная структура. Присутствуют единичные субфенокристы оливина, плагиоклаз двух генераций, клино- и ортопироксены, содержащие вросстки рудного минерала, титаномagnetит. Пироксены часто формируют гломеросростки.

22. Андезитобазальт. Там же, в 30 м гипсометрически выше от точки отбора предыдущего образца. Аналог обр. 21.

23. Андезитобазальт. Там же, в 50 м выше по склону.

24. Андезитобазальт. Далее прослеживается непрерывный разрез вулканитов. Поток мощностью около 10 м. Аналог обр. 21. Отличается наличием 35% вулканического стекла.

25. Андезитобазальт. Там же, следующий поток мощностью 5 м. Вкрапленники представлены плагиоклазом (25%) величиной около 2 мм, клино- и ортопироксенами (7–10%), а также их сростками. В пироксенах обнаружены вросстки плагиоклаза и magnetита. В основной массе обнаруживаются микролиты плагиоклаза, ортопироксена, клинопироксена, magnetита и стекло.

26. Андезитобазальт. Там же, вышележащий поток мощностью 10 м. Аналог обр. 25.

27. Аналог обр. 25.

29. Андезитобазальт. Там же, 6-й поток в описываемом разрезе. Мощность около 30 м. Во вкрапленниках присутствуют индивиды, до 1–1,2 мм, плагиоклаза (15%), оливина (6–8%) и ортопироксена (3%) с вростками оливина (!). В основной массе в черном стекле обнаруживаются редкие микролиты плагиоклаза, оливина и ортопироксена.

30. Андезитобазальт. Там же, вышележащие агломераты мощностью до 70 м. Аналог обр. 29.

31. Базальт. Там же, перекрывающий агломераты поток мощностью около 50 м, который далее перекрывается лилово-бурыми пелитопсаммитовыми туфами. Обнаруживаются скелетные, 1-2 мм, вкрапленники оливина (3-5%). Основная масса имеет долеритовую структуру, она сложена микролитами плагиоклаза, пойкилокристаллами оливина и клинопироксена, а также ильменитом.

34. Андезитобазальт. Гора Круглая. Окончание разреза, поток мощностью 50 м. Присутствуют редкие вкрапленники оливина (1-3%), ортопироксена, а также их сростки. Основная масса сложена плагиоклазом, клино- и ортопироксенами, магнетитом.

44. Мелкозернистый диорит. Юго-западное подножие горы Круглой, правый борт 1-го правого притока Мишуниного ключа. Нет шлифа.

48. Базальт. Там же, верховье 2-го правого притока Мишуниного ключа. Вкрапленники представлены оливином (около 5%) часто скелетной формы, содержащим вростки плагиоклаза. Основная масса интергранулярная. В ней диагностируются микролиты плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

55. Андезитобазальт пропилитизированный, афировый. Там же, в средней части этого ручья.

61. Андезитобазальт. Правый борт приустьевой части 4-го правого притока Мишуниного ключа. Нет шлифа.

63. Дайка диабаз в гранитах. Основание левого борта Мишуниного ключа, в 2 км выше места слияния с руч. Шумным. Нет шлифа.

64. Дайка мелкозернистых кварцевых диоритов (мощность около 50 м). Там же, в 1,5 км от слияния ручьев. Сложен кварцем (около 35%), полевым шпатом (45-50%), титаномагнетитом (5%), темноцветными минералами (15%), замещенными хлоритом, эпидотом, кальцитом.

65. Гранодиорит. Там же, в 1 км от слияния ручьев Шумного и Мишуниного ключа. Структура гипидиоморфно-зернистая, среднезернистая. Плагиоклаз зональный (30-35%). По пироксенам развиваются хлорит-актинолитовые псевдоморфозы. Содержание титаномагнетита - 5-7%. Присутствуют также щелочной полевой шпат (около 30%), кварц (15-20%), эпидот и кальцит.

66/1. Гранит. Слияние ручьев Шумного и Мишуниного ключа. Структура крупнозернистая. В породе - пойкилокристаллы кварца (30-35%), включают удлиненные лейсты зонального плагиоклаза (около 30%). Присутствуют также щелочной полевой шпат, актинолитизированный клинопироксен (около 5%), титаномагнетит, апороговообманковые актинолит-хлорит-карбонатные псевдоморфозы (10-12%)

66/2. Там же. Ксенолит в граните. Структура мелкозернистая. Порода сложена плагиоклазом (40–45%), щелочным полевым шпатом (20–25%), кварцем (15–20%), титаномagnetитом (около 10%), апорогово-обманковыми псевдоморфозами, выполненными актинолитом, хлоритом и кальцитом.

66/3. Там же. Ксенолит в граните. Аналог обр. 66/2. Отличается сохранением неизмененных реликтов роговой обманки.

67. Андезитобазальт. Южный склон горы Салют. Аналог обр. 25.

69. Базальт. Левый борт верхнего течения Мишуниного ключа. Вкрапленники оливина (5–7%) и плагиоклаза (5–7%). Основная масса интергранулярная, содержит оливин, плагиоклаз, клинопироксен, магнетит и стекло.

71. Базальт. Там же, гипсометрически выше по левому борту ключа. Вкрапленники представлены оливином (около 10%), содержащим вросстки титаномagnetита. В основной массе обнаруживаются микролиты плагиоклаза, пойкилокристаллы клинопироксена, оливин и магнетит.

72. Андезитобазальт. Там же, вышележащий поток. Вкрапленники оливина (5–7%) содержат вросстки плагиоклаза и магнетита. В основной массе – оливин, плагиоклаз, клинопироксен, магнетит и стекло.

73. Базальт. Там же, но гипсометрически выше обр. 72. Отличается присутствием около 3–5% вкрапленников плагиоклаза.

75. Андезитобазальт. Там же, в 1 км северо-восточнее высоты с отметкой 594,0 м. Структура афировая, интергранулярная. Содержит микролиты плагиоклаза, клино- и ортопироксена, магнетита.

14. Андезитобазальт. Побережье, в 4,5 км севернее мыса Пуна и в 200 м севернее устья руч. Ближнего. От обр. 75 отличается присутствием вулканического стекла и субфенокристаллов плагиоклаза.

513/1. Андезитобазальт. Там же. От обр. 75 отличается наличием редких вкрапленников оливина (2–3%), подвергающихся растворению.

С8100. Андезитобазальт. Там же. Аналог обр. 513/1.

С8099. Андезитобазальт. Там же, в 6 км севернее мыса Пуна. Дайка. Аналог обр. 513/1. Отличается присутствием 1–3% вкрапленников клинопироксена с вростками магнетита и плагиоклаза (около 15%).

С8098. Андезитобазальт. Дайка, выходящая в 200 м севернее. Аналог обр. 513/1.

СФ074. Андезитобазальт. Правый борт бухты Аджима. Нет шлифа.

СФ073. Андезитобазальт. Там же. Нет шлифа.

Л и н и я XXXVIII. В разрезе обнажаются глыбовые и псефитовые туфы, а также поток андезитов дембинской толщи (пачка Д1) кизинской серии.

Л и н и я XXXIX. Продолжение разреза вулканитов кизинской серии. Здесь туфы секутся многочисленными дайками андезитов и андезитобазальтов.

СФII2. Дацит. Вкрапленники представлены плагиоклазом (около 15%), орто- и клинопироксеном (3-5%), титаномagnetитом, а также их сростками. Основная масса трахитоидная. В ней диагностируются микролиты плагиоклаза, ортопироксена и магнетита.

П255. Андезит. Дайка. Аналог обр. СФII2.

СФIII. Андезитобазальт. Дайка. Аналог обр. СФII2. Отличается увеличением (до 35%) количества вкрапленников и более тонкокристаллической основной массой.

СФIIIO. Андезитобазальт. Дайка. Аналог обр. СФIII.

Н2I/6. Андезитобазальт. Дайка. Во вкрапленниках обнаруживается до 15% плагиоклаза (3-4 мм), 5% слабо опациitized роговой обманки, 3-5% клино- и ортопироксенов, 5-7% титаномagnetита (величина индивидов I-I,5 мм). Во вкрапленниках силикатных минералов фиксируются вроски магнетита. Основная масса тонкокристаллическая и содержит микролиты плагиоклаза и магнетита.

Н2I/5. Андезит. Дайка. Аналог обр. Н2I/6.

Л и н и я XXXX. В разрезе вулканитов кизинской серии дембинской толщи (пачка Д1) появляются латиты.

СФIO9. Андезитобазальт. Дайка. Аналог обр. СФIII.

СФIO8. Андезит. Дайка. Вкрапленники представлены плагиоклазом, до 3 мм, в количестве около 10%, клинопироксеном, ортопироксеном и титаномagnetитом (в сумме 5-7%), а также их сростками. В основной массе с интерсертальной структурой обнаруживаются плагиоклаз, клино- и ортопироксены, магнетит.

СФIO7. Андезитобазальт. Дайка. Во вкрапленниках встречены до 20% плагиоклаза с включениями стекла, клинопироксена и ортопироксена с вросками магнетита, а также титаномagnetита и сростков названных фаз. Основная масса сложена микролитами этой же минеральной ассоциации.

П254. Андезитобазальт. Дайка. Аналог обр. СФIO7.

СФ106. Дацит. Дайка. Вкрапленники плагиоклаза двух генераций, размерами 7х5 и 2х1,5 мм, составляют около 20% породы. Содержание фенокристов клинопироксена и ортопироксена с вростками магнетита не превышает 5-7%, а вкрапленников титаномagnetита 3-5%. Кристаллы амфибола, 1-3% слабо опацитизированы. Встречены также единичные фенокристы оливина. Основная масса трахитоидная, сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена, магнетита.

П252. Андезит. Дайка. Аналог обр. СФ106. Отличается отсутствием оливина.

Н20/14. Андезит. Дайка. Аналог обр. П252. В скелетных вкрапленниках титаномagnetита обнаружены вростки плагиоклаза.

СФ104. Андезит. Аналог обр. П252. Отличается полной опацитизацией первичной роговой обманки.

Л и н и я XXXI. Разрез представлен глыбовыми туфами, андезитами и их лавокластитамн, относящимися к пачке Д1 дембинской толщи кизинской серии. В северной части линии в потоке андезитов обнаружена зона вторичных кварцитов протяженностью вдоль обнажений около 10 м.

СФ103. Андезит. Аналог обр. П252. Отличается отсутствием роговой обманки.

СФ102. Андезит. Аналог обр. СФ103.

Н204/16. Андезит. Аналог обр. СФ103.

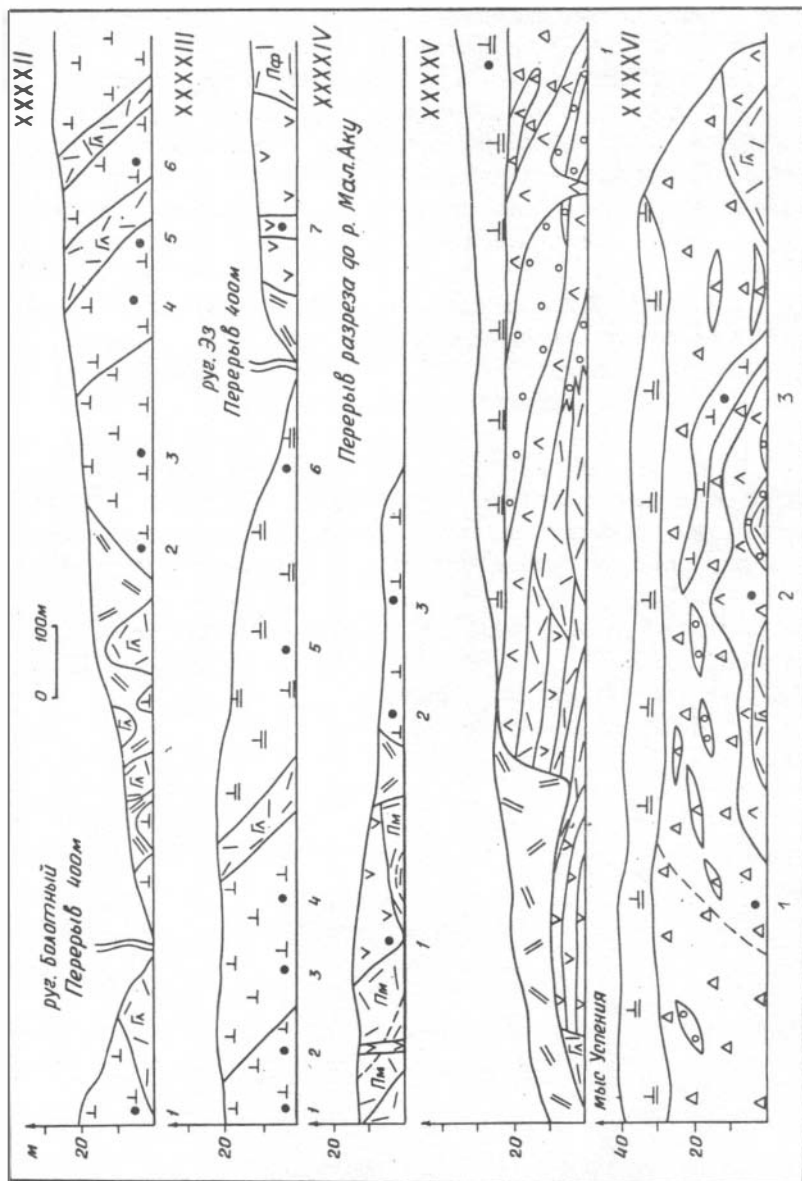


Таблица 13

Химический состав пород разрезов по линиям XXXXII, XXXXIII, XXXXIV, XXXXV и XXXXVI

Оксиды	Линия XXXXII						Линия XXXXIII					
	СФ101	K203/36	K203/35	СФ095	K203/19	СФ088	СФ083	K203/14	K203/9	СФ076	СФ075	
	I	2	3	4	5	6	I	2	3	4	5	
SiO ₂	59,84	61,81	60,36	61,00	61,75	63,54	62,40	56,76	56,64	57,55	63,90	
TiO ₂	0,89	0,70	0,67	0,72	0,82	0,76	0,78	0,94	0,95	0,93	0,60	
Al ₂ O ₃	16,33	17,40	17,82	16,90	16,86	15,68	16,40	17,15	17,61	16,73	17,00	
Fe ₂ O ₃	5,12	5,12	3,00	3,40	3,00	4,07	4,28	5,00	5,00	5,60	3,10	
FeO	2,06	0,61	2,46	3,00	3,34	1,92	1,54	3,19	3,43	2,78	2,00	
MnO	0,11	0,16	0,15	0,12	0,16	0,08	0,09	0,17	0,18	0,12	0,11	
MgO	2,23	0,93	1,35	2,00	1,22	1,57	1,51	3,06	2,71	2,37	1,20	
CaO	5,73	4,39	4,59	5,00	4,47	3,87	3,70	6,65	6,97	6,48	4,80	
Na ₂ O	3,83	4,94	4,05	4,10	4,19	3,99	4,00	3,33	3,52	3,99	4,30	
K ₂ O	1,98	1,90	1,57	1,90	2,31	2,46	2,48	1,94	1,72	1,73	2,10	
П.п.п.	1,99	1,82	3,06	1,00	1,66	1,98	1,69	1,51	0,86	1,66	1,00	
P ₂ O ₅	0,27	0,26	0,27	0,24	0,18	0,23	0,19	0,26	0,30	0,27	0,24	
Сумма	100,38	100,04	99,35	99,38	99,96	100,15	99,06	99,96	99,89	100,21	100,35	

Оксиды	Линия XXXXIII		Линия XXXXIV			Линия XXXXV	Линия XXXXVI		
	K203/I	K202/2	K202/9	K202/10	K202/11	K202/12	806/4	806/6	806/8
	6	7	1	2	3	1	1	2	3
SiO ₂	63,40	51,20	51,82	51,80	51,83	63,06	62,70	55,90	59,00
TiO ₂	0,68	0,84	0,89	0,87	0,86	0,73	0,70	1,10	0,80
Al ₂ O ₃	17,40	17,08	18,36	18,09	17,80	17,59	17,25	17,80	17,60
Fe ₂ O ₃	2,00	7,31	5,10	5,03	4,50	5,92	3,50	3,09	3,69
FeO	3,81	2,62	4,71	5,50	5,44	0,25	1,53	4,78	2,52
MnO	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	0,16	0,11	0,14	0,08
MgO	0,98	5,53	4,99	4,66	5,20	0,86	1,03	3,50	3,24
CaO	4,16	9,74	9,61	9,69	10,12	3,73	4,00	6,70	5,30
Na ₂ O	4,13	2,23	2,36	2,38	2,23	3,74	4,67	3,80	4,50
K ₂ O	2,27	0,85	0,88	0,80	0,85	2,24	3,00	1,81	2,33
П.п.п.	0,68	1,98	0,76	0,66	0,64	1,38	0,28	0,33	0,96
P ₂ O ₅	0,25	0,23	0,27	0,28	0,28	0,18	0,27	0,32	0,32
Сумма	99,93	99,79	99,93	99,94	99,93	99,84	99,04	99,27	100,34

Л и н и я XXXXII. Разрез представлен глыбовыми туфами и потоками андезитов дембинской толщи (пачка Д1) кизинской серии.
ОФ101. Андезит. Вкрапленники представлены плагиоклазом (25%), содержащим вросстки пироксенов и магнетита, клинопироксеном, ортопироксеном и титаномagnetитом. Содержание фенокристаллов темноцветных минералов не превышает 5-7%. Кроме того, в породе есть стростки названных минералов, а также плагиоклаза с роговой обманкой. Основная масса тонкокристаллическая. Содержит микролиты плагиоклаза, орто- и клинопироксена, магнетита.

К203/36. Андезит. Вкрапленники плагиоклаза (20%) величиной до 3 мм. Фенокристаллы роговой обманки (около 15%) опацифицированы по краям. Встречаются также их срастания. Содержание вкрапленников титаномagnetита - 3-5%. В основной тонкокристаллической массе могут быть определены только плагиоклаз и магнетит.

К203/35. Андезит. Нет шлифа.

ОФ095. Андезит. Вкрапленники представлены плагиоклазом (около 20%), размер выделений до 3 мм. Присутствует 5-7% фенокристаллов клино- и ортопироксенов (0,8-1,2 мм и единичные индивиды до 2,5 мм). Вкрапленники титаномagnetита (до 1 мм) составляют не более 7% породы. Основная масса трудно диагностируема.

К203/19. Андезит. Нет шлифа.

ОФ088. Дацит. Вкрапленники плагиоклаза величиной до 3 мм зональны (20%), в них обнаруживаются вросстки пироксенов и магнетита. Содержание роговой обманки (до 2 мм) - около 7%, а клино- и ортопироксенов - 5%. Все они содержат включения магнетита. Присутствуют также фенокристаллы титаномagnetита и стростки названных выше минералов. Основная масса тонкокристаллическая.

Л и н и я XXXXIII. В южной части линии наращивается разрез пачки Д1 дембинской толщи. Здесь появляются дациты. Севернее руч. Эз выходят базальты и псефитовые туфы кузнецовской свиты.

ОФ083. Андезит. Вкрапленники представлены плагиоклазом (15-20%) с вросстками пироксенов и магнетита, клинопироксеном, ортопироксеном, магнетитом. Суммарное содержание последних не превышает 7%. Кроме того встречаются срастания этих фаз. Основная масса тонкозернистая.

К203/14. Андезит. Аналог обр. ОФ083. Отличается присутствием фенокристаллов оливина (3-5%), свежих зерен, до 2 мм в поперечнике. Встречаются его срастания с плагиоклазом. Кроме того, обнаруживаются мелкие вкрапленники роговой обманки.

К203/9. Андезит. Аналог обр. К203/14.

ОФ076. Андезит. Аналог обр. К203/14. В его основной массе можно определить присутствие микролитов плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена и магнетита.

ОФ075. Дацит. Вкрапленники представлены клино- и ортопироксенами (3-5%), индивидами размером около 2 мм. Основная масса интергранулярная. Она содержит микролиты клинопироксена, ортопироксена, плагиоклаза, магнетита.

К203/1. Дацит. Нет шлифа.

К202/2. Базальт. Дайка, содержащая вкрапленники оливина (7%) с вростками магнетита, плагиоклаза до 20% (размер кристаллов до 2 мм), ортопироксена, клинопироксена и их срастания с оливином и плагиоклазом (около 10%). Встречены мелкие автолиты, сложенные оливином (10-20%), плагиоклазом (3-5%), ортопироксеном (20-30%), клинопироксеном (50-60%). В основной массе присутствуют микролиты плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена, магнетита и стекло.

Л и н и я XXXIV. Разрез представлен андезитами, базальтами и псаммитовыми туфами кузнецовской свиты, которые прорываются дайкой базальтов.

К202/9. Базальт. Вкрапленники (около 15%) представлены плагиоклазом, клинопироксеном и ортопироксеном, их срастками. Также был встречен единичный фенокристалл оливина. В основной интергранулярной массе присутствуют плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен, магнетит.

К202/10. Базальт. Аналог обр. К202/9. Отличается повышенным количеством вкрапленников оливина, до 7%. В них обнаруживаются вростки плагиоклаза. Кроме того, в основной массе появляется стекло.

К202/11. Базальт. Аналог обр. К209/10. Перерыв разреза до устья р. Мал.Аку. В отдельных разрозненных выходах отобраны образцы вулканитов кизинской серии.

Л и н и я XXXXV. В береговых обнажениях вскрываются туфы и андезитобазальты пачки Б5 буинской толщи кизинской серии. Их перекрывает поток дацитов, видимо, относящийся к дембинской толще. К202/12. Дацит. Вкрапленники темноцветных минералов (8-10%) опацизированы, а плагиоклаз (15%) представлен свежими (до 4 мм) фенокристаллами. Основная масса микрофелзическая.

Л и н и я XXXXVI. Продолжение вышеописанного разреза. 806/4. Дацит. Вкрапленники плагиоклаза, 3х1 мм, и сростки магнетита с пироксеном составляют 10-13% породы. Присутствуют также ортопироксен и клинопироксен (5-7%). Количество фенокристаллов титаномagnetита не превышает 2%. Основная масса трахитоидная. Она сложена плагиоклазом, ортопироксеном и магнетитом.

806/6. Андезитобазальт. Вкрапленники представлены плагиоклазом (15-17%), их величина не превышает 2-2,5 мм. Присутствуют мелкие, 0,5 мм в поперечнике, зерна оливина (около 5%). Они содержат вросстки магнетита и плагиоклаза. Фенокристы магнетита, 0,5-1 мм, составляют 3%, а клино- и ортопироксенов - около 7%. Основная масса интергранулярная, сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена и магнетита.

806/8. Андезит. Аналог обр. 806/6. Отличается тонкокристалличностью структуры основной массы и наличием в ней ориентированных микролитов плагиоклаза.

Приложение 2

Разрез от мыса Песчаного до мыса Гыджу

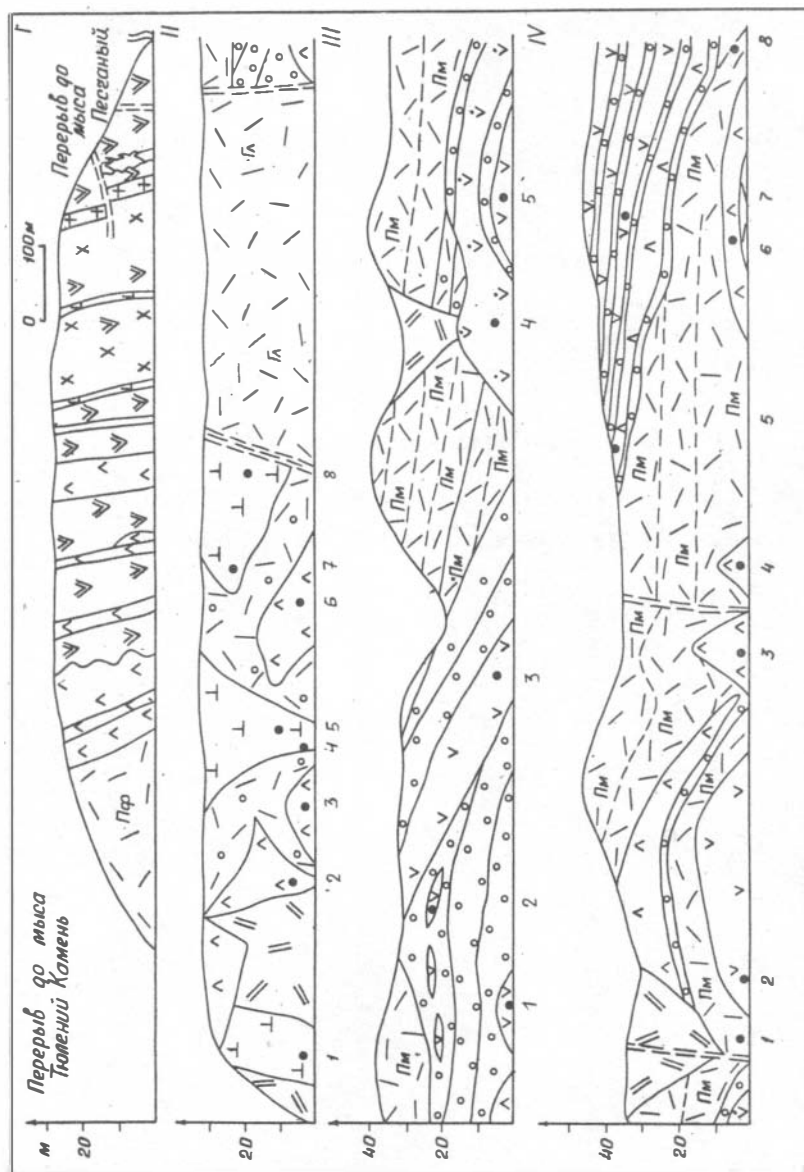


Таблица I

Химический состав пород по линиям разрезов I, II, III и IV

Оксиды	Линия II								Линия III		
	K6065	808/I	K6068	808/3	K6069	K6070	K607I	K6072	K6074	K6076	K6077
	I	2	3	4	5	6	7	8	I	2	3
SiO ₂	57,50	56,10	54,65	56,80	57,70	56,70	56,58	57,80	51,83	51,40	50,77
TiO ₂	1,08	0,90	0,85	1,10	1,06	0,92	0,99	1,04	1,14	1,27	1,23
Al ₂ O ₃	17,20	16,70	16,82	17,90	17,20	16,90	17,94	17,00	17,75	17,50	17,98
Fe ₂ O ₃	2,93	2,07	3,60	2,47	3,81	3,24	4,72	3,94	4,35	5,51	5,28
FeO	4,02	5,43	4,25	4,44	3,23	3,74	3,02	3,02	3,67	2,51	3,23
MnO	0,11	0,13	0,15	0,12	0,10	0,11	0,13	0,10	0,15	0,17	0,14
MgO	3,52	5,07	5,15	3,15	2,60	3,90	3,08	3,06	5,26	4,82	5,78
CaO	6,39	7,44	7,22	6,70	6,39	7,14	6,40	6,28	7,46	7,77	7,54
Na ₂ O	3,83	3,20	3,50	3,40	3,77	3,33	3,83	3,66	3,77	3,55	3,72
K ₂ O	1,91	1,26	1,16	1,71	1,87	1,45	1,64	1,95	1,35	1,61	1,25
П.п.п.	1,58	0,78	1,88	1,20	1,52	1,52	1,85	1,96	2,45	3,45	2,43
P ₂ O ₅	0,29	0,23	0,24	0,28	0,29	0,22	0,31	0,28	0,31	0,35	0,38
Сумма	100,36	99,31	99,47	99,27	99,54	99,17	100,49	100,09	99,49	99,91	99,73

Оксиды	Линия III		Линия IV							
	K6079	K6080	K6081	K6082	K6083	K6084	K6085	K6087	K6086	K6090
	4	5	I	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	49,74	49,77	53,90	49,70	56,50	52,99	54,60	50,31	50,95	51,80
TiO ₂	1,21	1,25	1,04	1,15	0,72	0,81	1,27	1,22	1,29	1,29
Al ₂ O ₃	17,29	17,92	17,80	18,45	18,00	18,51	17,70	17,76	18,39	17,30
Fe ₂ O ₃	4,89	5,03	3,59	5,73	3,39	5,06	4,13	4,94	6,72	5,34
FeO	3,84	4,05	3,80	4,08	3,52	3,40	4,74	6,21	3,57	5,00
MnO	0,15	0,13	0,12	0,17	0,11	0,13	0,15	0,18	0,17	0,16
MgO	6,66	5,96	4,51	4,78	4,05	4,56	3,14	4,19	3,52	4,28
CaO	7,97	7,67	6,92	9,14	6,92	7,35	6,50	7,94	7,48	7,99
Na ₂ O	3,50	3,56	3,50	3,07	3,44	3,50	3,88	3,50	3,77	3,22
K ₂ O	1,16	1,25	1,67	0,82	1,35	1,01	2,32	1,40	1,73	1,95
П.п.п.	2,73	2,53	2,99	2,49	1,49	2,11	1,15	1,44	1,32	1,16
P ₂ O ₅	0,33	0,35	0,27	0,25	0,23	0,25	0,47	0,37	0,48	0,44
Сумма	99,47	99,47	100,11	99,83	99,72	99,68	100,05	99,46	99,39	99,93

Комментарий к таблице I.

Л и н и я I. Севернее мыса Тюлений Камень выходят туфы и андезитобазальты кузнецовской свиты, а также тело мелкозернистых диоритов прибрежного комплекса. Вся эта зона интенсивно изменена. В свою очередь развитие здесь вторичные кварциты прорываются дайками андезитобазальтов, диабазов и гранитов.

Л и н и я II. В разрезе севернее мыса Песчаного, в начале линии, обнажаются туфоконгломераты кизинской серии, прорванные экструзиями андезитобазальтов и андезитов. Далее, в блоке, ограниченном с севера и с юга дизъюнктивными нарушениями, обнаруживаются глыбовые туфы. Все эти вулканы относятся к буинской толще кизинской серии (пачка Б5).

К6065. Андезит. Вкрапленники плагиоклаза (7-9%), около 2 мм, имеют подплавленное неравновесное ядро. Содержание клинопироксена - 3%. Присутствуют также единичные ксенокристаллы кварца, до 2 мм в поперечнике, окруженные реакционной каймой шириной примерно 0,6 мм, состоящей из зерен клинопироксена, ортопироксена и желтого стекла. Основная масса, имеющая интергранулярную структуру, содержит плагиоклаз, клинопироксен, магнетит и стекло.

808/1. Андезитобазальт. В интергранулярную основную массу, сложенную плагиоклазом, клино- и ортопироксенами, магнетитом, погружены сотовые ксенокристаллы плагиоклаза (около 7%).

К6068. Андезитобазальт. Аналог обр. 808/1.

808/3. Андезит из эндоконтактной части экструзии. От обр. К6068 отличается тонкокристаллической основной массой и присутствием ксенокристаллов кварца, идентичных описанным в обр. К6065.

К6069. Андезит. Центральная часть экструзии. Аналог обр. 808/3. Отличается раскристаллизованностью основной массы и наличием 7% ксенокристаллов кварца размером до 5 мм, неравномерно распределенных по площади шлифа.

К6070. Андезитобазальт. Ксенокристаллы сотового полевого шпата окружены каймой новообразованного кислого плагиоклаза. Размер индивидов 2-2,5 мм, а содержание около 7%. Основная масса интергранулярная. В стекле обнаруживаются оливин, плагиоклаз, клинопироксен и магнетит.

К6071 Андезит. Неравновесные вкрапленники плагиоклаза составляют 7-10%. Присутствуют также вкрапленники титаномагнетита (1-2%) и ксенокристаллы кварца. Субфенокристаллы представлены ассоциацией клинопироксена (3-5%) и плагиоклаза. Основная масса интерсерта́льная, сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

К6072. Андезит. Аналог обр. К-6071. Отличается присутствием 10% ксенокристаллов кварца (до 7 мм в поперечнике).

Л и н и я III. Разрез сложен вулканитами кизинской серии. В его основании, в южной части, выходят лавокластиты и базальты софьинской свиты (пачка С2). Они перекрываются магнезиальными базальтами и псаммитовыми туфами пачки Б4 буинской толщи. На них залегают туфоконгломераты и псаммитовые туфы пачки Б5.

К6074. Базальт. Вкрапленники плагиоклаза величиной до 1-1,5 мм составляют 20% породы. Фенокристы оливина, 0,5-0,7 мм, - около 7%. Основная масса тонкокристаллическая. В ней определяются микролиты плагиоклаза, клинопироксена, магнетита и стекло.

К6076. Базальт. Аналог обр. К-6074. Отличается появлением вкрапленников клинопироксена.

К6077. Базальт. Крупные, до 2 мм, вкрапленники плагиоклаза (около 7%) ассоциируют с единичными неравновесными кристаллами ортопироксена. Основная интергранулярная масса содержит оливин, плагиоклаз, клинопироксен и магнетит.

К6079. Магнезиальный базальт. Вкрапленники оливина, до 2 мм, имеют часто скелетный облик и составляют 12-15% породы. В них обнаруживаются вроски плагиоклаза. Присутствуют фенокристаллы плагиоклаза (около 15%) и сростки оливина с клинопироксеном или оливина с плагиоклазом и клинопироксеном, в последних иногда содержатся вроски оливина. Основная масса интергранулярная, состоит из микролитов оливина, плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

К6080. Базальт. Аналог обр. К6079.

Л и н и я IV. В южной половине линии обнажаются псаммитовые туфы и андезитобазальты. Севернее за разломом эта серия перекрывается маломощными потоками базальтов и андезитобазальтов пачки Б5 буинской толщи кизинской серии.

К6081. Андезитобазальт. Обломок в туфе. Вкрапленники (17-20%) представлены плагиоклазом, клинопироксеном и ортопироксеном. Они

погружены в черное вулканическое стекло с микролитами плагиоклаза, клино- и ортопироксенов.

К6082. Базальт. Встречаются единичные вкрапленники плагиоклаза. Основная масса интерстициальная, в ней диагностируются микролиты оливина, плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

К6083. Андезитобазальт. Вкрапленники (около 15%) плагиоклаза ассоциируют с автолитами клинопироксен-ортопироксен-плагиоклаз-титаномagnetитового состава величиной до 3 мм. Основная масса трахитоидная, содержит микролиты плагиоклаза, ортопироксена, магнетита и стекло.

К6084. Андезитобазальт. Вкрапленники (около 35%) размером до 1,5-2 мм представлены оливином, плагиоклазом, клинопироксеном и их сростками. Основная масса имеет трахитоидную структуру, сложенную плагиоклазом, клинопироксеном и магнетитом.

К6085. Андезитобазальт. Во вкрапленниках - плагиоклаз (10%) величиной 1-1,5 мм, титаномagnetит и единичные фенокристаллы клинопироксена. Они погружены в тонкокристаллическую структуру, в которой в стекле находятся микролиты плагиоклаза и магнетита.

К6087. Базальт. Нет шлифа.

К6086. Базальт. Вкрапленники (20%) размером 1-1,5 мм представлены плагиоклазом, оливином, клинопироксеном и титаномagnetитом с преобладанием первого. В основной массе обнаруживается та же минеральная ассоциация.

К6090. Кристаллолитокластический туф.

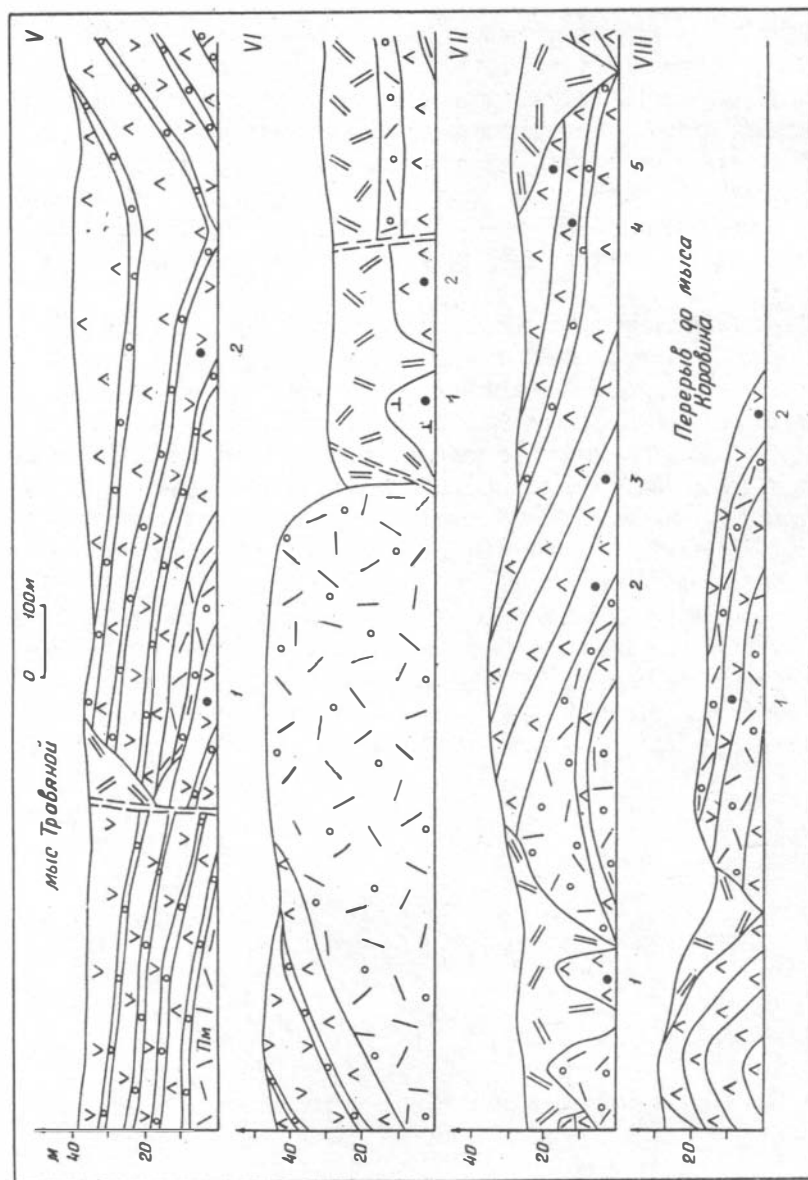


Таблица 2

Химический состав пород по линиям разрезов У, УІ, УІІ и УІІІ

Оксиды	Линия У		Линия УІ		Линия УІІ					Линия УІІІ	
	К6089	К6094	К6096	К6097	К6099	К6101	К6102	К6103	К6104	К6105	К6106
	1	2	1	2	1	2	3	4	5	1	2
SiO ₂	51,49	48,74	66,75	53,14	55,21	53,78	54,32	54,47	55,46	49,10	53,63
TiO ₂	1,30	1,40	0,46	0,78	0,78	0,79	0,79	0,67	0,66	1,19	0,84
Al ₂ O ₃	18,44	18,46	16,34	18,71	18,59	18,23	18,55	18,21	18,25	19,51	17,93
Fe ₂ O ₃	3,57	6,45	2,82	4,83	3,94	4,01	3,93	3,46	3,58	4,57	3,50
FeO	6,31	4,77	0,62	3,53	3,98	4,08	4,08	4,08	3,77	5,97	4,84
MnO	0,17	0,18	0,11	0,13	0,12	0,13	0,12	0,11	0,11	0,17	0,13
MgO	3,34	4,34	0,42	5,00	3,83	5,07	5,15	5,63	4,77	5,07	5,25
CaO	7,50	7,36	2,94	7,19	6,03	6,97	6,90	6,91	6,90	8,18	7,27
Na ₂ O	3,50	3,24	4,48	3,94	4,10	3,94	3,94	3,77	3,88	3,40	3,94
K ₂ O	2,07	1,54	2,84	0,82	0,96	0,92	0,92	0,87	0,87	0,84	0,87
П.п.п.	1,29	3,45	1,49	1,48	1,71	1,30	1,27	1,10	1,29	1,22	1,00
P ₂ O ₅	0,47	0,52	0,18	0,21	0,23	0,22	0,23	0,20	0,20	0,25	0,26
Сумма	99,45	100,45	99,45	99,84	99,48	99,44	100,20	99,48	99,74	99,47	99,46

Оксиды	Материковая часть Коппинской структуры											
	K600I	K6004	K6005	K6006	K6008	K6009	K6010	K6011	K6013	K6017	K6019	K602I
SiO ₂	58,10	58,10	58,00	63,60	63,50	63,70	65,30	63,60	63,70	55,50	55,40	59,00
TiO ₂	0,79	0,78	0,77	0,58	0,62	0,60	0,52	0,66	0,60	1,01	1,07	0,80
Al ₂ O ₃	17,50	17,30	17,30	16,80	17,10	17,10	17,30	17,20	17,20	18,10	17,80	17,20
Fe ₂ O ₃	2,59	3,31	2,13	2,87	2,89	2,90	3,02	3,60	3,22	3,85	3,63	3,49
FeO	4,60	3,77	4,74	1,65	1,90	1,62	0,79	1,44	1,33	4,81	5,28	2,98
MnO	0,13	0,13	0,13	0,12	0,10	0,12	0,04	0,10	0,11	0,14	0,16	0,10
MgO	3,29	3,29	2,91	1,15	1,22	1,22	0,61	1,22	1,07	3,52	3,52	3,21
CaO	5,64	5,43	5,96	3,73	4,26	3,62	3,20	3,83	3,41	6,60	6,60	6,39
Na ₂ O	3,66	3,66	3,61	4,50	4,00	4,00	4,00	4,10	4,20	3,44	3,44	3,44
K ₂ O	2,17	2,28	2,52	2,76	2,48	2,56	2,72	2,32	2,56	1,63	1,76	1,50
П.п.п.	1,09	1,36	1,67	1,56	0,83	1,86	1,94	1,44	1,70	1,26	1,79	1,83
P ₂ O ₅	0,28	0,28	0,28	0,24	0,25	0,26	0,22	0,27	0,24	0,28	0,22	0,18
Сумма	99,84	99,69	100,02	99,56	99,15	99,56	99,66	99,78	99,34	100,14	100,67	100,12

Оксиды	Материковая часть Коппинской структуры										
	K6022	K6027	K6029	K6030	K6031	K6035	K6036	K6045	K6047	K6048	K6049
SiO ₂	61,10	56,50	63,30	59,60	59,60	51,20	54,20	57,60	56,60	57,50	56,70
TiO ₂	0,83	1,11	0,56	1,19	1,17	1,12	1,17	0,74	0,88	0,85	0,91
Al ₂ O ₃	17,30	17,60	17,40	16,10	16,10	20,20	17,60	17,70	17,60	17,40	17,60
Fe ₂ O ₃	3,60	3,33	3,32	4,01	5,61	6,43	4,51	2,94	3,91	3,21	3,89
FeO	1,80	5,46	2,23	4,31	2,87	3,48	4,13	3,92	3,95	4,31	4,06
MnO	0,09	0,16	0,15	0,16	0,18	0,15	0,15	0,13	0,15	0,13	0,13
MgO	1,99	2,45	1,07	1,84	1,99	3,37	2,91	3,14	2,98	2,98	3,14
CaO	4,47	6,18	4,26	5,33	5,33	7,88	6,50	6,28	6,50	5,86	6,50
Na ₂ O	3,88	3,55	4,44	4,22	4,44	3,35	3,61	3,66	3,66	3,77	3,66
K ₂ O	2,10	1,60	1,84	1,76	1,92	1,28	2,60	2,30	2,08	2,13	2,02
П.п.п.	2,57	1,97	1,45	1,62	1,02	1,90	2,30	0,82	1,34	1,40	1,05
P ₂ O ₅	0,36	0,40	0,34	0,44	0,44	0,29	0,42	0,23	0,28	0,28	0,29
Сумма	100,09	100,31	100,36	100,58	100,67	100,65	100,10	99,46	99,93	99,82	99,95

Оксиды	Материковая часть Коппинской структуры							Побережье от устья р.Коппи до бухты Иннокентьевской		
	K6051	K6052	K6053/I	K6055	K6060	K6061	K6063	310/2	306/4	306/7
SiO ₂	56,30	56,80	64,50	63,20	50,70	51,10	50,20	52,48	54,00	51,06
TiO ₂	1,01	0,94	0,50	0,56	1,43	1,41	1,16	1,64	1,85	1,39
Al ₂ O ₃	17,70	17,20	16,30	16,50	17,00	16,30	17,80	15,29	15,54	15,79
Fe ₂ O ₃	3,91	3,33	3,19	3,02	3,53	6,77	4,68	0,95	0,86	5,04
FeO	4,13	4,20	1,45	2,05	7,08	4,53	5,60	8,63	8,56	6,49
MnO	0,14	0,15	0,15	0,12	0,13	0,14	0,16	0,16	0,09	0,15
MgO	2,98	3,60	1,00	1,76	6,20	6,20	5,63	5,54	6,45	5,47
CaO	6,50	5,64	3,51	3,51	7,35	7,56	9,16	6,67	6,07	7,66
Na ₂ O	3,61	3,66	4,00	4,00	3,33	3,22	2,78	3,70	3,65	3,56
K ₂ O	2,00	2,13	3,00	2,86	0,34	0,55	1,50	1,85	1,70	1,25
П.п.п.	1,38	1,47	1,84	1,72	2,39	1,83	1,42	1,62	1,01	1,12
P ₂ O ₅	0,28	0,28	0,18	0,18	0,24	0,24	0,33	0,36	0,36	0,19
Сумма	99,94	99,40	99,62	99,48	99,72	99,85	100,42	99,89	100,14	99,17

Л и н и я V. В разрезе мыса Травяного происходит наращивание вышеописанного разреза вулканитов пачки Б5 буинской толщи кизинской серии.

К6089. Базальт. Вкрапленники представлены плагиоклазом (15-17%) размером 1-1,5 мм, содержащим вросстки оливина, а также самостоятельными фенокристаллами оливина (около 3%) размером 0,5-0,7 мм с включениями магнетита. Основная масса интергранулярная. В ней в стекле присутствуют микролиты плагиоклаза, оливина, клинопироксена и магнетита.

К6094. Базальт. Во вкрапленниках - крупные до 4х3 мм кристаллы плагиоклаза (25%) с вростками магнетита, фенокристаллы оливина (около 7%), 1-1,3 мм, с включениями плагиоклаза и магнетита. Присутствует около 3% вкрапленников титаномagnetита, а также сростки названных минеральных фаз. Основная масса тонкокristаллическая.

Л и н и я VI. В южной половине разреза под серией потоков андезитобазальтов и базальтов выходят туфоконгломераты. Севернее, в блоках, ограниченных разломами, выходят андезиты и андезитобазальты. Последние залегают среди туфоконгломератов.

К6096. Андезит. Вкрапленники представлены плагиоклазом (7-10%) до 2 мм, титаномagnetитом (2-3%) и роговой обманкой. Основная масса трахитоидная, тонкокristаллическая.

К6097. Андезитобазальт. Нет шлифа.

Л и н и я VII. Повторяется разрез линий V и VI.

К6099. Андезитобазальт. Единичные вкрапленники оливина до 2,5 мм в поперечнике окружены реакционной каймой. Кроме того, встречаются гломероскопления фенокристаллов ортопироксена, содержащего включения оливина (!). Основная масса интергранулярная, хорошо раскристаллизованная, содержит микролиты плагиоклаза, ортопироксена, клинопироксена и магнетита.

К6101. Андезитобазальт. Вкрапленники представлены оливином (3%) до 2 мм с вростками магнетита и единичными ксенокристаллами плагиоклаза. Основная масса интергранулярная, сложена микролитами плагиоклаза, клино- и ортопироксена, магнетита.

К6102. Андезитобазальт. Аналог обр. К6101. Отличается увеличением доли оливина, до 7%.

К6103. Андезитобазальт. Во вкрапленниках обнаруживаются скелетные кристаллы до 1,5 мм оливина (7-9%) и плагиоклаз (около 15%). В основной массе – оливин, плагиоклаз, клинопироксен, магнетит.

К6104. Андезитобазальт. Аналог обр. К6103. Отличается наличием единичных вкрапленников клинопироксена.

Л и н и я VIII. Продолжение вышеописанного разреза вулканитов буинской толщи кизинской серии.

К6105. Базальт. Нет шлифа.

К6106. Андезитобазальт. Во вкрапленниках скелетные и футлярные до 2 мм кристаллы оливина (около 10%) с вростками магнетита. В основной интерсертальной массе обнаруживаются оливин, плагиоклаз, клинопироксен и магнетит.

На материковой части дешифрируется хорошо сохранившаяся вулканическая структура центрального типа, Коппинская, геологически изученная И.А.Крыловым. Ниже приводится характеристика пород, слагающих этот вулканический центр.

К6001. Андезит. Подножие высоты с отм. 157,5 м в восточной части постройки. Во вкрапленниках – плагиоклаз с вростками клинопироксена и магнетита, клинопироксен, содержащий включения плагиоклаза и магнетита, ортопироксен и титаномagnetит. Кроме того, обнаруживаются их сростки и скопления, в центре которых оказывается зажато вулканическое стекло. Количество вкрапленников – 25-30%. В основной массе в стекле встречены микролиты плагиоклаза, клино- и ортопироксена.

К6004. Андезит. Юго-восточный склон высоты с отм. 157,5 м. Дайка мощностью 30 м. Аналог обр. К6001.

К6005. Андезит. Там же. Дайка мощностью 12 м. Аналог обр. К6003. Отличается повышенным содержанием коричневого вулканического стекла.

К6006. Дацит. Поток юго-западнее горы Белкина с отм. 413,1 м. Вкрапленники (17-20%) представлены плагиоклазом с подплавленным ядром, частично опациitized роговой обманкой, титаномagnetитом и субфенокристаллами ортопироксена. В основной массе – плагиоклаз, ортопироксен, магнетит и стекло.

К6008. Дацит. Вершина горы, находящаяся в 1 км по аз. 100 от горы Белкина. Во вкрапленниках (15-20%) обнаруживаются плагиоклаз, ор-

топироксен, клинопироксен, титаномagnetит и их сростки. Основная масса трахитоидная, сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена и магнетита.

К6009. Дацит. Вершина, расположенная от точки наблюдения (т. н.) К6008 по аз. 50. Аналог обр. К6006. Отличается наличием вкрапленников клинопироксена.

К6010. Дацит. В 800 м по аз. 330 от т. н. К-6009. Вкрапленники (20%) представлены плагиоклазом, опациitized по краям роговой обманкой и титаномagnetитом. Основная масса сложена плагиоклазом, клинопироксеном, ортопироксеном, магнетитом и стеклом.

К6011. Дацит. Высота в 1600 м по аз. 330 от т. н. К6009. Аналог обр. К6001.

К6013. Дацит. Восточный склон высоты в 1,5 км севернее отм. 157,3 м. Аналог обр. К6006.

К6017. Андезитобазальт. Там же. Во вкрапленниках (около 20%) – плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен, титаномagnetит, их сростки, примерно 3% оливина. Последний иногда встречается в сростании с фенокристаллами плагиоклаза. В клинопироксенах встречены вросстки плагиоклаза и магнетита, а в плагиоклазах – магнетита и клинопироксена. Основная масса интергранулярная. Она сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена и магнетита.

К6019. Андезитобазальт. Северный склон вершины 547,0 м. Вулканические шлаки. Аналог обр. К6017. Отличается тонкозернистым строением основной массы, в которой в стекле присутствуют микролиты плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

К6021. Андезит. Левый борт руч. Таленку, в 800 м от его устья. Вкрапленники (15%) представлены плагиоклазом двух генераций, 2,5х1,3 и 1,5х0,8 мм. С фенокристаллами второй генерации ассоциируют орто- и клинопироксены, а также титаномagnetит. Последний, кроме того, обнаруживается в виде вростков во вкрапленниках. Основная масса пилотакситовая. В ней в стекле обнаруживаются микролиты плагиоклаза и магнетита.

К6022. Андезит. Правый борт левого притока руч. Таленку. Аналог обр. К6021.

К6027. Андезит. Там же, поток в 100 м ниже водораздела. Вкрапленников плагиоклаза, около 2 мм, 5–7%. Основная масса гиалиновая. В стекле (около 40%) содержатся ориентированные лейсты плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена и магнетита.

К6029. Дацит. Там же. Вершина на водоразделе. Завершение опробованного разреза. Вкрапленники представлены мелкими (до 1 мм) кристаллами плагиоклаза (3 %) и магнетита (1-2%). Основная масса тонкокристаллическая. В ней присутствует стекло, плагиоклаз, ортопироксен и магнетит.

К6030. Андезит. Там же, но в 200 м юго-западнее вершины. Обнаруживаются редкие субфенокристаллы плагиоклаза. В основной массе встречены микролиты плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена, магнетита и стекло.

К6031. Андезит. Там же, в 400 м юго-западнее вершины. Аналог обр. К6030. Отличается повышенным содержанием черного вулканического стекла.

К6035. Базальт. В 1,5 км северо-восточнее горы Копки. Поток, перекрывающий агглютинаты. Во вкрапленниках (15%) – плагиоклаз, ортопироксен, титаномagnetит и оливин. Основная масса стекловатая с микролитами плагиоклаза.

К6036. Андезитобазальт. Дайка, рвущая агглютинаты на восточном склоне вершины. Единичные вкрапленники плагиоклаза и титаномagnetита погружены в стекловатую основную массу.

К6045. Андезит. Восточный склон вершины с отм. 507,0 м. Во вкрапленниках две генерации плагиоклаза, оливин, клинопироксен, ортопироксен и титаномagnetит. В основной массе – плагиоклаз, орто- и клинопироксены, магнетит.

К6047. Андезитобазальт. Северный склон высоты с отм. 508,0 м. Поток. Во вкрапленниках (20-25%) – плагиоклаз, орто- и клинопироксены, титаномagnetит и их сростки. Основная масса сложена этой же минеральной ассоциацией.

К6048. Андезит. Там же, вышележащий поток со столбчатой отдельностью. Аналог обр. К6047.

К6049. Андезитобазальт. Там же, поток, лежащий под потоком обр. К6046. Аналог обр. К6047. Отличается повышенным содержанием вкрапленников, до 35%.

К6051. Андезитобазальт. Там же, нижележащий поток. Вкрапленники (около 25%) представлены плагиоклазом до 2,5х1,5 мм, ортопироксеном с включениями плагиоклаза и магнетита, клинопироксеном с вростками магнетита, а также их сростками. В основной массе стекло, микролиты плагиоклаза, орто- и клинопироксенов, магнетита.

К6052. Андезитобазальт. Южный склон высоты с отм. 508,0 м, гипсометрически выше потока обр. К6048. Аналог обр. К6051.

К6053/1. Дацит. Скалы, в 1 км восточнее отм. 508,0 м. Вкрапленники представлены плагиоклазом (2,5х1 мм) с мутными подплавленными краями и субфенокристаллами плагиоклаза; ортопироксена и титаномагнетита. Основная масса содержит микролиты плагиоклаза, орто- и клинопироксенов, магнетита и стекло.

К6055. Дацит. Там же, 600 м северо-восточнее скал. Во вкрапленниках – титаномагнетит и плагиоклаз с вростками ортопироксена и магнетита. В основной массе стекло, плагиоклаз, орто- и клинопироксены, магнетит.

К6060. Выходы базальтов совгаванской свиты вдоль урочища Перекат. Структура пойкилитовая. Присутствуют оливин (около 7%), плагиоклаз, клинопироксен и стекло.

К6061. Базальт. Там же. Аналог обр. К6060.

К6063. Базальт. Гора Петра. Нет шлифа.

На участке побережья от устья р. Копши до бухты Иннокентьевской обнажаются потоки толеитовых базальтов совгаванской свиты.

310/2. Толеитовый базальт. Поток в устье руч. Андрея. Присутствуют субфенокристаллы (15%) оливина, плагиоклаза, а также их сростки. В основной массе обнаруживаются микролиты оливина, плагиоклаза и черное стекло.

306/4. Андезитобазальт. Поток в основании обнажения в 1 км севернее бухты Иннокентьевской. Толеитовая структура. Порода сложена микролитами оливина, плагиоклаза, клинопироксена и ильменита

306/7. Толеитовый базальт. Там же, поток в середине обнажения. Аналог обр. 306/4. Отличается присутствием 10% стекла.

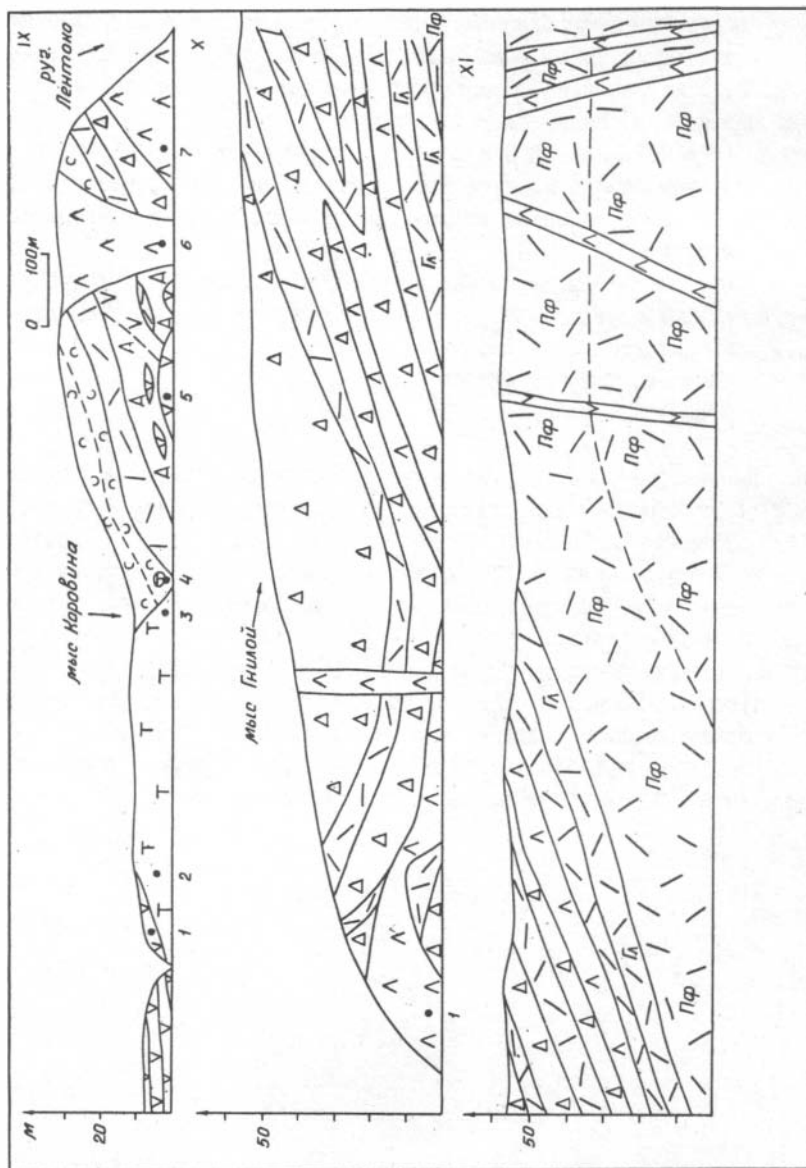


Таблица 3

Химический состав пород по линиям разрезов IX и X, XI

Оксиды	Линия IX							Линия X
	C8004	C8005	C8006	C8007	C8008	C8009	C8010	C8011
	I	2	3	4	5	6	7	I
SiO ₂	50,61	63,08	59,19	58,48	49,83	53,59	52,44	52,96
TiO ₂	1,37	0,45	0,62	0,59	1,05	0,83	0,96	0,89
Al ₂ O ₃	15,45	17,82	18,13	18,69	19,64	19,37	18,69	19,00
Fe ₂ O ₃	3,30	4,20	3,11	1,74	2,81	4,34	7,90	4,59
FeO	9,19	1,14	3,92	5,06	7,33	5,27	2,36	5,28
MnO	0,16	0,16	0,17	0,18	0,18	0,19	0,18	0,18
MgO	6,68	0,58	1,78	2,16	4,66	3,14	3,48	3,58
CaO	8,21	3,64	5,05	5,05	8,74	6,84	6,72	6,91
Na ₂ O	3,13	4,74	4,58	3,88	3,02	3,50	3,45	3,45
K ₂ O	0,65	2,70	2,17	2,55	0,82	1,40	1,54	1,40
П.п.п.	0,38	1,63	1,22	1,55	2,00	1,27	1,60	1,34
P ₂ O ₅	0,20	0,30	0,51	0,50	0,28	0,40	0,37	0,40
Сумма	99,33	100,44	100,45	100,43	100,36	100,14	99,69	99,98

Л и н и я IX. В южной части линии выходят толеитовые базальты совгаванской свиты. Они перекрывают тело трахиандезитов, расположенное на мысе Коровина, которое мы относим к обзорному комплексу. Далее, по ходу залегают андезитобазальты, кластолавы, базальты, агломераты, туфы и туффиты буинской толщи (пачка Б5) кизинской серии. В туффитах обнаружены многочисленные окатанные глыбы трахиандезитов. В свою очередь молодые вулканиды прорваны экструзией андезитобазальтов.

С8004. Базальт толеитовый. Идиоморфные микролиты плагиоклаза и оливина (10-12%) погружены в черное стекло.

С8005. Трахиандезит. Вкрапленники представлены крупными, до 4-5 мм, индивидами плагиоклаза (около 7%) с вростками магнетита, опациitizedованными по краям кристаллами, величиной 5-7 мм, роговой обманки (2-4%), клинопироксеном (3%) с включениями магнетита, а также титаномagnetитом (1-2%). В основной тонкозернистой массе обнаруживаются микролиты плагиоклаза и зерна рудного минерала.

С8006. Аналог обр. С8005. Отличается отсутствием вкрапленников роговой обманки и появлением субфенокристов ортопироксена.

С8007. Трахиандезит. Глыба в туфе. Аналог обр. С8006.

С8008. Базальт. Во вкрапленниках обнаруживаются плагиоклаз (1,2x0,5 мм) около 20% и оливин с вростками магнетита и плагиоклаза до 10%. Они погружены в черное стекло, содержащее микролиты оливина и плагиоклаза.

С8009. Андезитобазальт. Экструзия. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз (3-5%) и титаномagnetит (около 3%). В основной массе диагностируются плагиоклаз, ортопироксен, клинопироксен, магнетит и стекло.

С8010. Андезитобазальт. Мелкие вкрапленники (3-5%) представлены оливином, плагиоклазом и титаномagnetитом. Основная масса трахитовидная. В ней в гематитизированном вулканическом стекле определяются микролиты плагиоклаза и магнетита.

Л и н и я X. В береговых обнажениях выходят глыбовые туфы, кластолавы и андезитобазальты кизинской серии буинской толщи (пачка Б5).

С80I I. Андезитобазальт. Присутствуют единичные и часто скелетные вкрапленники плагиоклаза до $1,2 \times 0,5$ мм и титаномagnetита до 0,5 мм в поперечнике. Основная масса трахитовидная, сложена плагиоклазом, клинопироксеном, ортопироксеном и магнетитом.

Л и н и я XI. Снизу вышеописанный разрез наращивается псефитовыми туфами.

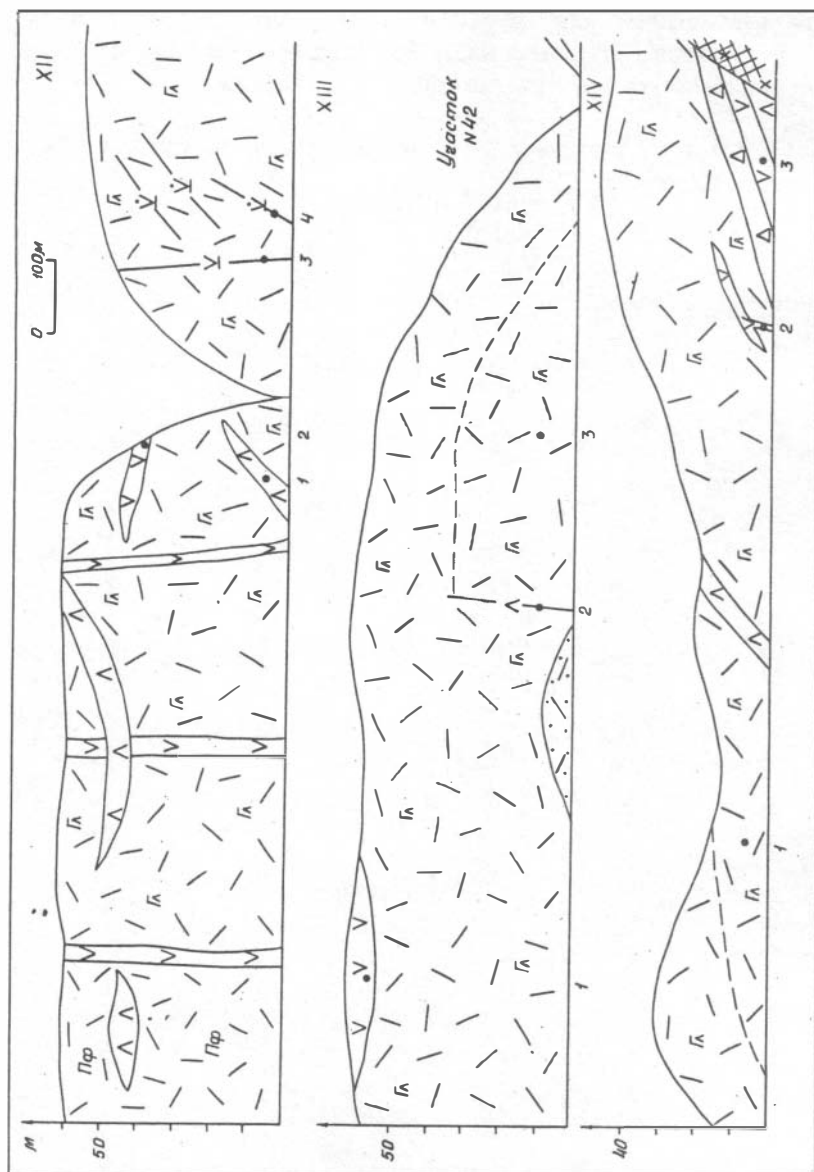


Таблица 4

Химический состав пород по линиям разрезов XII, XIII и XIV

Оксиды	Линия XII				Линия XIII			Линия XIV		
	ЗІЗ/5	СФ064	ЗІЗ/6	СФ065	СФ066	СФ068	ГІЗ8	ГІЗ7	ЗІ5/9	ГІЗ6
	I	2	3	4	I	2	3	I	2	3
SiO ₂	48,52	50,35	49,48	49,31	50,85	52,01	50,16	49,27	48,41	47,93
TiO ₂	1,03	0,99	0,99	1,77	0,97	1,05	1,02	1,08	1,02	1,11
Al ₂ O ₃	17,02	18,41	18,91	13,61	17,67	17,04	18,57	17,82	19,63	18,76
Fe ₂ O ₃	4,04	5,38	3,27	6,32	4,66	4,38	5,57	7,46	3,62	5,52
FeO	6,06	4,34	6,21	5,35	5,07	5,35	5,07	2,41	5,21	4,67
MnO	0,19	0,13	0,18	0,16	0,14	0,12	0,18	0,18	0,17	0,18
MgO	7,01	4,64	5,67	5,14	4,49	5,65	4,96	4,45	5,37	5,06
CaO	10,09	8,47	9,06	8,46	8,01	7,28	9,31	8,95	10,06	10,44
Na ₂ O	2,43	3,07	2,70	3,24	3,18	4,10	2,40	2,48	2,59	2,21
K ₂ O	1,11	1,45	0,87	2,46	1,54	1,40	1,35	1,07	1,30	1,46
П.п.п.	1,03	2,07	1,16	3,05	2,69	1,50	1,00	3,80	1,19	2,02
P ₂ O ₅	0,28	0,27	0,29	0,56	0,27	0,33	0,30	0,33	0,33	0,35
Сумма	98,81	99,57	98,79	99,43	99,54	99,51	99,89	99,30	98,90	99,71

Л и н и я XII. Здесь по латерали псефитовые туфы замещаются глыбовыми. В них обнаружены дайки базальтов, андезитобазальтов и абсарокитов.

313/5. Базальт. Дайка. Вкрапленники плагиоклаза (около 15%) размером 2,5х1,3 мм нередко имеют неравновесные мутные ядра и содержат вросстки оливина. Одновременно присутствуют самостоятельные фенокристаллы оливина (7-8%) величиной 1-1,2 мм и клинопироксена (до 3 мм) с вростками плагиоклаза, оливина и магнетита. Основная интерсертальная масса содержит плагиоклаз, оливин, клинопироксен и магнетит.

Ф064. Базальт. Дайка. Нет шлифа.

313/6. Базальт. Дайка. Аналог обр. 313/5.

Ф065. Абсарокит. Дайка. Вкрапленники плагиоклаза (5-3х1-2 мм) ориентированы, их содержание 5-7%. В основной массе с трахитоидной структурой обнаруживаются микролиты плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

Л и н и я XIII. Продолжение вышеописанного разреза. Туфы перекрыты потоками базальтов. У уреза воды выходят пропилитизированные туфы кузнецовской свиты.

Ф066. Базальт. Вкрапленники представлены оливином (около 5%), единичными скелетными кристаллами титаномagnetита и кристаллами плагиоклаза (10%), имеющими неравновесные ядра. Основная интергранулярная масса сложена микролитами оливина, клинопироксена, плагиоклаза и магнетита.

Ф068. Магнезиальный андезитобазальт. Присутствуют мелкие вкрапленники оливина (2-3%) с вростками магнетита. Основная масса микропоякитовая. В ней обнаруживаются микролиты оливина, плагиоклаза, клинопироксена и титаномagnetита.

Г138. Туф. Нет шлифа.

Л и н и я XIV. На продолжение разреза, в его основании, появляются кластолавы и маломощные потоки базальтов, которые перекрывают останец мелкозернистых диоритов прибрежного комплекса. В южной части этих выходов обнаружены вторичные кварциты.

Г137. Кристаллолитокластический туф содержит обломки базальтов, аналогичных обр. ОФ066.

З15/9. Базальт. Дайка. Субфенокристаллы плагиоклаза погружены в микролитовую основную массу, сложенную оливином, плагиоклазом, клинопироксеном и магнетитом.

Г136. Базальт. Вкрапленники плагиоклаза (около 15%), насыщенные вростками магнетита, ассоциируют с иллингситизированным оливином (3-5%) и единичными кристаллами клинопироксена. В основной массе присутствуют оливин, плагиоклаз, клинопироксен и магнетит.

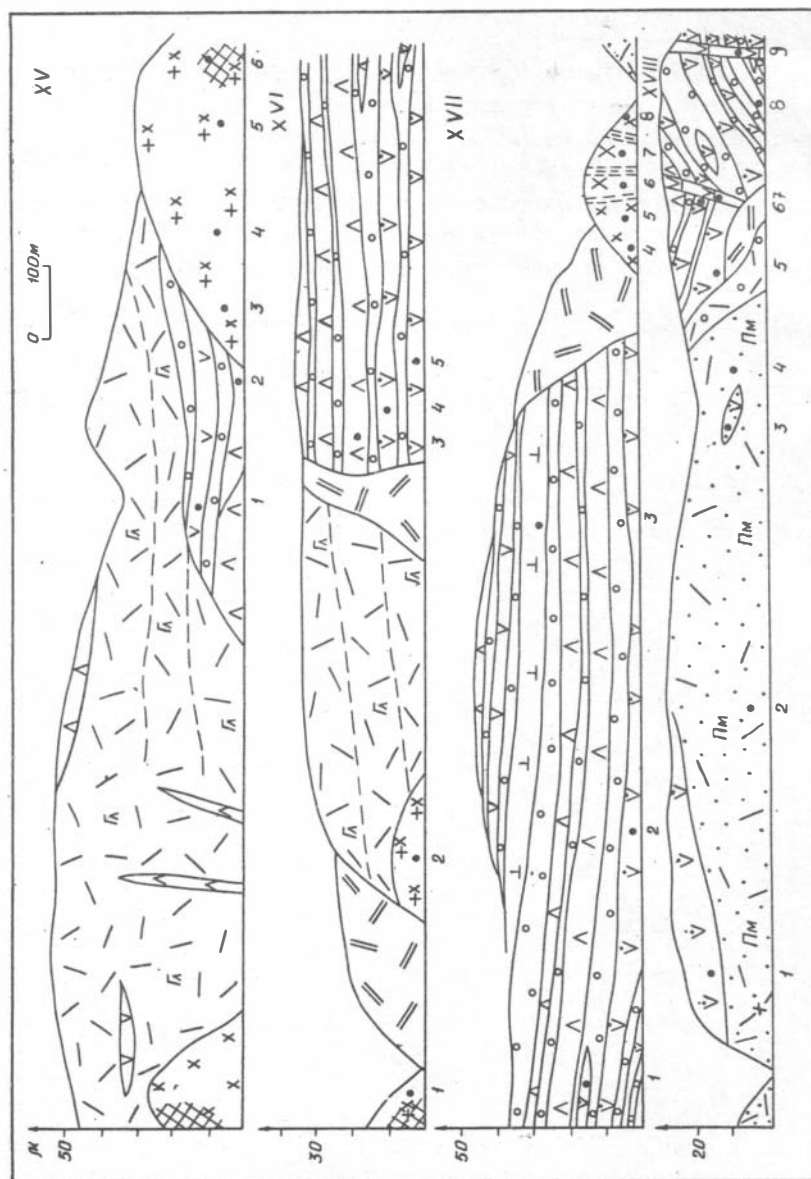


Таблица 5

Химический состав пород по линиям разрезов XV, XVI, XVII и XVIII

Оксиды	Линия XV						Линия XVI					Линия XVII		
	СФ070	СФ071	СФ072	Г133	Г132	С8023	С8022	С8021	С8020	С8019	С8018	Г129	С8013	С8014
	I	2	3	4	5	6	I	2	3	4	5	I	2	3
SiO ₂	51,43	53,74	55,55	65,07	59,79	63,75	63,60	60,76	54,39	51,80	52,44	53,85	51,47	57,09
TiO ₂	1,30	0,89	0,68	0,59	0,70	0,56	0,54	0,73	0,93	0,92	0,97	0,97	0,92	0,82
Al ₂ O ₃	17,02	16,30	18,49	15,04	15,35	15,42	16,18	16,62	19,22	17,24	16,12	16,33	17,38	18,62
Fe ₂ O ₃	4,01	3,43	4,30	3,09	3,72	1,42	2,85	3,26	5,21	5,10	4,81	4,25	5,62	3,07
FeO	4,79	4,84	2,85	2,34	2,77	3,96	2,50	3,47	2,39	3,12	3,28	4,24	2,12	3,82
MnO	0,15	0,13	0,11	0,17	0,19	0,17	0,14	0,16	0,12	0,13	0,13	0,17	0,16	0,11
MgO	5,79	6,30	4,11	2,00	2,43	1,94	2,02	2,85	4,49	7,42	7,75	7,29	7,50	3,48
CaO	7,18	7,61	6,49	3,77	5,63	4,19	4,38	4,98	6,24	6,91	6,96	7,58	6,95	6,65
Na ₂ O	4,37	3,29	3,83	2,80	2,74	2,86	2,75	2,91	3,56	3,18	3,56	2,87	3,56	3,99
K ₂ O	1,54	1,01	1,01	2,66	2,11	3,08	2,41	2,36	1,49	1,30	1,35	1,31	1,30	1,35
П.п.п.	1,60	1,73	2,71	2,14	3,65	2,18	2,22	2,14	1,53	2,21	1,86	0,70	2,18	1,00
P ₂ O ₅	0,36	0,28	0,21	0,12	0,17	0,14	0,14	0,17	0,34	0,35	0,34	0,36	0,43	0,24
Сумма	99,54	99,55	100,34	99,79	99,25	99,67	99,73	100,41	99,91	99,68	99,57	99,92	99,59	100,24

Оксиды	Линия ХVII					Линия ХVIII									
	П128а	П128б	С8015	С8016	П127	С8017.	П126	С8012	П121	П124	П125	С8000	С8001	С8002	
	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO ₂	55,53	54,84	56,19	55,28	54,87	45,38	46,52	45,43	46,51	52,10	52,70	53,24	50,02	52,85	
TiO ₂	0,98	0,87	0,76	0,88	0,82	0,90	0,99	0,89	0,88	1,29	1,27	1,52	1,23	1,51	
Al ₂ O ₃	16,93	17,55	18,61	17,84	19,24	19,57	17,23	17,73	17,91	17,32	17,11	16,41	20,63	16,67	
Fe ₂ O ₃	4,63	3,75	5,57	4,47	4,60	6,25	6,18	5,70	5,72	4,66	4,50	4,11	3,55	2,47	
FeO	4,53	4,64	3,75	4,30	3,71	6,04	6,65	6,73	6,02	4,49	4,49	5,62	5,00	7,22	
MnO	0,18	0,21	0,20	0,15	0,26	0,23	0,19	0,20	0,19	0,17	0,17	0,19	0,14	0,19	
MgO	3,50	3,61	3,78	3,34	3,51	5,68	9,84	7,49	5,61	6,22	6,56	3,36	6,47	3,37	
CaO	7,41	7,11	6,10	6,77	6,19	11,84	9,13	9,15	10,92	7,59	7,32	5,35	6,65	5,58	
Na ₂ O	2,96	3,24	2,10	3,50	3,24	2,05	1,16	1,83	1,54	3,41	3,22	3,67	3,72	3,45	
K ₂ O	0,94	1,06	0,58	0,82	0,63	0,21	1,10	0,02	0,42	1,43	1,42	4,14	1,54	4,10	
П.п.п.	1,52	2,21	2,15	2,59	1,81	1,72	0,66	4,14	3,64	0,80	0,74	1,69	1,22	1,39	
P ₂ O ₅	0,22	0,25	0,16	0,23	0,18	0,17	0,29	0,14	0,32	0,44	0,43	0,77	0,39	0,75	
Сумма	99,33	99,34	99,95	100,17	99,06	100,04	99,94	99,45	99,68	99,92	99,93	100,07	100,56	99,55	

Л и н и я XV. В разрезе обнажаются в основном андезитобазальты и глыбовые туфы пачки Б5 буинской толщи кизинской серии. Они перекрывают андезитобазальты пачки Б4, которые, в свою очередь, налегают на останец мелкозернистых гранодиоритов прибрежного комплекса. В северной части останца обнажена зона пиритизации.

СФ070. Магнезиальный базальт. Во вкрапленниках – оливин (3–5%) с вростками титаномagnetита. Размер кристаллов, которые часто имеют скелетную форму, достигает 0,5 мм. Основная масса тонкозернистая, в ней присутствуют оливин, плагиоклаз, клинопироксен и магнетит.

СФ071. Магнезиальный андезитобазальт. Аналог обр. СФ070. Отличается наличием пилотакситовой структуры.

СФ072. Андезитобазальт. Аналог обр. СФ070. Отличается отсутствием вкрапленников.

Г133. Гранодиорит. Порода сложена полисинтетически sdвойникованными кристаллами плагиоклаза (25–30%), кварцем (15–20%), щелочным полевым шпатом (45–50%), титаномagnetитом (около 3%). Темноцветные силикатные минералы (7–10%) замещены актинолитом. По полевым шпатам развиваются эпидот, хлорит, кальцит и альбит.

Г132. Гранодиорит. Аналог обр. Г133. Отличается более интенсивной измененностью. Доля темноцветных минералов повышается до 12–15%.

С8023. Гранодиорит. Аналог обр. Г132. Отличается сохранностью в породе реликтов бледно-коричневой роговой обманки и клинопироксена среди продуктов изменения. Количество темноцветных минералов в породе увеличивается до 17–20%.

Л и н и я XVI. Продолжение вышеописанного разреза. В его южной части выходят глыбовые туфы пачки Б5 буинской толщи кизинской серии. Они залегают на останце гранодиоритов. Северный блок отделен дизъюнктивным нарушением и сложен андезитобазальтами и магнезиальными базальтами пачки Б4.

С8022. Гранодиорит. Порода состоит из 30–35% плагиоклаза, 20–25% щелочного полевого шпата, 35–40% кварца. Последний образует пойкилокристаллы, включающие в себя лейсты плагиоклаза. Темноцветные минералы представлены плеохроирующей от бледно-коричневого до бледно-зеленого тонов роговой обманкой, хлоритизированными пироксенами и титаномagnetитом.

С8021. Гранодиорит. Присутствуют зональные кристаллы плагиоклаза (40-45%), щелочной полевой шпат (25-30%), интерстициальные выделения плагиоклаза (10-15%), титаномагнетит (около 3%), роговая обманка и клинопироксен (10-15%). Вторичная минеральная ассоциация представлена хлоритом, кальцитом и актинолитом.

С8020. Андезитобазальт. Вкрапленники представлены мелкими субфенокристаллами оливина (около 5%) и единичными зернами плагиоклаза. Основная масса интергранулярная и слабо трахитоидная. В ней обнаруживаются оливин, плагиоклаз, клинопироксен и магнетит.

С8019. Магнезиальный базальт. Присутствуют скелетные кристаллы оливина (около 10%) с вростками магнетита и плагиоклаз (7-10%). Основная масса интергранулярная, в ней диагностируются микролиты оливина, плагиоклаза, клинопироксена, магнетита.

С8018. Магнезиальный базальт. Аналог обр. С8019.

Л и н и я XVII. В обнажениях идет наращивание разреза пачки Б4 маломощными потоками базальтов и андезитов. Севернее выходит останец диоритов, разбитый зонами дробления.

Г129. Магнезиальный базальт. Во вкрапленниках оливин (7%) с вростками магнетита. Размер фенокристаллов - 2-2.5 мм. Основная масса сложена оливином, клинопироксеном, плагиоклазом и магнетитом. Структура интерсертальная с элементами трахитоидной.

С8013. Магнезиальный базальт. Аналог обр. Г129.

С8014. Андезит. Субфенокристы размером около 0,5 мм представлены оливином (1-2%) и плагиоклазом (5%). Основная масса имеет трахитоидную структуру, она сложена плагиоклазом, клинопироксеном, магнетитом и стеклом.

Г128а, б. Кварцевый диорит. Нет шлифов.

С8015. Кварцевый диорит. Структура гранобластовая. Порода сложена округлыми зернами кислого плагиоклаза, щелочного полевого шпата и кварца. Присутствуют реликтовые субидiomорфные порфиroidные выделения плагиоклаза. Темноцветные минералы замещены мусковитом, актинолитом, хлоритом и магнетитом.

С8016. Кварцевый диорит. Идиоморфные индивиды зонального плагиоклаза (45-50%) содержат вростки магнетита. Присутствуют также щелочной полевой шпат (15-20%), интерстициальные выделения кварца (10-15%), титаномагнетит и темноцветные силикатные (20-25%) минералы, замещенные актинолит-хлоритовым агрегатом. Обнаруживаются игольчатые кристаллы апатита, 2х0,1 мм.

Г127. Кварцевый диорит. Нет шлифа.

Л и н и я XVIII. В южной части разреза выходят пропилитизированные и оротовикованные псаммитовые туфы и магнезиальные базальты кузнецовской свиты. Они прорваны жильой гранитов. В северной части на них налегают туфоконгломераты и базальты пачки Б4 буинской толщи кизинской серии. Они, в свою очередь, прорваны дайками шшонитов.

С8017. Базальт. Нет шлифа.

Г126. Туф. Нет шлифа.

С8012. Литокристаллокластический туф сложен раздробленными кристаллами титаномagnetита, плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена и обломками пропилитизированных вулканических пород.

Г121. Туф. Аналог обр. С8012.

Г124. Магнезиальный базальт. Вкрапленники представлены скелетными кристаллами оливина (5-7%), 1-1,3 мм, с вростками magnetита. В основной массе пойкилокристаллы клинопироксена цементируют микролиты плагиоклаза, оливина и magnetита.

Г125. Магнезиальный базальт. Аналог обр. Г124. Отличается интергранулярной структурой.

С8000. Шшонит. Дайка. Присутствуют единичные фенокристаллы плагиоклаза, клинопироксена и титаномagnetита. Основная масса интергранулярная, сложена оливином, клинопироксеном, плагиоклазом и magnetитом.

С8001. Магнезиальный базальт. Во вкрапленниках оливин (3-5%) с вростками плагиоклаза и magnetита. Структура основной массы от микропойкилитовой до интерсертальной. Она сложена оливином, плагиоклазом, клинопироксеном и magnetитом.

С8002. Шшонит. Единичные вкрапленники плагиоклаза имеют величину 3х1 мм. Основная масса гиалофилитовая. В ней в стекле присутствуют микролиты оливина, плагиоклаза и magnetита.

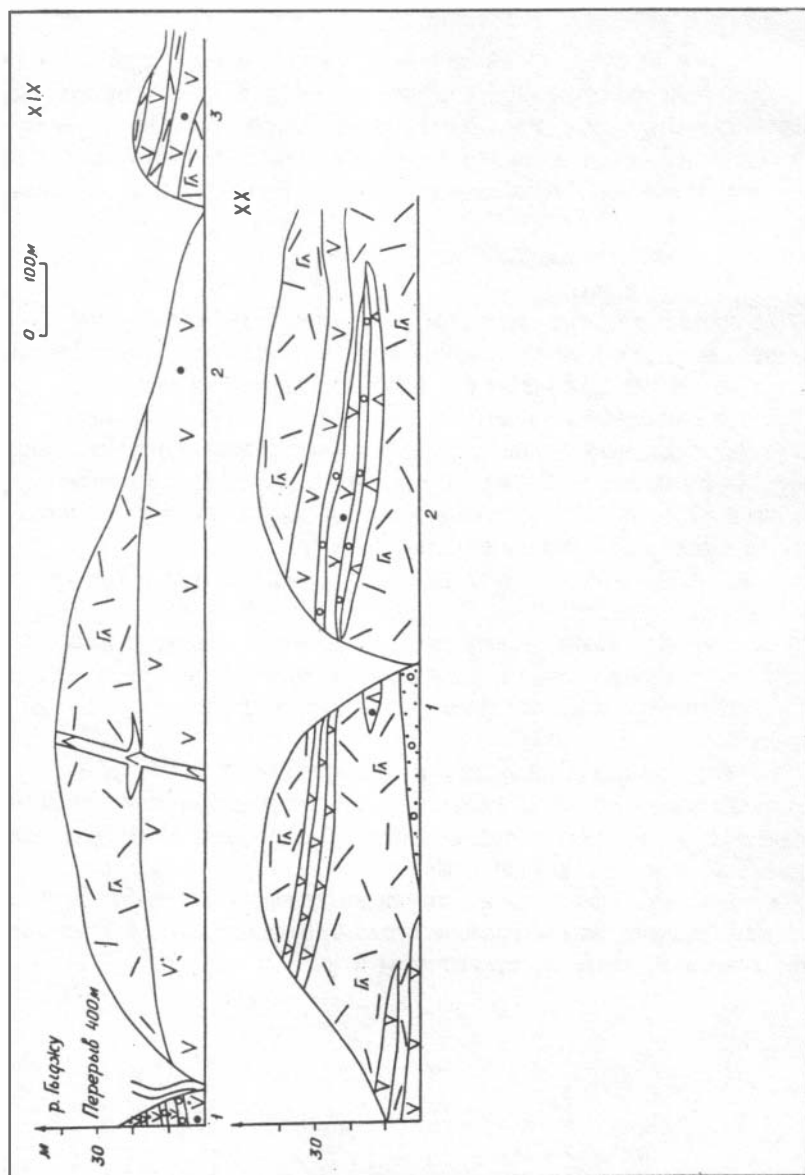


Таблица 6

Химический состав пород по линиям разрезов XIX и XX

Оксиды	Линия XIX			Линия XX	
	С8003А	П1001	П1002	П1003	П1004
	1	2	3	1	2
SiO_2	51,05	50,00	50,72	52,66	48,79
TiO_2	1,24	0,80	1,06	0,83	1,10
Al_2O_3	17,42	19,81	18,63	19,05	20,03
Fe_2O_3	4,44	4,94	3,91	4,92	5,34
FeO	4,17	4,24	6,91	4,06	4,06
MnO	0,13	0,18	0,19	0,14	0,15
MgO	6,82	3,14	3,93	3,74	3,88
CaO	6,79	8,61	8,42	7,47	9,38
Na_2O	3,56	3,29	3,07	3,29	2,80
K_2O	1,40	0,48	1,01	1,30	1,49
П.п.п.	2,27	4,76	1,79	1,74	2,34
P_2O_5	0,41	0,17	0,38	0,33	0,31
Сумма	99,70	100,42	100,02	99,53	99,67

Л и н и я XIX. Разрез сложен глыбовыми туфами и базальтами пачки Б5 буинской толщи. Они прорваны дайкой андезитобазальтов.

С8003А. Магнезиальный базальт. Во вкрапленниках оливин (7%) с вростками магнетита. Основная масса микропойкилитовая, содержит оливин, плагиоклаз, клинопироксен и магнетит

П1001. Базальт. Нет шлифа.

П1002. Базальт. Присутствуют единичные мелкие вкрапленники плагиоклаза и титаномagnetита. Основная масса интерсертальная. В ней обнаруживаются микролиты оливина, плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

Л и н и я XX. Разрез аналогичен вышеописанному. Он наращается снизу песчаниками.

П1003. Андезитобазальт. Вкрапленники представлены плагиоклазом (около 10%) с подплавленными ядрами, роговой обманкой (3-5%), опациitized по краям, и титаномagnetитом (около 2%). Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, магнетита и вулканическим стеклом.

П1004. Базальт. Во вкрапленниках - плагиоклаз (20%), кристаллы размером 3х2 мм, и оливин (5-7%). Основная масса интерстициальная, она сложена микролитами оливина, плагиоклаза, клинопироксена и магнетита.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	3
Глава 1. СХЕМА ЭВОЛЮЦИИ КАЙНОВОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ.....	5
Глава 2. РАННЕПАЛЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ.....	11
2.1. Кузнецовская свита.....	11
2.1.1. Характеристика разрезов.....	12
2.1.2. Петрографическая характеристика вулканитов.....	14
2.1.3. Петрохимия.....	16
2.1.4. Зоны вторичных кварцитов.....	18
2.2. Прибрежный комплекс.....	21
2.2.1. Геологическая характеристика плутонов.....	21
2.2.2. Петрохимия.....	24
2.2.3. Вторичные кварциты.....	26
Глава 3. СРЕДНЕПАЛЕОГЕН-РАННЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ.....	29
3.1. Характеристика разрезов.....	29
3.1.1. Соньинская толща.....	30
3.1.2. Буинская толща.....	32
3.1.3. Дембинская толща.....	34
3.1.4. Уйская толща.....	35
3.2. Возраст.....	35
3.3. Петрографическая характеристика вулканитов.....	39
3.4. Петрохимия.....	47

Глава 4. ПОЗДНЕМИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВЫЙ ЭТАП.....	54
4.1. Характеристика разрезов.....	54
4.2. Петро- и геохимическая характеристика.....	57
4.3. Возраст.....	60
Глава 5. ПЕТРОГЕНЕЗИС И КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ В СВЯЗИ С ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ ПОЛОЖЕНИЕМ.....	61
5.1. Геодинамическая эволюция и главные структурные элементы региона.....	62
5.2. Эволюция кайнозойского магматизма Сихотэ-Алиня и сопредельных районов.....	64
5.3. Основные петрогенетические факторы, определяющие эволюцию кайнозойского магматизма Восточного Сихотэ-Алиня.....	67
5.3.1. Поведение K_2O в петрогенезисе известково- щелочных магм.....	68
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	73
Список литературы.....	75
Приложение 1. Разрез от мыса Золотого до мыса Успения.....	77
Приложение 2. Разрез от мыса Песчаного до мыса Гыджу.....	166

Темат. план выпуска самост. изданий
на 1992 г. (монографии), N 31

Научное издание

Сергей Валентинович Есин
Владислав Алексеевич Кутолин
Александр Александрович Прусевич

МАГМАТИЗМ СРЕДНЕЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ
(участок мыс Золотой – мыс Гыджу)

Утверждено к печати
Институтом геологии СО РАН

Редактор З.В.Белоусова
Технический редактор О.М.Вараксина

Подписано к печати 15.06.92.
Бумага 60x84/16. Печ.л.12,75. Уч.-изд.л.11,4.
Тираж 400. Заказ 185. Цена договорная.

Объединенный институт геологии, геофизики
и минералогии СО РАН
Новосибирск, 90. Ротапринт.