

А. Я. САЛТЫКОВСКИЙ, Д. ОРОЛМАА



**Позднепалеозойский-
мезозойский вулканизм
Северной Монголии
и Западного Забайкалья**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О. Ю. ШМИДТА

А. Я. САЛТЫКОВСКИЙ, Д. ОРОЛМАА

Позднепалеозойский-
мезозойский вулканизм
Северной Монголии
и Западного Забайкалья



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1977



2135

Позднепалеозойский – мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. Салтыковский А.Я., Оролмаа Д. М., "Наука", 1977 г.

В работе проанализированы данные по стратиграфии, формационному составу и фаціальным разновидностям верхнепалеозойских – мезозойских вулканических образований Северной Монголии и Западного Забайкалья. Дана детальная геолого-петрографическая характеристика вулканитов этого района. Рассмотрены вопросы приуроченности вулканогенных комплексов к определенным структурам. Показано, что вулканизм рассматриваемого геологического этапа непосредственно связан с орогенным режимом развития территории. Выделены две стадии в эволюции вулканической области, каждая из которых характеризуется конкретным типом орогенного вулканизма (контрастными липарит-базальтовыми ассоциациями на ранней стадии развития области и трахиандезит-трахибазальтовыми ассоциациями – на более поздней).

Ил. 28. Табл. 22. Библ. 148 назв.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

Б.А. ПЕТРУШЕВСКИЙ

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время большое внимание уделяется выяснению связей между различными тектоническими структурами и ассоциациями вулканогенных пород, которые к ним приурочены. Любые подходы к решению этого вопроса актуальны в связи с типизацией эндогенных режимов как на материках, так и на океанах.

Поскольку вулканизм считается одним из важнейших индикаторов процессов, протекающих на больших глубинах — в низах коры и в верхней мантии, то выяснение условий, способствующих появлению вулканических ассоциаций на поверхности, определение типов вулканизма, характера его эволюции во времени являются чрезвычайно важными.

С этой точки зрения наибольший интерес представляют районы с широким развитием вулканогенных ассоциаций, обусловивших формирование протяженных вулканических зон. К их числу следует отнести позднепалеозойские—мезозойские вулканогенные ассоциации Западного Забайкалья и примыкающие к нему с юго-запада некоторые области Северной Монголии. Своеобразие этого вулканизма заключалось в том, что он широко проявился в пределах всей этой обширной территории и был приурочен к орогенному этапу развития отдельных ее участков.

Территория Северной Монголии и Западного Забайкалья занимает ключевое положение среди геологических структур Центрально-Азиатского складчатого пояса, поэтому специальное изучение вулканогенных ассоциаций важно не только для правильного понимания особенностей вулканизма этого района, но и для объективной оценки некоторых вопросов геологического развития и связанного с ним магматизма сопредельных районов Восточного Забайкалья и Китая.

Такого рода исследования представляют и определенный практический интерес, так как ко многим вулканогенным образованиям приурочены некоторые месторождения полезных ископаемых (молибден-вольфрамовое на Джиде в Южном Забайкалье, медно-молибденовое месторождение Эрдентуин-Обо в МНР и др.). Поэтому большое внимание было уделено изучению позднепалеозойского—мезозойского вулканизма северных районов Центральной Монголии (Орхон-Селенгинский орогенный прогиб, Джидинская зона и т.п.).

На территории Западного Забайкалья вулканическая активность происходила в течение двух этапов. На первом этапе, охватившем интервал времени от поздней перми до ранней юры, преобладали кислые и умеренно кислые вулканогенные породы, сопровождавшиеся внедрением крупных гранитоидных тел. На втором — заключительном этапе (вто-

рая половина юры — мел) формировались современные депрессии и изливались базальтоиды преимущественно щелочного ряда.

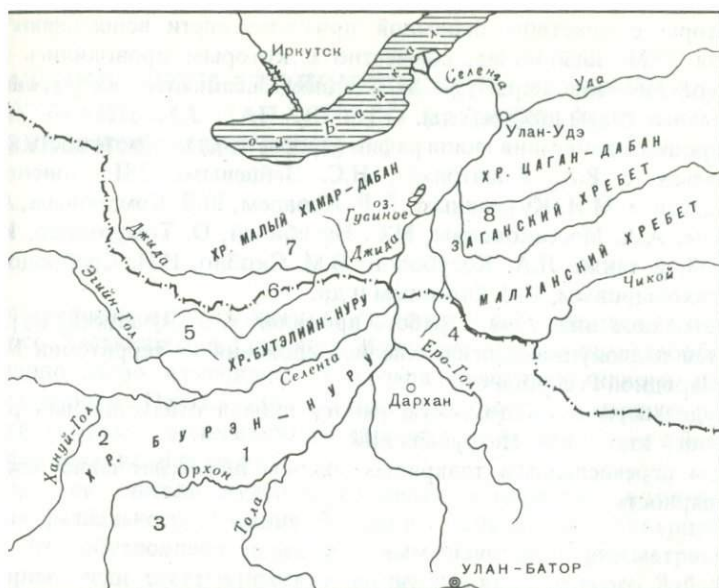
В настоящее время, когда имеются подробные сведения о геологии и характере вулканизма Западного Забайкалья (работы Ю.В. Комарова, П.М. Хренова, В.М. Скобло, И.В. Гордиенко, А.И. Киселева, В.А. Соловьева, В.И. Турунхаева, Л.А. Козубовой, И.Н. Тихомирова, В.Д. Ермикова, В.В. Скрипкиной, Ю.М. Холода, В.А. Новикова, А.Я. Салтыковского и др.), выяснение его особенностей на территории МНР представлялось чрезвычайно важным. Авторы надеются, что полученный материал позволит в общих чертах охарактеризовать историю и особенности вулканизма этой протяженной вулканической зоны, а также выяснить возможности сопоставления ее с аналогичными образованиями в других районах.

В течение последних лет проводилось изучение некоторых особенностей вулканизма вначале в Западном Забайкалье А.Я. Салтыковским (Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР), а затем в Монгольской Народной Республике в составе совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской комплексной геологической экспедиции АН СССР и АН МНР — А.Я. Салтыковским и Д. Оролмаа (ГИН АН МНР). В задачу авторов входило установление главных типов вулканогенных ассоциаций и выяснение условий их появления на поверхности. В соответствии с тем, как понималась эта задача, и построена настоящая работа. Вначале дана краткая характеристика важнейших особенностей геологического развития Северной Монголии и Западного Забайкалья и рассмотрены основные черты строения этого региона. Районное описание вулканогенных ассоциаций приводится для относительно широкой полосы в направлении с юго-запада на северо-восток — из Северной Монголии в Западное Забайкалье. Вначале излагается материал по позднепалеозойскому—мезозойскому вулканизму Орхон-Селенгинского прогиба и Джидинской зоны в МНР, затем кратко охарактеризованы вулканогенные образования, распространенные в междуречье Еро-Гола и Чикоя. Последними описываются позднепалеозойские и мезозойские вулканогенные ассоциации Джидинского района и Западного Забайкалья, расположенные в пределах СССР (рис. 1).

Поскольку в круг изучаемых вопросов не входит систематический обзор геологического строения и истории развития Северной Монголии и Западного Забайкалья, авторы считали возможным придерживаться различного плана в разных главах.

Отметим, что не для всех изученных районов широкого развития вулканизма полученный материал является равноценным. В одних случаях приводится послойное описание вулканогенных толщ с петрографической и петрохимической их характеристиками, в других — дается общая геологическая характеристика разрезов. Некоторые вопросы рассмотрены достаточно детально, другие же изложены в самом общем виде, что обусловлено различной степенью изученности того или иного района.

В ходе полевых исследований авторами были изучены некоторые районы широкого развития вулканогенных ассоциаций в пределах Се-



Взорная схема исследованной территории

Орхон-Селенгинский орогенный прогиб; 2 — западная часть Орхон-Селенгинского прогиба (р. Хануй-Гол); 3 — Орхонская впадина; 4 — междуречье Чикой и Еро-Гол; 5 — Желтуринский прогиб (Джидинская зона МНР); 6 — левобережье Селенги; 7 — Джидинская зона Забайкалья; 8 — Западное Забайкалье

Монголии (междуречье Селенги и Орхона, Джидинская зона, междуречье р. Дзэлтэр, междуречье Чикой и Еро-Гол, Орхонская впадина, т.д.), были составлены крупномасштабные геологические карты, разрезы, собран материал для аналитических определений, около 1000 прозрачных шлифов, получено 150 полных силико-анализов вулканических пород (всего в работе использовано 1000 химических анализов), проведено несколько определений возраста вулканитов. При обработке материала применялись петрографические и петрохимические методы исследования, а также методы сравнительного палеовулканологического анализа.

Иско-аналитические данные, положенные в основу настоящей работы, получены в лаборатории ИМГРЭ и геологического факультета МГУ. В значительной мере облегчало то, что в настоящее время появились сводки по геологии и тектонике МНР, составленные авторскими коллективами под руководством А.Л. Яншина, Л.П. Зоненшайна, В.А. Амантова, А.А. Моссаковского, Г.И. Глибиной, Н.А. Маринова, Р.А. Хасина, а также сводные работы санбюро Западного Забайкалья и Бурятской АССР, опубликованные А. Амантовым, И.Н. Тихомировым, Л.А. Козубовой, В.В. Скрипниченко, В.А. Турунхаевым, Ц.О. Очировым, Ю.М. Холодом, В.Д. Ерминым и др.

Авторы с чувством огромной признательности вспоминают своего учителя Ю.М. Шейнманна, совместно с которым проводились некоторые геологические маршруты в Западном Забайкалье, обсуждались план и отдельные главы этой работы.

В процессе написания монографии авторы имели возможность консультироваться с В.А. Амантовым, Н.С. Зайцевым, Л.П. Зоненшайном, М.В. Дуранте, М.И. Кузьминым, П.В. Ковалем, Ю.В. Комаровым, А.И. Киселевым, А.А. Моссаковским, М.С. Нагибиной, О. Томуртоого, И.Б. Филиповой, а также Л.А. Козубовой, В.М. Скобло, И.Н. Сребродольской, И.Н. Тихомировым, И.Н. Фоминым и др.

Постоянное внимание к работе проявлял И.В. Лучицкий, курировавший все палеовулканологические исследования на территории Монгольской Народной Республики.

Трудовую и кропотливую работу провел ответственный редактор настоящей книги Б.А. Петрушевский.

Всем перечисленным товарищам авторы выражают свою искреннюю благодарность.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ВУЛКАНИЗМА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Представления о геологическом строении и особенностях вулканизма Западного Забайкалья и Северной Монголии достаточно разнообразны; они неоднократно изменялись благодаря появлению нового фактического материала. Однако работ, в которых бы одновременно рассматривались вопросы геологического строения и вулканизма этой обширной территории, крайне мало.

Авторы не считали нужным изменять исторически сложившуюся традицию раздельного описания Западного Забайкалья и Северной Монголии. Это обусловлено неравномерным изучением рассматриваемых территорий: если систематические исследования Западного Забайкалья начались еще в XIX в. (значительно раньше других областей Сибири и Дальнего Востока), то планомерные геологические работы в Монгольской Народной Республике проводятся только в течение последних 15–20 лет. Учитывая это, вначале дается краткая характеристика особенностей геологического строения Западного Забайкалья, а затем — Северной Монголии.

Западное Забайкалье — горная страна. Основные морфологические единицы ее представлены сравнительно высокими плоскогорьями, средневысотными горами, горными массивами и межгорными впадинами, которые протягиваются на расстоянии от 1,5–2 км до десятков километров. Геологически Западное Забайкалье представляет собой весьма неоднородную территорию, в которую входят разновозрастные структурные комплексы, резко различные по составу, морфологии и геологической истории. Одновременно с этим в них нет взаимоисключающих черт, которые бы позволили четко противопоставить отдельные районы в качестве типично платформенных или типично геосинклинальных.

Территория Забайкалья образует своеобразное ядро гигантского Восточно-Сибирского кристаллического "массива"¹.

Слабо и умеренно метаморфизованные терригенные, вулканогенные и карбонатные формации нижнего палеозоя, преимущественно нижнего кембрия, тяготеют к узким полуизолированным прогибам, которые частично унаследовали байкальские прогибы, частично примыкали к ним. Они наблюдаются в виде отдельных фрагментов складчатого нижнего палеозоя, разбросанных по всему Западному Забайкалью. Есть основа-

¹ Под Восточно-Сибирским "массивом" здесь подразумевается область выходов преимущественно кристаллических и метаморфических пород (по Н.А. Флоренсову, 1964).

ния предполагать, что нижнепалеозойские образования могли когда-то составлять здесь единый осадочный покров (И.В. Гордиенко, Б.А. Литвиновский и другие, устные сообщения).

На складчатом байкальско-каледонском фундаменте в Западном Забайкалье располагается преимущественно мезозойская осадочно-вулканогенная толща. Пермские хорошо документированные отложения известны только на крайнем юго-востоке рассматриваемой территории (алентуйская свита). Мезозойские образования имеют исключительно континентальный генезис и представлены формациями межгорных впадин: вулканогенной, молассоидной и частично угленосной. Они распространены в Джидинском районе и на большей части территории Западного Забайкалья, где повсеместно, но крайне неравномерно дислоцированы, а местами — на контактах с мезозойскими интрузиями или вблизи крупных разломов — заметно метаморфизованы.

Верхнемезозойские (нижнемеловые) континентальные, почти всегда угленосные отложения выполняют небольшие межгорные впадины. Эти образования, как правило, испытали нормальный диагенез. В прибортовых частях впадин они иногда пересечены кислыми и щелочными дайками, дислоцированы слабо и очень неравномерно.

Третичные отложения, так же как и мезозойские, залегают во впадинах на сложно дислоцированном древнем фундаменте и распространены преимущественно по юго-восточному побережью оз. Байкал.

Наконец, отложения четвертичного возраста приурочены в основном к поясу внутригорных кайнозойских впадин Прибайкалья, которые известны на юге Сибирской платформы и на Саяно-Байкальском нагорье; встречаются они также в Селенгинской Даурии и на Витимском плоскогорье.

Одной из важнейших особенностей геологического строения Западного Забайкалья является насыщенность этой территории магматическими породами. Обилие продуктов магматической и особенно вулканической деятельности, неоднократно возобновлявшейся в течение геологической истории этого региона и захватившей огромные области, наряду с большим количеством разломов различного заложения и ориентировки составляет важную, давно отмеченную В.А. Обручевым особенность геологического строения этой страны.

От архея до юры (возможно, до низов мела) неизвестно ни одной возрастной группы, в состав которой не входили бы вулканические комплексы. Уровень активности вулканизма резко падает только начиная с верхней юры. В раннем и позднем докембрии и отчасти в раннем палеозое вулканизм соответствовал спилито-кератофировому типу, в мезозое вулканическая деятельность протекала весьма своеобразно — очень активно, но и очень дифференцированно во времени, в условиях орогенного воздымания территории и формирования межгорных впадин. Характерна резко выраженная контрастность продуктов вулканизма — от базальтов до липаритов и кварцевых порфиров.

Беспорные морские условия на территории Западного Забайкалья датируются нижним палеозоем (Джидинская геосинклинальная зона). В течение почти всего фанерозоя эта страна оставалась сушей или, во

всяком случае, областью распространения континентальных водоемов. Максимальной выровненности она достигла, видимо, в палеогене, а в неогене была вовлечена в глобальный неотектонический процесс тектонической активизации (Павловский, 1948; Флоренсов, 1960; Белоусов, 1962, и др.).

В результате геологических исследований накопился обширный материал по геологии Забайкалья, сложились основные представления о его тектонике. Концепция "древнего теменн Ази", созданная Э. Зюссом по материалам И.Д. Черского в начале XX в., была поддержана В.А. Обручевым и другими геологами. Ее сущность сводилась к тому, что вся Байкальская область вместе с прилегающими к ней складчатыми сооружениями представляла собой докембрийское материковое ядро, по периферии которого последовательно нарастали складчатые сооружения и происходила "кристаллизация Евразии" (Черский, 1886, 1889; Обручев, 1914, 1929; De Launay, 1901). На материале Забайкалья В.А. Обручев показал, что история развития Восточной Сибири и Центральной Азии в мезозое и кайнозое не укладывается в классическую схему "геосинклиналь-платформа". Эти районы после палеозойской и даже более ранней стадии складчатости были подвергнуты энергичному размыву, а современный рельеф был создан неоднократно движениями по разломам, которые сопровождались осадконакоплением и вулканизмом. Такие горные сооружения В.А. Обручев относил к типу "возрожденных гор". Эти данные послужили ему основой для выделения впоследствии самостоятельного орогенного этапа, не связанного с развитием соседних складчатых областей во многих районах Центральной и Восточной Азии.

Близкие мысли высказывал Ю.М. Шейнманн (1937) на основании анализа данных о палеозойских и мезозойских складчатых сооружениях Синийского шита.

Несколько позже Г.Ф. Мирчинк (1940) на материале изучения Забайкалья выделил своеобразные глыбовые зоны, которые, как он полагал, возникли главным образом в конце палеозоя и начали играть ведущую роль в тихоокеанской "революционной фазы преобразования земного шара".

Главными особенностями этих глыбовых зон, по мнению этого исследователя, являлись вертикальные дифференцированные движения и излияния по трещинам мощных лав преимущественно базальтоидного состава.

Дальнейшее развитие этих идей нашло отражение в работах Е.В. Павловского (1948, 1951), который внес в геологию понятие аркогенеза (процесс длительного формирования крупных сводовых поднятий, разделенных прогибами).

Своеобразие мезозойского развития Забайкалья рассматривалось в трудах Н.А. Флоренсова (1947, 1948, 1954, 1960), И.В. Лучицкого (1950), М.С. Нагибиной (1960, 1963, 1969) и других. М.С. Нагибина, например, выделяла в Забайкалье области древнекаледонской, герцинской и мезозойской складчатости. Позже М.С. Нагибина пришла к выводу, что мезозойские прогибы Восточного Забайкалья, Приамурья и

Северного Китая не являются геосинклинальными, а представляют собой "наложенные прогибы и впадины восточноазиатской группы", возникновение которых было обусловлено процессами "ревивации" (омоложения) байкальских, каледонских и герцинских структур под влиянием тектонического воздействия развивающихся мезозойских геосинклиналей Тихоокеанского пояса.

Эти взгляды были подвергнуты критике Б.А. Петрушевским (1964), убедительно показавшим, что такое влияние вряд ли могло иметь место и что геологическое развитие западной и восточной частей Азиатского материка протекало вполне самостоятельно и независимо.

Ряд исследователей либо предлагали рассматривать Западное Забайкалье в виде подвижной мезозойской платформы с интенсивно протекающим впадинообразованием в ее пределах (Одинцов и др., 1957), либо выделяли здесь своеобразную вулканическую зону (Одинцов, 1961).

Вначале Ю.В. Комаров (1959), а затем Ю.В. Комаров и П.М. Хренов (1963, 1964), а также А.Д. Щеглов (1970) показали нетипичность байкальских структур как для платформ, так и для геосинклиналей и описали своеобразный магматизм, приуроченный к этой зоне. Позже вопросы, связанные со спецификой мезозойского орогенного внегеосинклинального магматизма Западного Забайкалья, были рассмотрены в монографии Ю.В. Комарова (1972), который установил, что в Западном Забайкалье эффузивный и интрузивный магматизм был связан с мезозойской орогенной активизацией. Эта активизация началась в Забайкалье с орогенного воздымания консолидированных областей, чем существенно отличалась от геосинклинального цикла, в котором все сводилось к глубокому прогибанию и накоплению осадков. Магматизм орогенной активизации был представлен иными формационными типами и имел обратную временную последовательность, нежели геосинклинальный этап.

В пределах Западного Забайкалья Ю.В. Комаров выделил два этапа в истории развития областей орогенной активизации, различающиеся не только характером и направленностью тектонических движений, но и специфическим вулканизмом, приуроченным к каждому из них.

На раннем этапе (конец поздней перми — ранняя юра) происходило орогенное воздымание территории Западного Забайкалья: вулканизм характеризовался контрастными ассоциациями (от липаритов до базальтов и трахибазальтов). Поздний этап (конец ранней юры — ранний мел) был отмечен формированием многочисленных наложенных впадин на фоне пологого коробления фундамента (сводов образования) и приуроченного к этим впадинам преимущественно трахибазальтового вулканизма.

Изучением мезозойского вулканизма Западного Забайкалья в разные годы занимались В.П. Арсентьев (1966), А.И. Киселев (1965), Л.А. Козубова (1973), И.Н. Тихомиров и др. (1974), В.М. Скобло (1969), В.А. Скрипкина (1966), Ю.М. Холод (1966), В.И. Турунхаев (1975), А.Я. Салтыковский (1967) и др.

Эти исследования показали, что позднепалеозойские—мезозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования Западного За-

байкаля формировались в типично континентальных условиях, характеризующихся сильно расчлененным рельефом, образование которого во многих случаях было связано с вулканитами. Вулканогенные отложения не только компенсировали прогибание многочисленных впадин, но и создавали отдельные горные хребты типа Хамбинского и Малого Хамар-Дабана в Забайкалье, Дэлгэр-Хана и Бурэн-Нуру в Северной Монголии.

Таким образом, мысль В.А. Обручева о существовании "возрожденных гор", которые обусловлены самостоятельным орогенным этапом развития Западного Забайкалья, нашла свое подтверждение в результате многочисленных работ по геологии этого региона.

Западное Забайкалье рассматривается как один из типичных примеров областей с эпиплатформенным орогенным режимом, существование которого не было связано с геосинклинальным развитием (Белоусов, 1975).

Основой тектонического районирования территории МНР служат представления А.Х. Иванова (1953, 1961) и В.М. Сеницына (1962), которые в дальнейшем получили развитие в результате исследований П.С. Матросова (1969) и В.А. Амантова (1965). Благодаря обобщающим работам Н.А. Маринова (1957, 1964), Р.А. Хасина (1972), Л.П. Зоненшайна (1972), Н.С. Зайцева (1974), М.С. Нагибиной (1975), А.А. Моссаковского (1975) и многих других тектонистов территория Монголии была разделена на складчатые зоны различного возраста: на севере — главным образом каледонские и герцинские, а на юге — ранне-мезозойские. В их формировании большая роль придается глубинным разломам. Большинство исследователей считают, что самыми молодыми геосинклинальными структурами в Монголии являются верхнепалеозойские (Зоненшайн, Хасин, 1973, и др.).

В обобщающей работе по тектонике МНР, опубликованной сотрудниками совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, показано, что территория Монголии, а также примыкающие к ней некоторые районы СССР и Китая в среднем палеозое состояли из двух принципиально различных тектонических блоков: северного и южного (Тектоника МНР, 1973). В пределах этих блоков и на фоне сложного мозаично-глыбового строения территории хорошо видно общее дугообразное (направленное выпуклостью к югу) размещение главных структурных зон Монголии (рис. 2). На севере выделяется Северо-Монгольская складчатая система (зона), которая связывает воедино структуры Восточного Саяна, Тувы и Западного Забайкалья. Здесь широко представлены протерозойские метаморфические толщи (Восточно-Саянский массив) и вендско-кембрийские геосинклинальные образования (Идэрская, Джидинская, Таряту-Селенгинская зоны). Главная складчатость здесь завершилась к концу кембрия — в раннекаледонскую эпоху.

Северо-Монгольская складчатая система с запада граничит с Монгольско-Алтайской складчатой областью, которая, как и Горный Алтай, образована нижнепалеозойскими песчано-сланцевыми толщами, дислоцированными в каледонскую эпоху.

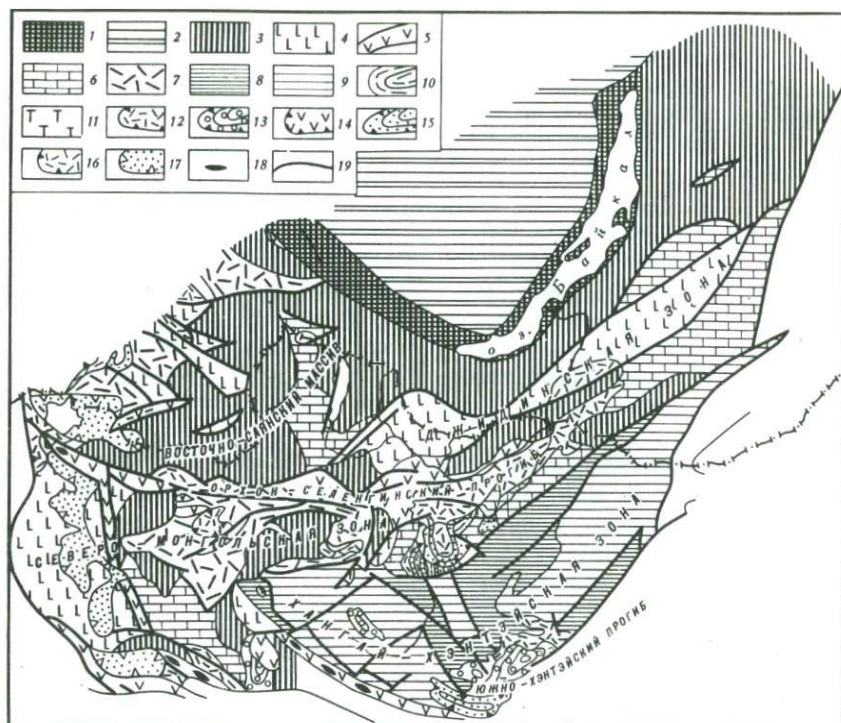


Рис. 2. Положение Орхон-Селенгинского прогиба среди основных структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (по Л.П. Зоненшайну, с сокращениями)

1 — краевые выступы фундамента Сибирской платформы; 2 — платформенный чехол; 3 — выступы довендского (байкальского) основания, переработанные палеозойскими движениями; вендо-кембрийские (раннекаледонские) геосинклинальные комплексы; 4 — эвгеосинклинальные, 5 — офиолитовых шовных зон, 6 — областей с карбонатным и карбонатно-терригенным осадконакоплением, 7 — зон сиалического вулканизма; 8 — раннепалеозойские (каледонские) комплексы геосинклинальных прогибов и др.; среднепалеозойские (герцинские) геосинклинальные комплексы; 9 — геосинклинальных прогибов и др., 10 — регенерированных прогибов, 11 — зон проявления сиалического вулканизма; 12 — эпикаледонские орогенные комплексы субсеквентных вулканитов, в том числе вулканических поясов; эпигерцинские орогенные комплексы; 13 — молассовые, 14 — субсеквентных вулканитов, в том числе вулканических поясов; раннемезозойские орогенные комплексы; 15 — молассовые, 16 — субсеквентных вулканитов, в том числе вулканических поясов; 17 — позднемезозойские-кайнозойские депрессии платформенного типа; 18 — гипербазиты; 19 — основные разломы

К юго-востоку от Северо-Монгольской складчатой системы располагается Хангай-Хэнтэйская складчатая область (зона), краевые и внутренние поднятия которой сложены преимущественно нижнепалеозойскими терригенными образованиями, сформировавшимися в результате каледонской складчатости. В прогибах Хангай-Хэнтэйской области складчатость являлась более поздней — герцинской (Зоненшайн, 1970).

Южнее протягивается Центрально-Монгольская складчатая система, доколь которой образован протерозойскими и вендо-кембрийскими

толщами, близкими по характеру отложений к раннекаледонским комплексам Северной Монголии. Для этой области характерно наличие верхнепалеозойских и раннемезозойских наложенных структур и специфического среднепалеозойского орогенного комплекса, по формационному составу отложений близкого к геосинклинальным образованиям.

Наконец, в южной части МНР выделяются Южно-Гобийская и Внутренне-Монгольская складчатые системы, первая из которых характеризуется верхнедокембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями, залегающими в ее ядре, а вторая — позднепалеозойским геосинклинальным комплексом и ассоциируемыми с ним гипербазитами.

Изучение вулканизма Северной Монголии имеет значительно более короткую историю, чем Западного Забайкалья. Первые сведения о наличии вулканогенных образований в Северной Монголии можно найти в трудах В.А. Обручева (1893, 1900), который посетил Северную Монголию в конце прошлого столетия.

Вулканогенные толщи, широко распространенные в бассейнах Еро-Гола и Орхона (Толстухин, 1920, и др.), рассматривались в качестве продолжения широкой полосы вулканических пород, протягивающихся из Западного Забайкалья, и по аналогии с последними им приписывался мезозойский возраст.

Обширные поля вулканических пород известны в Джидинской зоне, располагающейся к северу от долины р. Селенги. В этом районе позднепалеозойские—мезозойские вулканы выполняют Джидинский и Желтуринский прогибы, наложенные на позднерифейские—кембрийские геосинклинальные комплексы. В Джидинском районе наиболее изученной является северная ее краевая часть, расположенная в бассейне р. Эгийн-Гол. Эта зона разбита многочисленными разломами на ряд тектонических клиньев, параллельных Аргынгольскому разлому, глубинность заложения которого подчеркивается пространственной приуроченностью к нему пород офиолитовой формации (Благонравов, Зайцев, 1972).

Целенаправленное изучение позднепалеозойского—мезозойского вулканизма началось в связи с работами совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР в пределах западной и центральной частей Орхон-Селенгинского прогиба (В.А. Амантов, Л.П. Зоненшайн, В.В. Кепежинкас, И.В. Лучицкий, А.А. Моссаковский, О. Томуртоого, И.Б. Филиппова, Р.А. Хасин, Р.М. Яшина, А.Я. Салтыковский, Д. Оролмаа и др.).

В результате этих исследований были выделены пермские и триасовые вулканогенные образования, документированные многочисленными флористическими находками, показана четкая приуроченность вулканических пород к Орхон-Селенгинскому орогенному прогибу, который в одних случаях рассматривался в качестве наложенного на древнее основание вулканического пояса (Зоненшайн, 1972; Амантов, 1975, и др.), в других — в виде прогиба, унаследованного от Хангай-Хэнтэйской герцинской геосинклинали (Томуртоого, 1973; Моссаковский, 1975, и др.).

Большой материал, обобщающий данные о структурном развитии и формациях Забайкалья и Северной Монголии, был проанализирован

В.А. Амантовым (1975), который дал характеристику особенностей формационного состава в пределах трех складчатых зон: Селенгино-Яблоновой, Монголо-Забайкальской и Керулен-Аргунской.

В.А. Амантов считает, что своеобразие тектонических структур и магматизм этого обширного региона обусловлены явлениями тектонической активизации, охватившей в мезозое обширные пространства Восточной Азии.

Сравнительный анализ орогенных структур и приуроченных к ним вулканических ассоциаций различного петрохимического состава показал существующую между ними связь (Моссаковский, 1975).

Для Центральной Монголии установлена определенная тенденция в изменении состава и возраста верхнепалеозойских орогенных вулканических серий, заключающаяся в том, что в направлении с юга на север от границы с позднепалеозойской эвгеосинклинальной зоной Внутренней Монголии в глубь континентального блока Центральной и Северной Монголии возраст вулканитов омолаживается и одновременно в них возрастает содержание щелочей (особенно калия) и глинозема.

Изучению вещественного состава и стратиграфии позднепалеозойских и частично нижнемезозойских вулканитов в пределах Орхон-Селенгинского прогиба были посвящены в последнее время работы В.В. Кеpezинскас и И.В. Лучицкого (1973; Кеpezинскас, 1974), в которых верхнепалеозойские вулканиты рассматриваются как продукты двух континентальных вулканогенных формаций — базальт-трахибазальтовой и трахилипаритовой игнимбритовой. Отмечаются общий субщелочной характер всей ассоциации, наличие трахибазальтов, калиевых щелочных базальтов, трахидацитов и трахилипаритов с общей калиевой специализацией родоначальных магм.

В заключение отметим, что Западное Забайкалье и продолжающиеся к юго-западу от него структуры Северной Монголии следует рассматривать в качестве орогенных структур, возникновение и развитие которых происходило в позднепалеозойское и мезозойское время на фоне резко дифференцированных движений земной коры, в условиях интенсивного горообразования. Орогенный режим (по В.В. Белоусову) характеризовался мощными проявлениями континентального субщелочного и щелочного вулканизма, который наряду с молассовыми отложениями составлял одну из главных особенностей позднепалеозойского—мезозойского тектонического этапа развития этого региона.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Позднепалеозойские – раннемезозойские вулканогенные образования Северной Монголии приурочены главным образом к прогибам и впадинам, являющимся продолжением системы депрессий, хорошо изученной на территории Забайкалья.

На севере полоса вулканогенных пород протягивается из Западного Забайкалья почти от южной окраины Витимского плоскогорья и продолжается вдоль рек Уды, Селенги и Джиды. Она широко представлена в Северной Монголии в пределах Желтуринского прогиба (р. Адзрагын-Гол).

Вторая полоса вулканогенных пород, также приуроченная к депрессиям, распространена в междуречьях Чикоя и Хилка в Забайкалье, Иро, Орхона и Селенги в Северной Монголии, где практически все вулканогенные породы связаны с Орхон-Селенгинским прогибом. Этот прогиб отделяет герцинские и более молодые (мезозойские) складчатые структуры юго-восточных районов Центральной Монголии от древних – раннекаледонских – складчатых структур, расположенных на северо-западе. Существенно то, что территория Орхон-Селенгинского прогиба на границе палеозоя и мезозоя являлась областью максимального прогибания, что в ряде случаев подтверждается наличием пермских, вулканогенно-осадочных образований большой мощности.

Вулканизм Северной Монголии отличался определенной спецификой, которая хорошо видна при изучении всей полосы вулканогенных образований.

Ниже рассмотрен ряд районов наиболее широкого развития позднепалеозойских – мезозойских вулканических серий в следующей последовательности: центральные и западные участки Орхон-Селенгинского прогиба, затем северо-восточная часть прогиба (междуречье Еро-Гол – Иро – Чикой), а также Джидинский и Желтуринский прогибы.

ПЕРМСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПРОГИБА

Наиболее изученной поздне-палеозойской орогенной структурой Северной Монголии является Орхон-Селенгинский прогиб, расположенный в междуречье Орхона и Селенги, вдоль северного обрамления Хангай-Хэнтэйской герцинской складчатой области (рис. 3).

Прогиб вытянут в северо-восточном направлении и по простиранию сменяется многочисленными наложенными впадинами, широко распространенными в пределах Забайкалья (Лучицкий, 1940, 1941). Протяженность прогиба около 200 км, а максимальная ширина на западе достигает 30-40 км. В его строении участвуют нижне-среднекаменноугольные терригенные, а также пермские и нижнетриасовые вулканогенно-осадочные образования. Отложения среднего-верхнего триаса и юры выполняют небольшие самостоятельные впадины: Орхонскую, Бугутскую, Ихэ-Ульскую и другие, которые наложены на более древнее позднепалеозойское основание (Моссаковский, 1972; Томуртоого, 1973). Современные представления об особенностях структурного развития, истории форми-

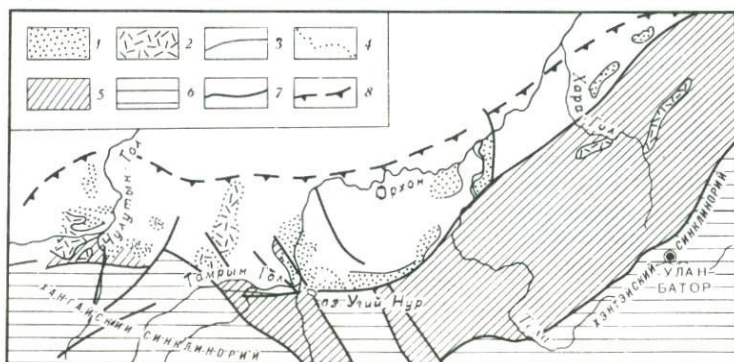


Рис. 3. Современные границы Орхон-Селенгинского прогиба (по Л.П. Зоненшайну, 1972).

1 — выходы на поверхность нижнего — среднего карбона; 2 — то же, вулканогенного и вулканогенно-обломочного девона; 3 — подошва толщ; 4 — контур перекрывающих отложений или рвущих интрузий; 5 — выходы сланцевых толщ краевых поднятий Хангай-Хэнтэйской системы; 6 — средне-верхнепалеозойские отложения, выполняющие синклинии Хангай-Хэнтэйской системы; 7 — основные разломы; 8 — примерное положение северной границы Орхон-Селенгинского прогиба

рования и стратиграфии вулканогенно-осадочных образований в пределах Орхон-Селенгинского прогиба основываются на исследованиях Ф.К. Шипулина (1947), А.Х. Иванова (1953), Ю.Я. Петровича (1963), Н.А. Маринова (1957, 1964), В.А. Амантова (1969 а, б, 1975), Л.П. Зоненшайна (1972), В.В. Кебезинская (1974), авторов настоящей работы, но особенно А.А. Моссаковского (1975) и О. Томуртоого (1973).

Орхон-Селенгинский прогиб сформировался на раннекаледонском складчатом основании, по отношению к которому он выполняет роль второго структурного яруса. Слагающие прогиб вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования карбона и перми повсеместно отделены от нижележащих раннекаледонских складчатых комплексов резким угловым несогласием (Моссаковский, 1973; Томуртоого, 1973) (рис. 4).

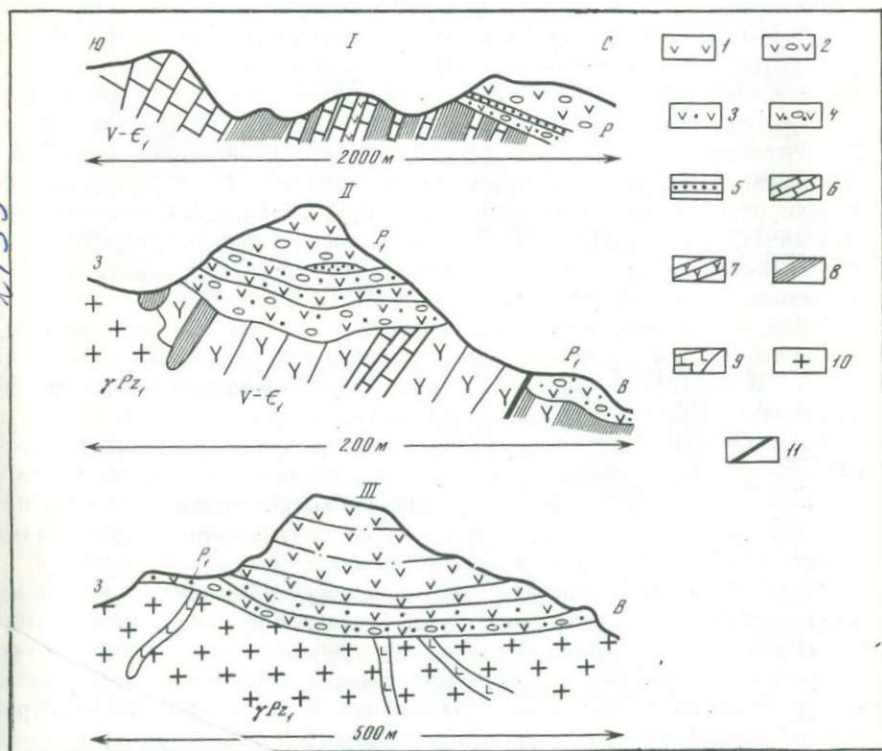


Рис. 4. Соотношение хануйской серии с раннекаледонским складчатым основанием Орхон-Селенгинского прогиба (по О. Томуртоого, 1973)

I — к северу от сомона Ихэ-Ула, на левобережье р. Селенги; II — к северо-востоку от сомона Ихэ-Ула, на левобережье р. Орхон. Хануйская серия: 1 — андезитовые лавы; 2 — андезитовые мераты андезитов; 3 — туфы андезитов; 4 — туфокоңгломераты андезитов; 5 — туфо-песчаники и песчаники. Раннекаледонское складчатое основание: 6 — известняк; 7 — зеленокаменно-измененные эффузивы; 8 — зеленые сланцы; 9 — диориты микро-диоритов; 10 — раннепалеозойские гранитоиды; 11 — разлом



Орхон-Селенгинский прогиб с запада обрамлен каледонскими структурами Северо-Монгольской складчатой системы, а с юго-востока — герцинскими структурами Хангай-Хэнтэйской геосинклинальной области.

Огромную роль в строении прогиба играют разломы: с севера и северо-запада относящиеся к системе Селенгинского, а с юга и юго-востока — Баянгольского глубинных разломов. Наблюдается густая сеть поперечных, оперяющих разломов, которые обуславливают его ступенчатое глыбовое строение.

В пределах рассматриваемой структуры выделяются многочисленные горст-антиклинали и грабен-синклинали, которые в значительной степени усложняют расшифровку его геологической истории.

Прогиб можно разделить на четыре ступенчато построенные глыбовые зоны, в пределах которых осадочно-вулканогенные образования слагают пологие грабен-синклинали, брахисинклинали, моноклинали и брахи-антиклинали (Томуртоого, 1973).

Наложенные впадины, формирование которых началось, по-видимому, со второй половины среднего триаса, согласно вписываются в общую складчато-глыбовую структуру Орхон-Селенгинского прогиба и генетически близки к аналогичным структурам Западного Забайкалья.

Вулканогенно-терригенные отложения разделены на два комплекса, различающихся по составу слагающих их пород: нижний — каменноугольный, представленный терригенными породами (конгломераты, песчаники, алевролиты), и верхний — пермский, преимущественно вулканогенный (Моссаковский, 1975). Нижний комплекс распространен в основном в южной части прогиба, а верхний — на севере, где он известен под названием хануйской серии (Моссаковский, Томуртоого, 1972).

Ниже рассматривается только верхний — вулканогенный комплекс, в составе которого описаны четыре согласно пластующиеся толщи (снизу): 1) основных и средних эффузивов; 2) кислых эффузивов; 3) осадочно-вулканогенная и 4) основных эффузивов.

Фациальная невыдержанность пород по латерали, характерная для вулканогенных образований, привела к тому, что если в северных и центральных частях Орхон-Селенгинского прогиба указанные выше соотношения хорошо выдерживаются, то в западных и восточных его окраинах из разреза обычно выпадает та или иная толща.

Толща основных и средних эффузивов состоит преимущественно из лав трахибазальтов, трахиандезитов, реже андезитов-базальтов и базальтов. Вулканогенно-обломочные образования представлены вулканическими брекчиями, грубыми литокластическими туфами и лавовыми конгломератами. Состав обломков соответствует трихиандезитам и трахибазальтам. Лавовые и туфовые конгломераты развиты преимущественно в основании толщи. Обломками в них являются подстилающие более древние породы — гнейсы, граниты, кварциты, известняки. Мощность толщи от 400 до 1000 м.

Выше залегает толща липаритов и трахилипаритов, чередующихся с довольно значительными по мощности пачками игнимбритов и липаритовых пепловых туфов. Лавы и пирокласты андезитов и дацитов встречаются в подчиненном количестве. Мощность этой толщи 500 — 3000 м.

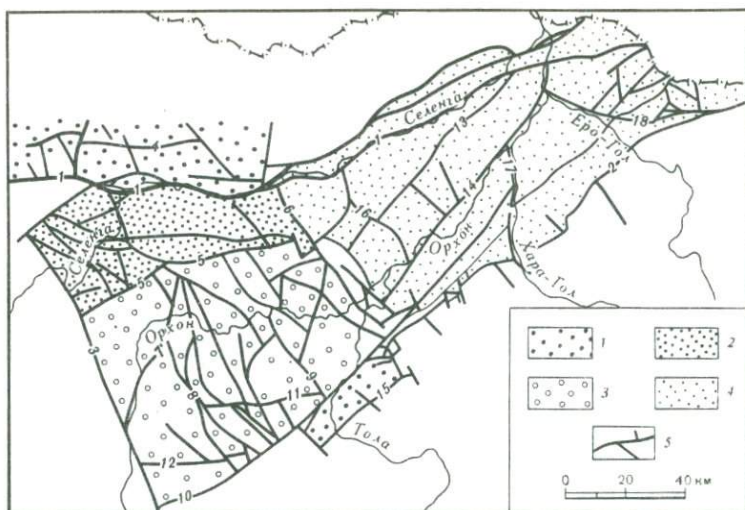


Рис. 5. Схема глыбовых зон и основных разломов Орхон-Селенгинского прогиба (по О. Томуртоого, 1972).

Глыбовые зоны: 1 – северная, 2 – центральная, 3 – южная, 4 – восточная; 5 – разломы (цифры на карте): 1 – Селенгинский, 2 – Баянгольский, 3 – Орхонский, 4 – Терялингинский, 5 – Бугутский, 6 – Бухайнгольский, 7 – Улдзитинский, 8 – Могодский, 9 – Тахилантугольский, 10 – Харабухайнгольский, 11 – Бурагхангайский, 12 – Угийнурский, 13 – Амархидский, 14 – Орхон-Тольский, 15 – Цзамарский, 16 – Хангалский, 17 – Харинский, 18 – Ерогольский

Осадочно-вулканогенная толща состоит из темных туфов базальтов (грубые литокластические и пепловые), туфовых песчаников и алевролитов, переслаивающихся с "туффитами" (тонкополосчатые, пелитовые, кремнистые породы), а также многочисленных покровов и субвулканических тел миндалекаменных базальтов, долеритов и габбро-диабазов. Много туфовых брекчий и туфовых конгломератов базальтоидного и андезитоидного состава. Мощность и фациальный состав пород, слагающих эту толщу в пределах Орхон-Селенгинского прогиба, изменяются по laterали, и именно здесь известна большая часть находок флоры.

Одним из авторов совместно с В.В. Кележинским в бассейне р. Хучжирьин-Гол, а А.А. Моссаковским в бассейне р. Усун-Сарьин-Гол в этой толще обнаружен верхнепермский флористический комплекс (определения М.В. Дуранте).

Разрез венчает толща базальтоидов. Это преимущественно пироксен-плагиоклазовые базальты и трахибазальты, часто миндалекаменные. Встречаются мелкообломочные туфы и туфовые брекчий того же состава. Дацинты, трахиандезиты и андезито-базальты находятся в подчиненном количестве. Мощность толщи 1500-3900 м.

Палеогеографические реконструкции Орхон-Селенгинского прогиба, выполненные О. Томуртоого (1973) и А.А. Моссаковским (1975), показывают, что в раннекаменноугольное время прогиб был, по-видимому,

связан с Хангай-Хэнтэйской среднепалеозойской геосинклиналью, которая располагалась к юго-востоку от него. Такое предположение подтверждается идентичностью формационного состава осадков в юго-западной части прогиба и пород терригенной формации, распространенной в пределах Хангайского синклинория (Филиппова, 1969). Установлено, что с юго-запада на север и северо-восток геосинклинальная терригенная формация постепенно уступает место типичной нижнемолассовой формации. Основные структурные особенности Орхон-Селенгинского прогиба были детально рассмотрены О. Томуртоого (1973) и А.А. Моссаковским (1975). Но для того, чтобы яснее представить те условия, при которых происходил мощный позднепалеозойский – мезозойский вулканизм в пределах этой структуры, следует, очевидно, очень кратко о них напомнить.

Несмотря на то, что формирование прогиба началось еще в раннем карбоне, особенности его современной структуры заложились только в послесреднеюрское время. Именно тогда его складчатый рифейско-нижекембрийский фундамент был разбит разломами с образованием большого числа разновеликих блоков и глыб (рис. 5), которые, по мнению А.А. Моссаковского, испытывали преимущественно вертикальные перемещения. Следствием этого явилась ступенчато-глыбовая структура фундамента прогиба.

Ступенчато-глыбовые перемещения блоков фундамента привели к тому, что здесь возникали постседиментационные согласные дислокации, смявшие каменноугольные, пермские, средне-верхнетриасовые и нижеюрские образования в приразломные складки. В это же время образовывались грабены, асимметричные грабен-синклинали и односторонние горсты, которые создают общий ступенчато-глыбовый стиль структуры Орхон-Селенгинского прогиба.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ

Особый интерес с точки зрения исследования особенностей вулканизма представляет раннепермский этап, когда одновременно с интенсивным прогибанием ложа Орхон-Селенгинского прогиба происходил мощный континентальный вулканизм, охвативший преимущественно центральные и северные его участки. Начавшись в пределах прогиба, вулканическая деятельность распространялась к западу и востоку от него, продолжалась на территории Западного Забайкалья.

Вулканические образования размещены в пределах Орхон-Селенгинского прогиба **неравномерно**. Основные поля пермских вулканитов приурочены к северной, западной и юго-западной частям прогиба. К восточным и западным его краям мощности и фациальный состав вулканогенно-осадочных образований резко изменяются (Томуртоого, 1973; Моссаковский, 1975). Наиболее полные разрезы пермской вулканогенной толщи в западной части были составлены В.В. Кеpezинскas и И.В. Лучицким (1973; Кеpezинскas, (1974) по р. Хануй-Гол (левый приток р. Селенги), а также А.Я. Салтыковским и В.В. Кеpezинскas в бассейне р. Хучжийрин-Гол (левый приток р. Селенги).

В пермских разрезах вулканогенные образования играют преобладающую роль, но в некоторых случаях большую по объему часть составляют туфогенно-осадочные и терригенные отложения (например по долине р. Орхон).

Ниже приведена характеристика разрезов, составленных нами на некоторых участках Орхон-Селенгинского прогиба.

В западной части прогиба по р. Хануй-Гол пермская вулканогенная ассоциация состоит из трех частей. Нижняя, трахилипаритовая, представлена трахитовыми и щелочноземельными типами кислых лав и туфов от андезито-дацитов и трахитовых андезито-дацитов до липаритов и трахилипаритов. Разнообразны по составу и вулканогенно-обломочные породы. Мощность этой части разреза составляет примерно 3000 м (Кеппежинская, Луицкий, 1973; Кеппежинская, 1974). Средняя часть состоит из туфогенно-осадочных пород, которые образуют слоистую стратифицированную толщу мощностью около 2000 м, хотя последняя часто варьирует. И, наконец, верхняя часть разреза пермской ассоциации представлена разнообразным набором вулканогенных пород, но с преобладанием трахизальтов.

Как отмечают упомянутые выше авторы, однородный базальтовый состав является характерной особенностью верхов пермской вулканогенной ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба. Эта закономерность подтверждается для центральных фрагментов прогиба, где один из авторов совместно с В.В. Кеппежинской в районе р. Хучжирыйн-Гол наблюдал преимущественно базальтоидные серии, среди которых в подчиненном количестве присутствовали и более кислые дифференциаты (до дацитов и андезито-дацитов включительно).

Общая мощность разреза достигает 9000 м.

Таким образом, пермская вулканогенная ассоциация в западной части Орхон-Селенгинского прогиба характеризуется сочетанием контрастных серий: с одной стороны, трахилипаритовых, с другой — базальтовых и трахизальтовых.

Восточнее разреза, описанного выше, была детально изучена вулканогенная толща, сложенная преимущественно андезитами, андезито-дацитами и вулканогенно-обломочными породами андезитового состава. Эта толща располагается в междуречье Ихэ-Тулбури-Гол — Унитыйн-Гол (правые притоки р. Селенги) (рис. 6).

Разрез начинается к северо-западу от аймачного центра Булган, в 85 км от него по тракту Мурэн — Булган, вблизи четвертичного шлакового конуса Того-Ула. Описываемый участок представляет собой небольшую впадину (с углами падения горизонтов вулканогенно-осадочных пород 25 — 70° к центральным частям впадины), основание которой сложено терригенными слоистыми и вулканогенными породами пермского возраста. Восточнее этого района в вулканогенно-осадочных образованиях, широкой полосой протягивающихся по левому берегу р. Хараин-Гол (приток, р. Селенги), А.А. Моссаковским была обнаружена пермская флора.

В нижней части разреза располагается горизонт крупногалечных конгломератов, сцементированных мелкозернистыми темно-зелеными и серо-

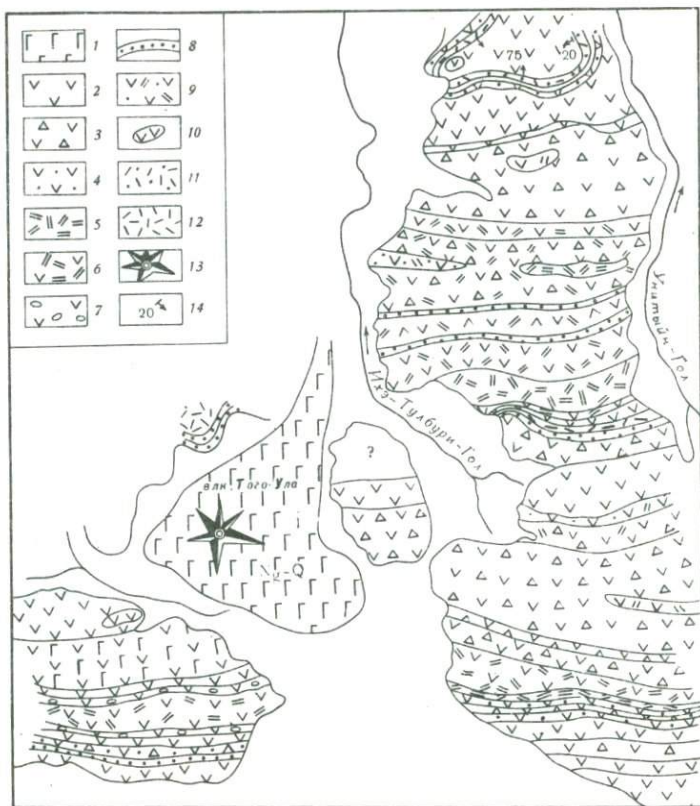


Рис. 6. Схематическая геологическая карта междуречья Ихэ-Тулбури-Гол и Унитийн-Гол (составил А.Я. Салтыковский, 1969)

1 — базальты; 2 — андезиты; 3 — лавовые брекчии андезитов; 4 — туфы андезитов; 5 — дациты и липарито-дациты; 6 — андезито-дациты; 7 — лавовые конгломераты андезитов и андезитовых порфиров; 8 — туфовые песчаники; 9 — туфы андезито-дацитов; 10 — рвушице субвулканические тела андезитов; 11 — туфы липаритовых порфиров; 12 — липариты; 13 — шлаковый конус неоген-четвертичного возраста; 14 — элементы залегания вулканогенных пород

ватными песчаниками. По внешнему облику галька конгломератов очень близка по составу к вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам пермского возраста, известным в других разрезах.

В южной части описываемый разрез сложен преимущественно андезитами, андезито-дацитами и вулканогенно-обломочными породами андезитового состава и образует хорошо выдержанную моноклиаль с общим широтным и субширотным простиранием пород и падением их на север. В основании разреза углы падения слоев пологие, но затем они возрастают и в северной части местами достигают $50-60^{\circ}$. Разрез вулканогенной толщи начинается к юго-западу от шлакового конуса Того-Ула, в 3 км от него.

1. Конгломераты среднегалечные, серые, бурые, розоватые; галька различных вулканогенных пород. Пачки грубозернистых вулканомитовых песчаников, слоистых, серых, содержащих 10-сантиметровые прослои зеленых и темно-серых, местами до черных алевролитов (угол падения 40-50°, азимут падения 180°)	40
2. Туфогравелиты и туфопесчаники андезитового состава	10-15
3. Лавы андезитов и дацитов светло- и темно-серые, с мелкими фенокристаллами плагиоклаза и амфибола. В дацитах иногда появляются вкрапленники кварца	50
4. Андезитовые порфиры, разнообразные по внешнему облику. Чередование пелитизированных бурых эффузивов с темными, почти черными. В большинстве случаев породы обладают порфировой структурой и содержат крупные (до 0,5 см) вкрапленники плагиоклаза, пироксена и амфибола. Однако встречаются афировые разности и миндалекаменные лавы. Количество вкрапленников варьирует.	100
5. Лавобрекчии андезитовых порфиритов, местами глыбовые. Обломки и цементирующая масса сложены андезитовыми порфиритами имеющими сходные структурно-текстурные признаки. Количество скрепляющего обломки эффузивного материала местами значительно сокращается. На отдельных участках отмечена сильная гематизация	300
6. Измененная лавобрекчия андезитовых порфиритов.	50
7. Андезитовые порфириты с бурой основной массой, на фоне которой выделяются вкрапленники роговой обманки, пироксена и плагиоклаза. Нередко отмечается миндалекаменная текстура	250
Общая мощность нижней части разреза около 800 м.	
8. Липарито-дацитовые и липаритовые кристаллические, средние и тонкообломочные туфы, темно- и светло-серые. На фоне плотной массы выделяются таблитчатые кристаллы плагиоклаза и более редкие осколки кварца	100
9. Дацитовые порфириты, светлые и сероватые. Характеризуются афировым сложением и однообразием на протяжении всей пачки	50
10. Липаритовые порфиры, кремневидные, с массивной текстурой, лишённые вкрапленников. В них отмечены прослои туфопесчаников мощностью до 2 м.	100
11. Туфы липаритовые, литокристаллокластические, отличающиеся от подстилающих пород обилием обломков кислых афировых лав, наряду с осколками отдельных минералов	200
12. Липариты светлые, флюидальные, с четко выраженной параллельностью полос. На плоскостях флюидальности видны редкие гексагональные фенокристаллы биотита размером до 2 мм. Внутри лавового потока флюидальность изменяется от полого падающей параллельно подошве до вертикальной с различными простираениями. Кровля потока (3-4 м) осветлена, с хорошо различимым биотитом	150
13. Туфы дацитовые, темноокрашенные, местами с тонкими прожилками гематита	50
14. Липарито-дацитовые порфиры, светлые, местами темно-серые, с редкими вкрапленниками плагиоклаза и кварца	50

Таким образом, в самых верхних частях разреза происходит постепенная смена состава вулканогенных пород: вместо андезитов, которые преобладают в нижних его частях, появляются дациты и липариты, доминирующие в верхних частях разреза. Характерно наличие довольно

мощных горизонтов андезитовых и дацитовых лавобрекчий и андезитовых туфов. Мощность верхней части разреза около 700 м.

Следовательно, для этого региона четко выделяются две вулканические толщи: нижняя, преимущественно андезитовая, и верхняя, представленная главным образом дацитами и в меньшей степени липаритами. Общая мощность разреза составляет здесь около 1500 м.

Фациальный набор вулканитов и их локализация позволяют предполагать, что интенсивные, но спокойные излияния лав андезитов и андезитодацитов были приурочены к субмеридиональному разлому, протягивающемуся вдоль долины р. Ихэ-Тулбури-Гол. Позже характер вулканизма изменился и преобладающее развитие получила взрывная деятельность, о чем свидетельствуют мощные толщи пирокластического материала андезитового и андезит-дацитового состава.

В кайнозое этот разлом вновь активизировался и способствовал излиянию на поверхность значительных объемов оливин-базальтовой магмы, что подтверждается многочисленными шлаковыми конусами и покровами базальтов, занимающих большую площадь в этом районе.

Восточнее, в бассейне р. Хучжирыйн-Гол, примерно в 80 км северо-восточнее аймачного центра Булган пермская вулканогенно-осадочная толща имеет также трехчленное строение (рис. 7, см. вклейку). Здесь слагающие ее вулканогенно-осадочные толщи образуют моноклираль с падением на юг. Липариты и липарито-дациты отмечены только в северной части разреза по обоим берегам р. Селенги. В устье р. Хучжирыйн-Гол кислые вулканиты выходят узкой полосой, а южнее разрез надстраивается вулканогенно-осадочной толщей ("туффитовая свита"), которая в районе пос. Бугут сменяется базальтами и трахибазальтами. Еще далее к югу последние перекрываются трахиандезитовой толщей триасовой ассоциации. Контакт между ними наблюдался в районе развалин Юмыйн, где хорошо видно, как лавовые конгломераты и брекчии трахиандезитов налегают на базальты нижней (верхнепермской) вулканогенной толщи (рис. 8).

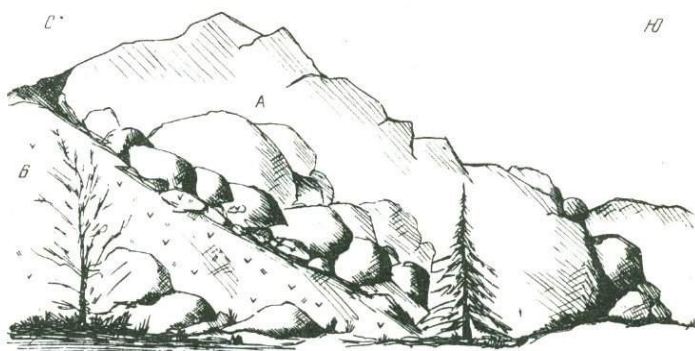


Рис. 8. Налегание триасовой вулканогенной толщи (А) на базальтовую верхнепермскую толщу (Б) близ развалин Юмыйн

Рис. 7. Схема геологического строения пермо-триасового вулканического массива в бассейне р. Хучжирин-Гол (составили В.В. Кебезинская, В.В. Волков, А.Я. Салтыковский, З. Дашдаваа, 1969)

1 — базальтовые лавы (а), туфы (б), туфобрекчи (в) и лавобрекчи (г); 2 — трахибазальты (калевые базальты); 3 — трахибазальтовые лавовые брекчи; 4 — андезито-базальтовые лавы (а) и туфы (б); 5 — андезитовые лавы (а) и туфы (б), андезитовые туфовые брекчи (в); 6 — трахиандезитовые лавы; 7 — андезито-дацитовые лавы (а), туфы (б), лавовые брекчи (в) и туфовые брекчи (г); 8 — дацитовые лавы (а), туфы (б), игнимбриты (в) и туфовые брекчи (г); 9 — трахидациты; 10 — липаритовые лавы (а) и туфы (б); 11 — аргиллиты с прослоем песчаника; 12 — конгломераты и брекчи; 13 — гравелиты и конгломераты; 14 — местонахождение флоры; 15 — граниты; 16 — рвущие контакты; 17 — согласные геологические границы; 18 — элементы залегания; 19 — зона ороговивания

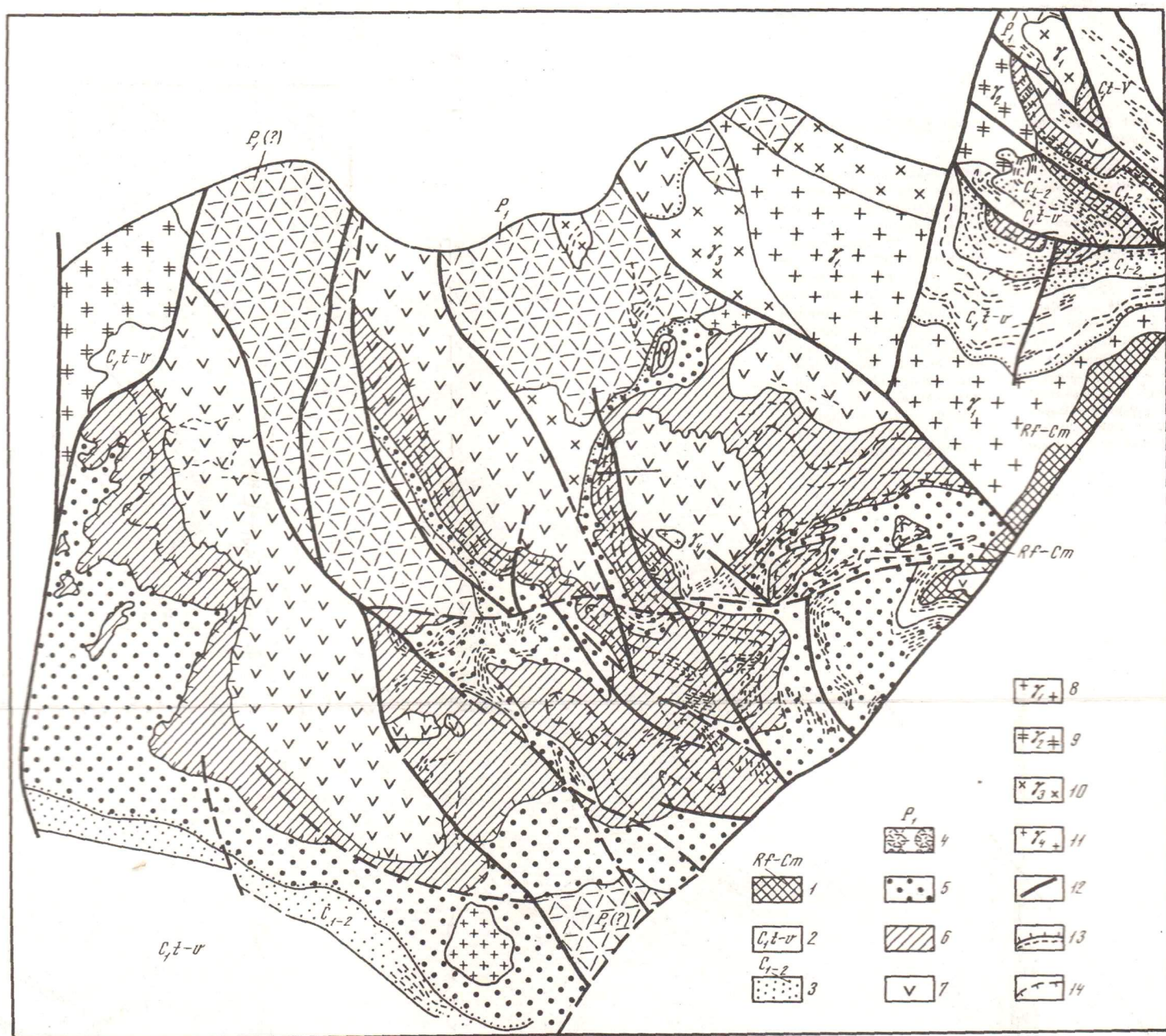
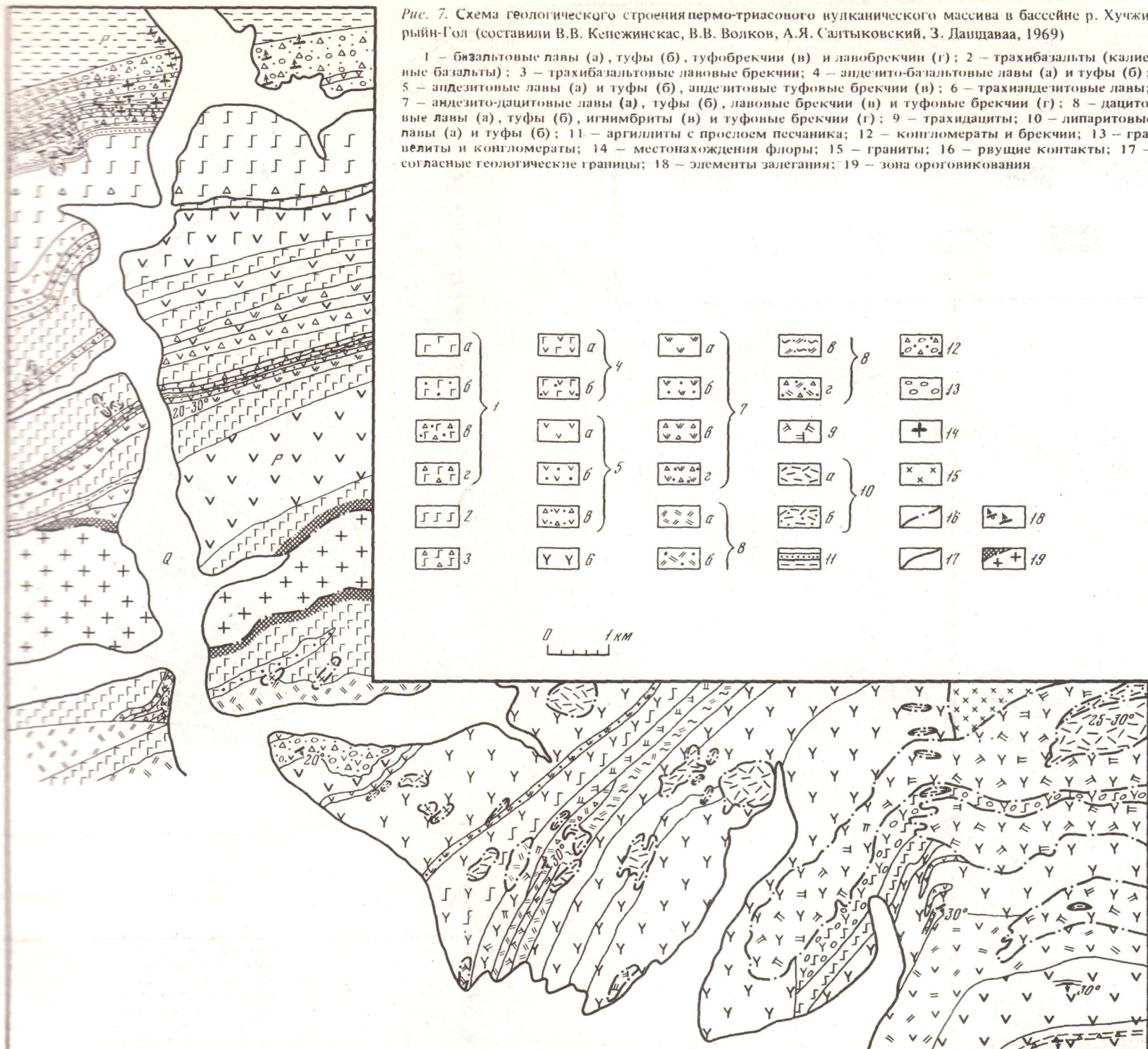


Рис. 10. Структурно-геологическая карта междуречья Орхонской впадины (по А.А. Моссаковскому и др., 1973)

1 — рифей — нижний кембрий: метаморфизованные песчаники, сланцы, мраморы; 2 — нижний карбон, турнейский и визейский ярусы: серые кремнистые алевролиты, песчаники, конгломераты; 3 — нижний карбон, намюрский ярус — средний карбон, башкирский ярус: зелено-серые и бурые "мусорные" песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты; 4 — нижняя пермь: лиловые и розовые фельзиты, липаритовые порфиры, плагиопорфиры, андезитовые порфиры, туфы и вулканические брекчи; 5, 6 — средний — верхний триас,

абзгская свита: 5 — нижние конгломератная и песчанико-алевролитовая подсвиты, 6 — средняя конгломератная и верхняя песчанико-алевролитовая подсвиты; 7 — верхний триас (?), могодская свита: андезито-базальты, трахиандезиты, трахибазальты, туфы и вулканические брекчи; 8 — донижнекаменноугольные розовые порфиридные граниты, гранодиориты, диориты; 9 — средне-верхнекаменноугольные (?) граниты и гранодиориты; 10 — пермские серые и розовые средне- и крупнозернистые биотитовые граниты; 11 — юрские красные граносиениты и сиениты; 12 — разломы; 13 — границы серий и свит; 14 — маркирующие горизонты



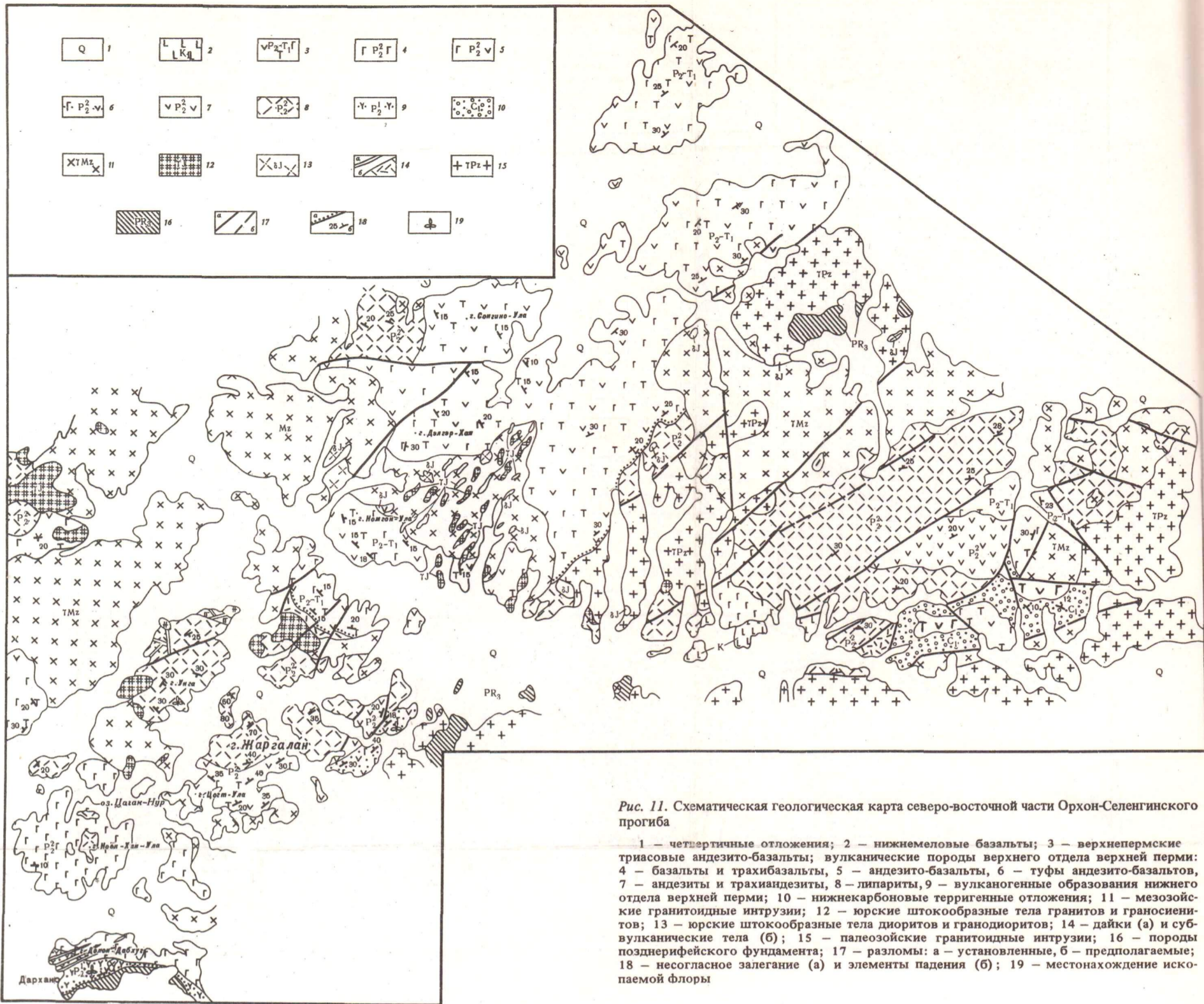
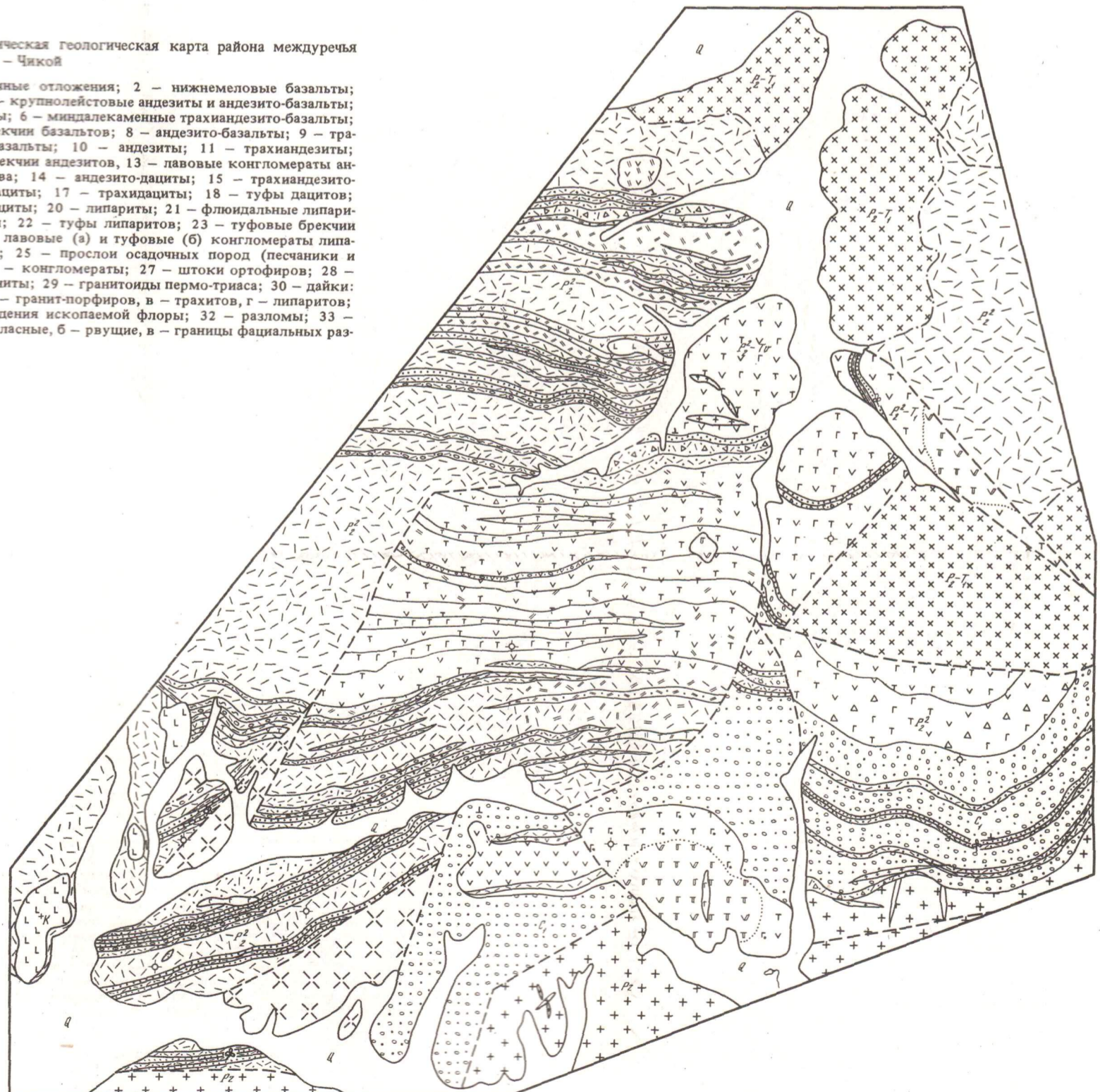


Рис. 11. Схематическая геологическая карта северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба

1 — четвертичные отложения; 2 — нижнемеловые базальты; 3 — верхнепермские триасовые андезито-базальты; вулканические породы верхнего отдела верхней перми: 4 — базальты и трахибазальты, 5 — андезито-базальты, 6 — туфы андезито-базальтов, 7 — андезиты и трахиандезиты, 8 — липариты, 9 — вулканогенные образования нижнего отдела верхней перми; 10 — нижнекарбоновые терригенные отложения; 11 — мезозойские гранитоидные интрузии; 12 — юрские штокообразные тела гранитов и граносиенитов; 13 — юрские штокообразные тела диоритов и гранодиоритов; 14 — дайки (а) и субвулканические тела (б); 15 — палеозойские гранитоидные интрузии; 16 — породы позднерифейского фундамента; 17 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 18 — несогласное залегание (а) и элементы падения (б); 19 — местонахождение ископаемой флоры

Рис. 13. Схематическая геологическая карта района междуречья Хабцагайн-Булак — Чикой

1 — четвертичные отложения; 2 — нижнемеловые базальты; 3 — базальты; 4 — крупнолейстовые андезиты и андезито-базальты; 5 — трахибазальты; 6 — миндалекаменные трахиандезито-базальты; 7 — туфовые брекчии базальтов; 8 — андезито-базальты; 9 — трахиандезитовые базальты; 10 — андезиты; 11 — трахиандезиты; 12 — лавовые брекчии андезитов, 13 — лавовые конгломераты андезитового состава; 14 — андезито-дациты; 15 — трахиандезито-дациты; 16 — дациты; 17 — трахидациты; 18 — туфы дацитов; 19 — липарито-дациты; 20 — липариты; 21 — флюидальные липариты и игнимбриты; 22 — туфы липаритов; 23 — туфовые брекчии липаритов; 24 — лавовые (а) и туфовые (б) конгломераты липаритового состава; 25 — прослой осадочных пород (песчаники и алевролиты); 26 — конгломераты; 27 — штоки ортофиоров; 28 — палеозойские граниты; 29 — гранитоиды пермо-триаса; 30 — дайки: а — долеритов, б — гранит-порфиров, в — трахитов, г — липаритов; 31 — местонахождения ископаемой флоры; 32 — разломы; 33 — контакты: а — согласные, б — рвущие, в — границы фациальных разновидностей



Q 1 L L L L 2 Γ 3 V P2 T1 Γ 4 Γ T 5 V T Γ 6 Γ A 7 V T Γ 8 V T Γ 9 V T 10 V T 11 A V 12 V P 13 V H 14 T H V 15 P A 16 V T 17 P A 18 V T 19 V T 20 V T 21 V T 22 V T 23 V T 24 V T 25 V T 26 V T 27 V T 28 V T 29 V T 30 V T 31 V T 32 V T 33 V T

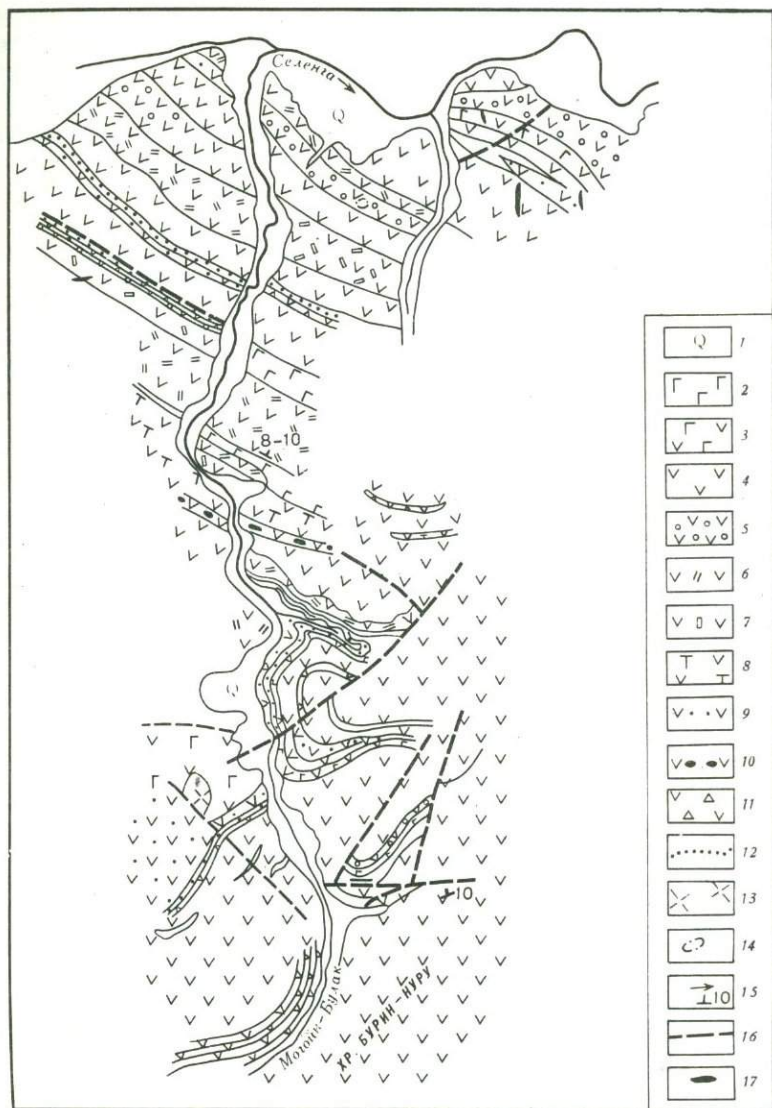


Рис. 9. Схематическая геологическая карта района р. Могойн-Булак (составил А.Я.Салтыковский, при участии Д. Оролмаа и З. Дашдаваа, 1970)

1 — четвертичные отложения; 2 — базальтовые лавы; 3 — андезито-базальтовые лавы; 4 — андезитовые лавы; 5 — миндалекаменные андезиты; 6 — андезито-дациты; 7 — крупнолейстовые андезиты; 8 — трахиандезиты; 9 — андезитовые туфы; 10 — лавовые туфовые конгломераты; 11 — лавовые брекчии андезитов; 12 — туффиты и туфовые песчаники; 13 — сиениты; 14 — интрузивные контакты; 15 — элементы залегания; 16 — разломы предполагаемые; 17 — дайки микросиенитов и микродиоритов

Верхнепермская вулканогенно-осадочная толща по р. Хучжирыйн-Гол характеризуется значительно большим объемом терригенных пород по сравнению ее с хануйгольским разрезом. Здесь картируются многочисленные горизонты конгломератов, алевролитов, песчаников, туфовых песчаников и т.п. В этом районе были обнаружены два горизонта с ископаемой флорой, которая, по заключению М.В. Дуранте, позволяет относить вмещающие их отложения к верхней части нижнего подотдела верхней перми.

Верхняя часть разреза по р. Хучжирыйн-Гол сложена, как и в предыдущем случае, базальтами, которые постепенно вытесняют терригенные породы.

Еще далее к востоку пермские вулканогенно-осадочные ассоциации претерпевают некоторые изменения, заключающиеся в том, что здесь наблюдается частая перемежаемость вулканогенно-терригенных пород (туфовые алевролиты, туфовые песчаники и т.д.) и лавовых серий.

В районе развалин Амар-Хид подробный разрез был составлен О. Томуртоого, который наблюдал переслаивание лав, лавовых брекчий андезитовых порфиритов, игнимбритов, а также лав липаритов и трахилипаритов.

Мощность этого разреза составляет около 1000 м.

Далее к северо-востоку по одному из правых притоков р. Селенги – р. Могойн-Булак был изучен еще один разрез верхнепермской вулканогенной толщи (северные склоны хр. Бурэн-Нуру, в 30 км южнее сомона Шара-Манхатай) (рис. 9). Разрез начинается горизонтами трахиандезитовых лав, залегающих моноклиально с падением на северо-северо-восток под углом 10-12°.

Ниже приводится описание этого разреза (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Трахиандезиты и трахиандезитовые порфириты светло- и темно-серые, лиловатые, афиривого и порфиривого сложения. Вкрапленники плагиоклаза. Основная масса частично изменена. Встречаются мало-мощные горизонты миндалекаменных андезитов.	50
2. Трахиандезито-базальты темно-серые с лиловыми оттенками и столбчатой отдельностью. Эти породы характеризуются общей порфировой структурой, андезитовой и микроофитовой основной массой.	20
3. Андезиты миндалекаменные, лиловые, миндалины заполнены лучистым агрегатом хлорита, эпидота и калышта.	30
4. Трахиандезито-базальты темно-серые с вкрапленниками плагиоклаза и оливина. Основная масса имеет микроофитовую структуру.	20
5. Андезиты и андезито-дациты плотные, массивные, светло-серые, с игольчатыми блестящими вкрапленниками плагиоклаза и с андезитовой основной массой.	20
6. Трахиандезиты и андезитовые порфириты темно- и стально-серые, лиловые, массивные. Среди этих мощных андезитовых лав встречаются маломощные горизонты миндалекаменных андезито-базальтовых разностей, которые быстро выклиниваются по простиранию. Для андезитов и андезито-дацитов характерна общая порфировая структура, пилотакситовая и андезитовая структура основной массы.	740
7. Лавовые конгломераты, туфобрекчи, туфогравелиты, туфопесчаники и туффиты андезитового состава, характеризуются обломочным строением и пестрой окраской. Размеры обломков в лавовых кон-	

гломератах достигают 20-25 см. Для туфовых разностей обычны обломки андезитов, андезито-базальтов и кристаллов плагиоклаза. Туффиты очень плотные, темно-бурые, красноцветные, тонкоплитчатые и мелкозернистые.	30
8. Базальты и андезито-базальты афирового сложения, имеющие псевдошаровую отдельность. Характеризуются офитовой и диабазовой структурой	30
9. Миндалекаменные андезиты, лиловатые и серые. Миндалины имеют круглую, овальную форму, размеры от 1 до 4 мм в диаметре. Они заполнены лучистым агрегатом эпидота, кварца и пренита	80
10. Роговообманковые андезиты. В нижних частях толщи появляются горизонты андезито-дацитовых лав с характерной для них миндалекаменной текстурой. Андезиты и андезито-дациты характеризуются светло- и зеленовато-серой окраской, общей порфировой структурой, а также андезитовой и пилотакситовой структурами основной массы	около 300
11. Крупнолейстовые трахиандезиты и андезито-дациты серые, зеленоватые с лиловатыми оттенками. Лейсты плагиоклаза имеют размеры от 0,5 до 1,4 см по длинной оси. Наблюдаются трахитоидность и обтекание фенокристаллов микрولитами основной массы	90
12. Базальты и андезито-базальты темные, стально-серые, плотные, полнокристаллические, имеют долеритовую структуру.	20
13. Туффиты андезитового состава, темно- и красновато-бурые, очень плотные, тонкоплитчатые, звенящие при ударе	20
14. Андезитовые лавы, серые, очень плотные, с плитчатой отдельностью. Порода чаще всего имеет афировое сложение с андезитовой основной массой.	около 300
15. Долеритовые базальты темные, массивные, очень плотные, полнокристаллические, имеют столбчатую отдельность	40-100
16. Крупнолейстовые трахиандезиты и андезито-дациты	110
17. Лавовые конгломераты, туфобрекчии, туфогравелиты и туффиты. Очень близки горизонту 13.	30
18. Трахиандезитовые порфириты темно-серые, плотные, со столбчатой отдельностью и фенокристаллами плагиоклаза	160-320
19. Туфобрекчии, туфогравелиты и туффиты андезитового состава. В них выделяются обломки андезитов с андезитовой, гиалопилитовой и пилотакситовой структурами. Туфобрекчии постепенно фациально замещаются туфогравелитами, а последние — туффитами. Туффиты плотные, темно-бурые и тонкоплитчатые.	30
20. Переслаивание зеленовато-серых плотных афировых трахиандезитовых лав с лавовыми брекчиями трахиандезитового состава. Среди них встречаются маломощные, быстро выклинивающиеся горизонты андезито-базальтов стально-серого цвета с псевдошаровой отдельностью.	300
21. Андезитовые порфириты авгитовые, темно-серые, плотные. В верхних частях горизонта появляются очень плотные зеленовато-серые афировые андезиты с пилотакситовой основной массой	140-320
22. Миндалекаменные лиловато-серые андезиты с андезитовой и гиалопилитовой основной массой. Миндалины имеют круглую, сферическую форму и заполнены также агрегатом вторичных минералов: хлоритом, кварцем, эпидотом и пренитом.	80-130
23. Трахиандезиты светло-серые, очень плотные, с блестящими мелкими фенокристаллами плагиоклаза	40
24. Трахиандезиты и трахиандезито-базальты, темные с лиловатыми и зеленоватыми оттенками, с общей порфировой структурой. Вверх по разрезу трахиандезиты и трахиандезито-базальты фациально замещают друг друга	360

25. Андезитовые и андезито-дацитовые лавы серые, лиловатые, часто с миндалинами. Основная масса характеризуется андезитовой и пилотакситовой структурой. Среди лав встречен маломощный горизонт андезито-базальта	170
26. Андезитовые порфириды темно- и лиловато-серые, с афировыми темно-зеленоватыми горизонтами андезитов. Андезитовые порфириды характеризуются общей порфировой структурой, обусловленной вкраплениями плагиоклаза, моноклинового пироксена, и андезитовой структурой основной массы	30
27. Миндалекаменные андезиты и андезито-дациты, фациально замещающие друг друга по простирианию. Породы довольно плотные, серых и лиловых оттенков. Фенокристаллы плагиоклаза чаще всего замещены. Основная масса имеет андезитовую структуру	60
28. Андезито-базальты темно-серые, с зеленоватым оттенком, довольно плотные и афировые. Порода характеризуется офитовой структурой	30

Общая мощность вулканогенной толщи около 3000 м.

Вулканогенная толща насыщена многочисленными дайками долеритов, микродиоритов, а также штоками сиенитов и сиенит-порфиров. Широко распространены кварцевые жилы, приуроченные к крупному разлому, протягивающемуся вдоль р. Селенги. Жилы несут признаки медного рудопроявления.

Возраст описанной вулканогенной толщи принят нами условно позднепермским, так как растительные остатки в ее пределах отсутствуют. Правда, в 80 км южнее истоков р. Могойн-Булак, в районе развалин Амар-Хийд, в верховьях р. Усун-Сэрийн-Гол в 1970 г. в туффитах были обнаружены остатки флоры *Rufloria cf. olzcrassica* (Gorel.) Meyen (определения М.В. Дуранте по сборам О. Томуртоого). М.В. Дуранте считает, что эта форма характерна для верхней части кузнецкой свиты ильинской подсерии Кузнецкого бассейна, т.е. соответствует низам верхней перми.

Поскольку вулканогенные образования изученного разреза залегают стратиграфически выше горизонта туффитов с флорой, то мы условно относим его к поздней перми.

Анализируя приведенный разрез, следует отметить главные черты могойн-булакской позднепермской вулканогенной ассоциации. Первой, бросающейся в глаза особенностью является преобладание пород андезитового и трахиандезитового состава. Породы крайних членов ассоциации — липаритов и базальтов, имеющих широкое распространение в западных участках прогиба, чрезвычайно редки. Трахиандезиты и трахибазальты, а также андезиты, составляющие около 60-65 % общего объема пород разреза, приурочены преимущественно к верхним и средним его частям. Часто наблюдаются постепенные фациальные замещения трахиандезитов андезито-базальтами и андезито-дацитами. Другой особенностью позднепермской вулканогенной ассоциации, развитой по р. Могойн-Булак, является незначительное распространение туфокластического материала, причем последний также появляется в средней части разреза.

По химизму породы этой ассоциации характеризуются повышенной щелочностью. Особенно наглядно это видно в нижней части разреза, где резко преобладают трахиандезиты.

Таким образом, в истории вулканизма пермского этапа в центральных и западных¹ частях Орхон-Селенгинского прогиба намечается несколько центров активной вулканической деятельности.

Западная часть прогиба была связана с интенсивными излияниями трахибазальт-трахилипаритовых лав и мощными проявлениями игнимбритового вулканизма (по р. Хануй-Гол). Здесь вулканизм протекал одновременно с медленным, но устойчивым прогибанием северных и западных частей прогиба и был приурочен к разломам преимущественно северо-восточного и северо-западного простираний.

В центральной части прогиба состав продуктов вулканической деятельности несколько отличался от западных и юго-западных его участков. Здесь преобладающее распространение получили андезитовые и андезито-дацитовые лавы и соответствующие им пирокластические образования. Хотя их мощности (а соответственно и объемы) невелики и вряд ли могут быть сопоставлены с трахилипарит-трахибазальтовыми вулканогенными сериями западных и юго-западных частей прогиба, тем не менее их также необходимо учитывать при изучении характера пермского вулканизма Орхон-Селенгинского прогиба в целом.

Разнообразие состава продуктов вулканической деятельности, обилие пирокластических пород (особенно игнимбритов) могут свидетельствовать о том, что на рассматриваемых участках Орхон-Селенгинского прогиба существовало обширное вулканическое плато, в пределах которого активно функционировали вулканические аппараты центрального типа.

Соотношение вулканогенных образований различного состава показывает, что пермский вулканизм центральных частей прогиба начался и завершился излияниями базальтов и трахибазальтов, в интервале между которыми наблюдался липаритовый и андезитовый вулканизм.

Все вулканогенные образования рассматриваются в составе базальт-андезит-трахибазальтовой и трахилипаритовой вулканических формаций (Кеpezинская, Лучицкий, 1973).

Несмотря на различие в составе вулканитов, широко представленных в центральной и западной частях прогиба, все они, по-видимому, относятся к единому позднепалеозойскому этапу вулканизма, охватившему практически всю территорию Орхон-Селенгинского прогиба.

Мы полагаем, что этот контрастный вулканизм являлся характерной особенностью орогенного режима Северной Монголии на позднепалеозойском этапе развития этой территории.

¹Мы рассматриваем западную часть Орхон-Селенгинского прогиба вплоть до долины р. Хануй-Гол.

ТРИАС-ЮРСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНЫХ И ЗАПАДНЫХ ЧАСТЕЙ ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА

Следующий этап вулканизма в Северной Монголии был связан с триас-юрским временем, когда в пределах главным образом Орхон-Селенгинского прогиба началось интенсивное формирование впадин и небольших прогибов, структурный план которых в основном сохранился до настоящего времени. Во впадинах накапливались молассовые отложения и изливались трахиандезитовые и трахибазальтовые лавы, сопровождавшиеся внедрением экзтрузивных тел.

Образование впадин, осадконакопление и вулканизм на рассматриваемом этапе происходили, по-видимому, одновременно в пределах обширных пространств Северной Монголии и Западного Забайкалья (Орхон-Селенгинский и Джидинский прогибы в Северной Монголии, Селенгино-Витимская и Малханская структурные зоны в Забайкалье).

В пределах Орхон-Селенгинского прогиба в середине триаса возникло несколько таких впадин: Орхонская, Бугутская, Ихэульская и другие, в которых в среднем и позднем триасе происходило накопление грубообломочных моласс, а несколько позже начался интенсивный вулканизм, характеризовавшийся трахиандезит-трахибазальтовыми ассоциациями. О. Томуртоого (1972) показал, что впадины были вполне изолированными, а своеобразие их развития заключалось в одностороннем смещении центров их максимального прогибания, которое компенсировалось накоплением грубообломочных молассовых отложений и вулканитов.

В пределах Орхон-Селенгинского прогиба наиболее изученной является Орхонская впадина, характеристика которой приводится ниже.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОРХОНСКОЙ ВПАДИНЫ

Орхонская впадина располагается близ слияния рек Орхона и Толы и имеет в плане близкую к треугольной форму (рис. 10, см. вклейку). Формирование впадины происходило со среднего триаса до ранней юры и было тесным образом связано с прогибанием ее ложа.

Фундаментом, на котором развивался триас-юрский вулканизм, служили терригенные каменноугольные или нижнепермские толщи пород Орхон-Селенгинского прогиба. Было показано (Грецкая, Моссакровский, 1969; Томуртоого, 1972), что Орхонская впадина согласно "вложилась" в структуру этого прогиба, а значительные тектонические деформации верхнепалеозойских и нижнемезозойских пород произошли здесь в посттриасовое время, так как эти толщи одинаково дислоцированы совместно

и участвуют в строении одних и тех же структур. Орхонская впадина имеет блоковое строение, причем блоки разделены разломами преимущественно северо-западного направления.

А.А. Моссаковским и О. Томуртоого (1972) показано, что триасовые отложения Орхонской впадины четко распадаются на две согласно залегающие свиты: абзогскую (в основном терригенную) и могодскую, сложенную преимущественно вулканогенными породами. Часто имеет место сложное фациальное замещение по латерали верхних горизонтов терригенной свиты вулканитами нижней (бассейн р. Тэгийн-Гол).

Описание абзогской свиты довольно подробно изложено в работах А.А. Моссаковского, О. Томуртоого, Л.П. Зоненшайна и др. Там же приведено и детальное палеонтологическое обоснование возраста пород свиты. На разных стратиграфических горизонтах верхней подсвиты встречены многочисленные остатки флоры, представленной *Cladophlebis* cf. *ichumensis* Sze., *Tersiella* sp., *Milssonina* sp., *Equisetites* sp., *Taeniopteris ensis* (Oidh.) Zeiller, *Czekanowskia rigida* Heer, *Leptostrobus laxiflora* Heer. (сборы А.А. Моссаковского, О. Томуртоого, определения В.А. Вахрамеева и И.А. Добрускиной).

А.А. Моссаковский рассматривает терригенную абзогскую свиту в качестве молассовой формации (грубообломочный состав, песчанико-конгломератовые породы, обломочный материал которых имеет местное значение, и т.д.). Могодская свита залегает на абзогской совершенно согласно, имея в основании горизонт базальных конгломератов. Вулканитами сложены центральные части наиболее крупных мульд Орхонской впадины.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ

Триасовые вулканогенные толщи Орхонской впадины сложены в основном андезитами и андезито-базальтами; только в верхней части отмечаются отдельные горизонты трахибазальтов. Характерно непрерывное чередование лав различного состава, лавовых брекчий, туфовых конгломератов и туфов. В основании могодской свиты повсеместно залегают крупногалечные лавовые и туфовые конгломераты, а также лавовые брекчии андезитового состава. Выше них располагаются лавы и вулканогенно-обломочные породы андезитового, а еще выше трахиандезитового состава. Объемные соотношения лав и пирокластических пород изменяются от разреза к разрезу. Среди андезитов появляются маломощные горизонты дацитовых порфиритов, реже плагиопорфиров. По данным О. Томуртоого (1972), мощность вулканогенных пород могодской свиты изменяется от 900 м в северо-восточной части Орхонской впадины (Бурэг-Хангайская мульда) до 1800 м в ее юго-западной части.

Позднетриасовый возраст пород могодской свиты подтверждается ее положением в едином разрезе с палеонтологически охарактеризованной абзогской свитой (средний–верхний триас). А.А. Моссаковский допускает, что верхние горизонты могодской свиты могут иметь раннеюрский возраст.

ПЕТРОГРАФИЯ И ХИМИЗМ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Как мы уже говорили, характерной особенностью верхнетриасовых вулканитов Орхонской впадины можно считать преобладание пород базальт-андезитовой ассоциации, с несколько повышенной (по сравнению с нормальной) щелочностью. Обычные базальтоиды для пород могодской свиты не характерны. Породы кислого состава (редкие горизонты андезито-дацитов и андезито-дацитовых порфиритов) очень редки.

Вблизи горы Дзалатау-Ула, в 50 км северо-восточнее оз. Угий-Нур, был изучен послойный разрез вулканогенных пород этой свиты. Разрез выглядит следующим образом (снизу вверх):

Мощность, м

1. Конгломераты бурые, буровато-серые, в нижней части мелко- и среднегалечные, в верхней — крупногалечные и даже валунные. В хорошо окатанной гальке обильны андезиты, андезито-базальты, лейкократовые граниты и песчаники. Конгломераты расслоены пластиками разномерных песчаников и гравелитов. Вверх по разрезу песчаный цемент конгломератов обогащается туфогенным материалом и происходит постепенное замещение конгломератов туфовыми конгломератами	400
2. Лавовые брекчии андезитовых порфиритов, характеризующиеся обломочной структурой. Во вкрапленниках обломков лав присутствуют плагиоклаз, пироксены и амфиболы	500
3. Трахибазальты темно- и стально-серые, с вкрапленниками оливина и полевого шпата	10
4. Андезито-дациты с общей порфирированной структурой; фенокристаллов немного (10–15%), они представлены амфиболом и плагиоклазом, частично альбитизированным и серицитизированным	40
5. Трахибазальты сиреневых оттенков, с четко различимыми вкрапленниками полевого шпата	60
6. Лавовые брекчии андезитовых порфиритов, аналогичные породам пачки 2. В небольшом количестве встречаются обломки более кислых пород — дацитовых порфиритов и дацитов	120
7. Трахиандезитовые базальты темных окрасок, с редкими фенокристаллами пироксена (гиперстен), размеры которых 0,4–0,6 мм по длинной оси. Структура микропорфиритовая	30
8. Лавовые брекчии андезитовых порфиритов	70
9. Авгитовые и плагиоклазовые трахиандезиты светло-серых и малиновых окрасок, с ясно выраженными фенокристаллами плагиоклазов и пироксенов; тонкостолбчатая отдельность в верхней части покрова переходит в неясно выраженную комковатую отдельность. По текстурным признакам выделяются полнокристаллические и афанитовые андезиты, а также пористые и шлаковые разновидности (спумолитовые), содержащие значительные количества стекла	100
10. Лавовые брекчии андезитовых порфиритов, содержащие обломки андезито-базальтов и андезитов	35–40
11. Серия даек сиенит- и микросиенит-порфиритов.	
12. Туфы трахиандезитов, в которых обломки трахиандезитов сцементированы пепловым материалом	40
13. Трахиандезиты и трахиандезито-базальты фиолетовые и темно-серые с вкрапленниками пироксена и плагиоклаза. Структура порфиритовая	150
14. Лавовые брекчии андезитовых порфиритов и плагиоклаз-авгитовых порфиритов	140

15. Трахибазальты темно-серые, порфиновые. Фенокристаллы плагиоклаза серпентинизированы и карбонатизированы	500
Общая видимая мощность вулканогенной серии составляет 1800 м.	

Основная масса пород представлена здесь преимущественно вулканогенно-обломочными фациями — накоплениями грубого, часто глыбового пирокластического материала. Такое обилие обломочных фаций вызвано близостью осадконакопления к очагам извержений, хотя реконструкция древних вулканических аппаратов на этой территории сопряжена с большими трудностями.

Главной особенностью вулканогенных пород Орхонской впадины является их сравнительно однообразный минеральный состав. Основные породообразующие минералы представлены оливином, пироксеном, амфиболом, плагиоклазом, а среди аксессуарных минералов часто присутствуют апатит, титаномагнетит и магнетит. Вторичные минералы: кварц, карбонат, хлорит и эпидот.

Плагиоклаз представлен андезином (№ 42–48) и альбитом, замещающим андезин. Он встречается как в виде вкрапленников, так и в основной массе. В последнем случае иногда определяется олигоклаз. Замеры номеров плагиоклазов и угла $2V$, проведенные на столике Федорова, показывают, что все они без исключения относятся к низкотемпературным разновидностям, хотя в отдельных породах отмечались и высокотемпературные разности. Пироксен, чаще всего авгит, обладает следующими свойствами: $c:N_g = 42^0$; $+2V = 50^0$; $N_g = 1,710 \pm 0,03$ и диагностируется как диопсид-авгит. Он встречается почти всегда в виде порфирировых выделений.

Пироксен наблюдается в двух видах: свежий, не затронутый вторичными процессами, и реликтовый, замещенный хлоритами и карбонатами. Часто наблюдаются гломеропорфиновые сростки пироксена, встречаются двойники.

Ромбический пироксен распространен меньше; по оптическим свойствам ($c:N_g = 0^0$; $N_g = 1,718 \pm 0,003$) он относится к гиперстену.

Роговые обманки ($c:N_g = 18-20^0$; $-2V = 70^0$; $N_g = 1,700 \pm 0,003$) соответствуют бурой их разновидности. Они встречаются в виде крупных вытянутых пластин размером 2 x 1 мм (реже 3 x 0,8 мм), часто наблюдаются опалитовые каймы различной ширины; в мелких индивидах кристаллы полностью замещены агрегатом рудного вещества.

Встречаются правильно ограненные зерна магнетита, которые иногда присутствуют в виде мелкой сыпи или пыли. Титаномагнетит образует изолированные, морфологически невыдержанные индивиды, а также агрегаты неправильных зерен, частично замещенных лейкоксеном. Апатит присутствует в виде призматических выделений размером 0,2 x 0,05 мм.

Минералы вторичного генезиса развиты слабо. В порах, а также в виде псевдоморфоз по цветным минералам наблюдаются агрегаты мелкозернистого кварца. По пироксену и роговой обманке в миндалинах присут-

ствуется бесцветный хлорит, ассоциирующийся с эпидотом и карбонатом, а в качестве продукта деанортизации по плагиоклазу встречается эпидот.

В строении вулканогенной толщи принимают участие следующие разновидности вулканогенных пород: трахиандезиты, трахиандезитовые базальты, андезиты-дациты, трахибазальты и лавовые брекчии андезитовых и трахиандезитовых порфиритов.

Трахиандезиты слагают покровы, видимая мощность которых достигает 10–12 м. Внешне это плотные темно-зеленые или зеленовато-серые породы с афанитовой основной массой и вкрапленниками плагиоклаза и темноцветных минералов.

Фенокристаллы представлены светлыми табличками плагиоклаза (2–5 мм по длинной оси) и чешуйками бурого биотита (1–3 мм), реже оливином и авгитом.

Таблитчатые и удлинненно-призматические полисинтетически сдвойникованные зерна плагиоклаза соответствуют андезину № 50. Плагиоклаз свежий, лишь в отдельных случаях замещается серицитом или карбонатом. В более измененных разностях он замутнен тонко рассеянным рудным веществом и чешуйками хлорита, развивающимися по трещинам спайности. Биотит образует мелкие включения в зернах плагиоклаза. Плеохроизм биотита бурый по *Ng* и бледно-серый или почти бесцветный по *Nr*. Оливин устанавливается условно; к нему, по-видимому, относятся ромбовидные и слегка вытянутые кристаллы, частично или полностью замещенные магнетитом. Количество таких псевдоморфоз достигает 3–5%. Авгит часто бесцветный, иногда с едва заметным зеленоватым оттенком. Среди других вкрапленников он составляет всего 2–3%. Основная масса трахиандезитов имеет трахитовую структуру, обусловленную субпараллельным расположением лейст плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита. В незначительном количестве присутствуют магнетит, апатит, хлорит и карбонат. Иногда фиксируется гиалопилитовая структура.

Трахиандезитовые базальты и трахибазальты представлены полнокристаллическими породами, сложенными микролитами плагиоклазов, в промежутках между которыми обильно присутствуют рудный минерал, мелкие зерна пироксена, в более редких случаях — роговая обманка и апатит. Структура пород порфировая, часто с пилотакситовой структурой основной массы. Фенокристаллы представлены андезином (№ 45–48) с размером зерен до 1,5 мм, моноклинным пироксеном ($c:Ng = 45^\circ$), образующим таблички размером до 1,2 мм. Иногда встречаются роговообманковые трахиандезитовые базальты, в которых среди фенокристаллов отмечаются редкие зерна бледно-зеленой роговой обманки. Трахиандезитовые базальты почти всегда изменены; в них наблюдаются хлоритизация темноцветных минералов, эпидотизация и серицитизация плагиоклазов. Апатит встречается в виде тонких иголок, нередко в форме короткостолбчатых кристалликов присутствует циркон (размеры зерен от 0,08 до 0,1 мм). Магнетит составляет около 1–5% объема породы и представлен мелкими зернами, равномерно рассеянными по всей породе.

Среди трахиандезитов и трахиандезитовых базальтов наблюдаются порфиновые разности с флюидалной структурой основной массы, характеризующейся направленной ориентировкой минералов. Здесь обычно в незначительных количествах содержится стекло. По юго-западным склонам горы Абзог встречены разности миндалекаменной структуры. Миндалины составляют около 10–15% общего объема породы и достигают в диаметре 3–5 мм. Они выполнены хлоритом, эпидотом, в центральной их части преобладают карбонат и кварц.

Андезито-дациты распространены незначительно. Они обычно образуют маломощные покровы, пластующиеся с покровами основных или средних по составу пород. Окраски их серовато-зеленые, они имеют мелкозернистое сложение; в них хорошо различимы вкрапленники полевых шпатов и в исключительных случаях – мелкие зерна кварца.

Андезито-дациты характеризуются общей порфировой структурой. Фенокристаллы в них составляют 10–15% общего объема всей породы. Они почти всегда представлены плагиоклазом и амфиболом примерно в равных соотношениях. Вкрапленники, размеры которых варьируют от 0,8 до 1,5 мм, часто изменены. Плагиоклаз альбитизирован, покрыт бурым пелитовым веществом. Фенокристаллы роговых обманок распознаются лишь по характерным для этой группы минералов размерам. Они очень мелки, постоянно окружены опацитовой каемкой и полностью замещены мелкозернистым кварцем и агрегатом карбоната и хлорита. Рудное вещество слагает не только каемку, но часто замещает все зерно. Основная масса в этих лавах представляет собой существенно полевошпатовый агрегат, иногда с очень небольшой примесью кварца. Структура двух типов: микрофельзитовая (часто вместе с флюидалной) и фельзопилитовая, представляющая собой сложно построенный, пропитанный рудной пылью агрегат зернистых выделений плагиоклаза с его микролитами. Текстура миндалекаменная с хлоритом, карбонатом и мелкими миндалинами кварца, диаметр которых составляет 0,1 мм.

Лавовые брекчии андезитов часто встречаются в рассматриваемой толще. Они слагают либо маломощные (до 5 м) линзы и пласты, невыдержанные по простиранию, либо крупные (50–60 м в поперечнике) тела. Лавовые брекчии имеют обломочную структуру, но в отличие от туфовых брекчий или крупнообломочных туфов основной цементирующей массой в них является лава, чем обусловлены чрезвычайная плотность и соответственно прочность этих пород. Лавовые брекчии окрашены в светло-, зеленовато- и розовато-серые тона. Форма обломков остроугольная или слегка округлая, размеры их от 2–3 до 20–25 см. Цемент массивный. В результате частичной перекристаллизации в лавовых брекчиях основная масса нередко превращена в плотный кварц-полевошпатовый агрегат.

В заключение описания вулканитов разреза Орхонской впадины отметим обилие здесь различных по составу пород, несомненно, связанных с своеобразными условиями формирования. Важной особенностью является то, что здесь преобладает пирокластический материал, свидетельствующий об интенсивной взрывной деятельности в позднетриасовое время (Луцицкий, 1960).

РЕКОНСТРУКЦИЯ ДРЕВНИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕК И ВОЗМОЖНЫЕ ТИПЫ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Вулканические породы размещаются в центральных, наиболее крупных мульдах Орхонской впадины. Хотя полных разрезов вулканических толщ мы здесь не видим, можно попытаться представить характер и тип извержений (или излияний), а также морфологию вулканических построек.

Если учесть фациальную изменчивость вулканогенных пород по простиранию, вариации их мощностей на различных участках впадины, подсчитать коэффициенты эксплозивности, то можно количественно оценить соотношения между главными типами встречающихся здесь пород. Ориентировочный подсчет объема вынесенного на поверхность вулканического материала показывает, что коэффициент эксплозивности¹ составляет здесь приблизительно 50%.

При подсчетах объемов мы допускаем, что площади, покрытые в настоящее время различными фациальными разновидностями вулканитов, примерно равны. Это допущение обусловлено главным образом отсутствием детальной схемы распространения разных вулканогенных пород в пределах Орхонской впадины.

Количественно соотношения между главными типами пород в общем разрезе могодской свиты можно выразить при помощи формулы, составленной на основе метода И.В. Лучицкого (Лучицкий и др., 1963),

$$\frac{OЭ_{12} П_0}{Э_6 П_{18}} O_{64} E_{50}.$$

Это означает, что основные вулканические породы составляют 12% мощности всей осадочно-вулканогенной толщи, в том числе эффузивов (ОЭ) — 12%, при полном отсутствии пирокластических пород (П₀) — 0%. Породы среднего состава составляют 24%, в том числе эффузивы — 6% и пирокластические породы — 18%. Осадочные породы (О) составляют 64%, а коэффициент эксплозивности (Е) равен примерно 50%. Последний свидетельствует о том, что в пределах Орхонской впадины в позднем триасе—ранней юре наряду со спокойными излияниями происходила эксплозивная деятельность, приведшая к накоплению пирокластического материала. Извержения скорее всего относились к центральному типу. Грубый, часто глыбовый материал в юго-западных частях впадины свидетельствует о близком расположении здесь магматических очагов. Колебания мощностей лавовых и пирокластических образований, а иногда выклинивание и фациальное замещение некоторых из них указывают на наличие в пределах юго-западной оконечности Орхонской впадины стратовулканов в местах резкого увеличения мощностей вулканогенных пород.

Деятельность вулканических центров проявлялась не только в лавовых излияниях (например, трахибазальтов), мощность которых дости-

¹ Эта величина выражает процентное отношение рыхлых продуктов вулканической деятельности ко всему изверженному материалу (Риттман, 1964).

гает 500 м, в выбросах на поверхность пирокластического материала, но также в формировании различных секущих тел диоритов и микродиоритов небольшой мощности (в 40 км северо-восточнее оз. Угий-Нур). Последние мы условно рассматриваем в качестве корневых зон вулканических построек, полностью денудированных к настоящему времени.

Таким образом, рассмотренный комплекс триас-юрских образований Орхонской впадины (а также, по имеющимся данным, и других впадин Центральной и Северной Монголии) представлен обычно ассоциацией грубых континентальных моласс и вулканических серий андезитового, трахиандезитового и трахибазальтового состава, относящихся к трахибазальтовой вулканической формации.

Близкая по составу формация характерна для наложенных орогенных впадин минусинского типа (Лучицкий, 1960), заложение которых происходило, как правило, после длительного перерыва в осадконакоплении, сопровождалось структурной перестройкой и раздроблением их фундамента. Отличием Орхонской впадины от аналогичных структур других районов является то, что ее заложению предшествовал продолжительный перерыв в осадконакоплении (поздняя пермь – ранний триас). Этот перерыв не сопровождался ни перестройкой структурного плана, ни сколько-нибудь существенными тектоническими деформациями.

Таким образом, поздне триас-раннеюрская вулканогенная ассоциация состоит преимущественно из вулканитов андезитовой группы, часто характеризующихся повышенной щелочностью. По структурно-текстурным особенностям породы этой группы сильно варьируют. Они представлены главным образом лавами, ареальными субвулканическими телами, а также пирокластическими образованиями (лавовые конгломераты, лавовые брекчии, туфы и т.д.).

Петрохимически породы поздне триас-раннеюрской вулканогенной ассоциации, как уже отмечалось выше, характеризуются высоким содержанием щелочей, суммарное количество которых часто достигает 7,2% (трахиандезиты), 7,5% (трахитовые андезито-базальты) и т.д.

Формирование поздне триас-раннеюрской вулканогенной ассоциации началось после накопления грубообломочной молассы (средне-позднетриасовое время) во впадинах Орхон-Селенгинского прогиба. Время заложения этих впадин относится, по данным А.А. Моссаковского (1975), к середине триаса.

На примере Орхонской впадины было показано, что на ранних этапах своего развития эти структуры были вполне изолированными, а затем происходило последовательное одностороннее смещение центров их максимального прогибания к северо-востоку (Томуртоого, 1972), что приводило к формированию так называемого смещенного комплекса, в котором накопление каждого последующего горизонта смещалось на север и северо-восток по отношению к более ранним элементам разреза.

Аналогичная картина омоложения возраста вулканогенно-осадочных серий была установлена и в Западном Забайкалье (Скобло, 1969).

Изложенный выше материал позволяет сделать некоторые выводы относительно характера позднепалеозойского – мезозойского вулканизма Орхон-Селенгинского прогиба в Северной Монголии.

Начало позднепалеозойского вулканизма в западных и центральных частях прогиба следует относить к ранней перми, когда одновременно с накоплением мощных вулканогенных серий происходило отложение грубых молассовых осадков, что свидетельствовало о продолжавшемся орогенном развитии прогиба. Максимальная вулканическая активность (судя по мощным накоплениям вулканогенных образований) наблюдалась, по-видимому, в позднепермское время, когда широкое распространение получили контрастные трахилипарит-базальтовые (с трахиандезитам) ассоциации. Финальные этапы вулканической деятельности относятся к раннетриасовому времени.

В северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба (междуречье Чикоя и Еро-Гола) характер вулканизма был несколько иным. Преобладали вулканические ассоциации липарит-дацитового и андезит-дацитового, а также трахиандезитового состава. Такая различная пространственная локализация продуктов вулканизма и приуроченность их в целом к пермскому времени свидетельствуют о различных типах пермского вулканизма в пределах единого Орхон-Селенгинского прогиба.

Вулканические серии ассоциируются здесь с пермскими и нижнетриасовыми молассовыми отложениями, выполняющими многочисленные наложенные впадины, которые являются характерной особенностью позднепалеозойских орогенных структур Северной Монголии (Моссаковский, 1975). Фациальный состав описываемых вулканогенных пород отражает этап мощного горообразования, вулканизма, дальнейшего разрушения и нивелировки рельефа, происходившего в пределах раннекаледонских и варисийских зон Северной Монголии.

Между составом вулканогенных ассоциаций и тектоническими структурами в пределах Орхон-Селенгинского прогиба существует определенная связь, заключающаяся в приуроченности базальтовых и трахибазальтовых серий к областям опускания, а трахилипаритовых и липаритовых — к зонам поднятий.

ПЕРМСКИЕ И ПЕРМО-ТРИАСОВЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРОГИБА

В северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба, в междуречье Орхона, Еро-Гола и Чикоя, широко распространены пермские и пермо-триасовые вулканогенные образования, возраст которых был документирован находками флоры, собранной авторами и определенной М.В. Дуранте.

В геологическом строении междуречья Еро-Гола и Чикоя, так же как и юго-западных частей Орхон-Селенгинского прогиба, принимают участие породы двух структурных ярусов: нижнекаледонского складчатого фундамента и верхнепалеозойского вулканогенно-осадочного чехла. Первый представлен позднерифейскими и раннепалеозойскими метаморфическими толщами (известняки, эффузивные и терригенные отложения) и гранитоидными интрузиями, выходы которых фиксируются в виде отдельных, различных по площади блоков, приуроченных к системе Баянгольского глубинного разлома (см. рис. 5). Эти разломы ограничивают с севера Хангай-Хэнтэйскую геосинклиналиную область.

Исследованиями последних лет установлено, что рассматриваемая часть Орхон-Селенгинского прогиба имеет блоковое строение (Томуртогов, 1973). Здесь выделяется ряд продольных субмеридиональных блоковых ступеней, разделенных протяженными разломами северо-восточного простирания. Главной особенностью северо-восточной части прогиба является значительно меньшая по сравнению с западными и центральными участками погруженность его раннекаледонского складчатого фундамента. По данным О.Томуртогова, поверхность последнего залегает на глубине около 3 км, а вертикальные перемещения отдельных блоков не превышают 1–2 км. Характерно наличие крупных грабен-синклиналей (Дарханская, Урмугтэйульская и др.), которые выполнены преимущественно каменноугольными осадочными¹ и пермскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями.

¹ Каменноугольные отложения в северо-восточной части прогиба представлены крупногалечными конгломератами, среди которых Д. Оролмаа и А.Я. Салтыковский на южном склоне высоты 1286,4 (район р. Шабартуйн-Гол) впервые обнаружили флористические остатки. М.В. Дуранте определила в них *Tomiodendson* ex gr. *kemesoviense* (Chachl.) Radez., T. cf. *kemesoviense* (Chachl.) Radez., T. sp. мелкоподушечный, *Lophiodendson?* sp., что, по ее мнению, отвечает нижнему карбону, аналогичному нижнекаменноугольным отложениям свесевского горизонта Кузбасса (визе - серпуховский ярус).

Поскольку разрезы вулканогенных толщ северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба приводятся впервые, то авторы считали необходимым дать подробное их описание, а также привести по возможности более детально петрографические характеристики преобладающих вулканических пород рассматриваемого района.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ

В пределах северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба выделяются три основных поля широкого развития пермских и пермо-триасовых вулканогенных пород (рис. 11, см. вклейку). Ниже приведены характеристики разрезов, расположенных в междуречьях Орхона, Еро-Гола, Чикоя и Хабцагайн-Булака.

Междуречье Орхона и Еро-Гола. В этом районе вулканогенные образования, относящиеся по возрасту к низам верхней перми, известны в окрестностях г. Дархан (гора Долон-Дабхуг). Они представлены осадочно-вулканогенными образованиями, которые с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на существенно карбонатной толще дарханской свиты (поздний рифей) (рис. 12).

Стратиграфические наблюдения проводились здесь И.Б. Полищуком, Е.А. Амантовым, О. Томуртоого и авторами.

Разрез начинается с базального горизонта, представленного туфогенными конгломератами. Мощность его около 70 м (см. рис. 12, IV).

Выше следует частое чередование зеленовато- и темно-серых массивных, реже миндалекаменных андезитовых порфиритов со светло-серыми, розоватыми и кремовыми липаритами и их пирокластическими аналогами, а также маломощными пачками чередующихся зеленовато-серых туфовых алевролитов, алевролитов, песчаников и конгломератов. Мощность разреза около 100 м.

Севернее, в междуречьях Орхон-Шарайн-Гол и Еро-Гол-Шарайн-Гол широко распространены вулканогенные образования преимущественно пестрого состава, относящиеся уже к верхам верхней перми.

Внутреннее строение и состав верхнепермских вулканогенных образований, развитых в междуречье Еро-Гола и Орхона, детально изучены в районе высот 1205,0 и 1060,4 а также гор Цогт-Ула, Жаргалан-Ула и Унга. В строении разреза здесь участвуют главным образом пирокластические образования кислого состава, чередующиеся с лавами липаритов, дацитов, андезитов и горизонтами осадочно-вулканогенных пород, представленных туфовыми песчаниками, туфовыми алевролитами, местами туффитами и туфовыми конгломератами. Резкая смена фаций и состава вулканогенных пород наблюдается как по вертикали, так и по простиранию.

В этих осадочно-вулканогенных горизонтах в районе высоты с отм. 1205,0 обнаружены *Cordaites* cf. *adleri* Radcz., в районе высоты с отм. 1060,0 собраны *Cordaites* cf. *clercii* Zal., *C.* cf. *khalfinii* Gorel. (определения М.В. Дуранте), которые характерны для верхов верхней перми. Вулканогенная и осадочно-вулканогенная толщи образуют небольшую брахисинклиналь, осложненную многочисленными разломами. В ее крыльях породы падают под углами 15–30°, а в ядре 60–75° (иногда до 90°).

Разрез вулканогенной толщи этого района в целом имеет двучленное строение. Нижняя часть представлена в основном лавами и лавобрекчиями основного и среднего состава, которые местами содержат горизонты осадочно-вулканогенных образований. Верхняя свита состоит преимущественно из пирокластических образований кислого состава, тесно сочетающихся с осадочно-вулканогенными отложениями.

Основная, нижняя, свита развита главным образом в южной части изученного района, в окрестностях гор Долон-Дабхуг, Ноён-Хан-Ула, Жаргалан-Ула и высоты 1060,4. В районе горы Долон-Дабхуг свита стратиграфически согласно, но с размывом залегает на описанной выше осадочно-вулканогенной толще, относящейся к низам верхней перми.

Описываемая свита представлена лавами и лавовыми брекчиями темно-серых, зеленоватых, серых и коричневато-серых базальтов, андезитобазальтов и андезитов, местами содержащих горизонты туфовых алевролитов, песчаников и гравелитов. Разрезы свиты изучены И.Б. Полищуком и авторами по южным склонам горы Жаргалан-Ула и высоты с отм. 1060,4. Нижние горизонты свиты обнаружены на южном склоне высоты с отм. 1060,4 и представлены следующими осадочными и осадочно-вулканогенными породами (снизу вверх) (рис. 12, VII):

Мощность, м

1. Мелко- и среднегалечные туфоконгломераты и туфогравелиты, пластующиеся с горизонтами туфопесчаников и туфоалевролитов. Галька в конгломератах хорошо окатана и представлена гнейсами, гранитами и кислыми эффузивами. Размеры гальки колеблются от 1-2 до 5-7 см в диаметре; она цементируется рыхлым песчаным материалом того же состава, что и галька. 300-310
 2. Туфоконгломераты пестрые и лиловатые, лиловато-серые. Гальки хорошо окатаны и состоят из андезитовых порфиритов и кислых эффузивов. Размер гальки до 6-8 см в диаметре; цемент представлен лиловыми, красновато-серыми, плотными афанитовыми лавами андезитов. Горизонт конгломератов вверх по разрезу сменяется среднезернистыми, плотными, зеленовато-серыми туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфобрекчиями с прослоями плотных кремнистых туфоалевролитов. 70-80
80-95
 3. Туфы андезитов. 80-95
 4. Плотные, массивные, с редкими блестящими вкрапленниками плагиоклаза лавы андезитов и андезито-базальтов, местами флюидальные, тонкоплитчатые, афанитовые, темные с коричневатыми отенками. Среди них встречаются отдельные горизонты (10-40 м) лавовых брекчий такого же состава 380-400
- Общая мощность разреза 730-780 м.

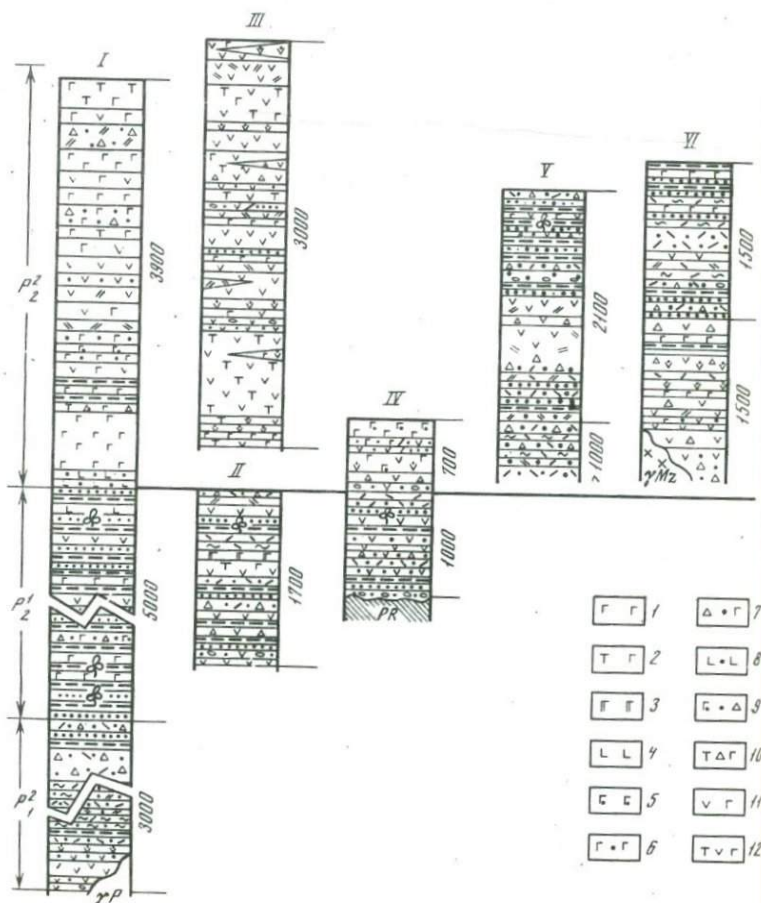
В районе гор Долон-Дабхуг и Ноён-Хан-Ула свита сложена лавами и лавобрекчиями темных, темно- и стально-серых миндалекаменных и пористых базальтов и андезито-базальтов. Мощность ее около 1000 м.

В окрестностях горы Жаргалан-Ула (см. рис. 12, VI) встречаются лавы и лавобрекчии андезитов и андезито-базальтов, местами базальтов, имеющих темно-серый, лиловатый и зеленоватый цвет, с маломощными

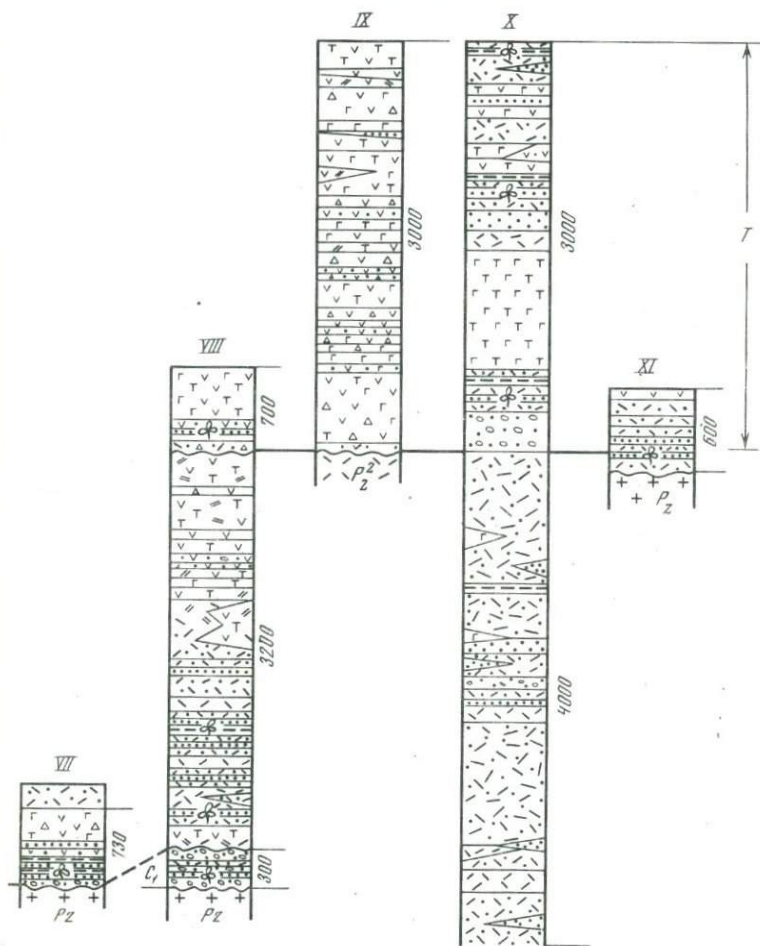
Рис. 12. Стратиграфические колонки пермских вулканогенных образований центральных и северо-восточных частей Орхон-Селенгинского прогиба и Западного Забайкалья

Западная часть прогиба: I – р. Хануй-Гол, опорный разрез (по данным В.В. Кеппинскас и И.В. Лучицкого, 1973); центральная часть прогиба: II – пос. Амар-Хид (по материалам О. Томуртоого, 1973); III – р. Могойн-Булак (по материалам А.Я. Салтыковского и Д. Оролмаа); северо-восточная часть прогиба: IV – гора Долон-Дабхуг (по материалам В.А. Амантова и О. Томуртоого); V – гора Цогт-Ула (по материалам Д. Оролмаа); VI – гора Жаргалан-Ула (по материалам Д. Оролмаа); VII – высота с отметкой 1060,4 (по материалам Д. Оролмаа); VIII – междуречье Еро-Гола и Чикоя (по материалам А.Я. Салтыковского и Д. Оролмаа); IX – хр. Дэлгэр-Хан (по материалам Д. Оролмаа и А.Я. Салтыковского); X, XI – Западное Забайкалье: X – тамирская свита (по данным Ю.В. Комарова, 1972), XI – алентуйская свита (по данным В.П. Сапожникова и В.И. Сизых, 1965).

1 – базальты; 2 – трахибазальты; 3 – крупнопорфировые базальты; 4 – афировые базальты; 5 – миндалекаменные базальты; 6 – туфы базальтов; 7 – туфовые брекчии базальтовых лав; 8 – туфы афировых базальтов; 9 – туфовые брекчии миндалекаменных базальтов; 10 – лавовые брекчии трахибазальтов; 11 – андезитобазальты; 12 – трахиандезито-базальты; 13 – андезиты; 14 – трахиандезиты; 15 – миндалекаменные андезиты; 16 – лавовые брекчии андезитов; 17 – туфы андезитобазальтов; 18 – туфы андезитов; 19 – туфовые брекчии андезитов; 20 – андезитодациты; 21 – трахиандезито-дациты; 22 – туфовые конгломераты; 23 – дациты;



24 – туфовые брекчии дацитов; 25 – туфы дацитов; 26 – липарито-дациты; 27 – туфы липарито-дацитов; 28 – липариты; 29 – туфы липаритов; 30 – игнимбриты и флюидалные лавы липаритов; 31 – туфовые брекчии липаритов; 32 – туфопесчаники; 33 – туфоалевролиты; 34 – конгломераты и туфоконгломераты; 35 – местонахождения ископаемой флоры; 36 – мезозойские гранитоиды; 37 – палеозойские гранитоиды; 38 – породы позднерифейского фундамента



13	19	24	29	34
14	20	25	30	35
15	21	26	31	36
16	22	27	32	37
17	23	28	33	38
18				

горизонтами мелко- и среднезернистых туфов и туфопесчаников. В нижней части залегает горизонт крупнообломочного конгломерата с лавовым цементом андезитового состава. Мощность горизонта 140 м. Общая мощность этой свиты в этом районе 1325 м. Верхняя свита, липаритового состава, распространена в основном в северных частях изученного района. Ею сложены горы Цогт-Ула и Унга.

В районе горы Унга переход между свитами постепенный. Здесь рассматриваемая свита состоит преимущественно из кристаллокластических туфов липарита и дацита светло-серого, кремового и темно-серого цвета. Среди них появляются отдельные горизонты лав липарита, фельзита и реже андезита. Туфы часто переслаиваются с осадочно-вулканогенными образованиями.

Туфы дацита нередко имеют флюидальную текстуру. Вверх по разрезу увеличивается роль осадочно-вулканогенных образований, представленных туфопесчаниками, туфоалевролитами темных окрасок. Мощность разреза составляет 1500-1700 м.

Еще один разрез этой свиты описан в районе горы Цогт-Ула и высоты с отм. 1205. Он состоит из чередующихся горизонтов литокластических туфов липаритовых порфиров, лав липарита, дацита, реже андезита и андезито-дацита. Часто появляются горизонты осадочно-вулканогенных образований с плохо сохранившимися растительными остатками. В нижних частях разреза преобладают игнимбриды и игнимбритовые туфы липарита. Послойный разрез, составленный в районе горы Цогт-Ула и высоты с отм. 1205,0, следующий (снизу вверх) (см. рис. 12, V):

Мощность, м

1. Серые, темно-серые, крупно- и среднезернистые массивные и плотные литокластические туфы липаритовых и липарито-дацитовых порфиров с частыми горизонтами (20-40 м) коричневатых серых, светло- и темно-серых флюидальных игнимбритовых туфов и лав липаритовых порфиров. И в игнимбридах, и в лавах фенокристаллы представлены главным образом альбитизированным олигоклазом. Наблюдается перекристаллизация основной и цементирующей массы. около 1000
2. Пачка чередующихся светло-серых с зеленоватым и коричневатым оттенками очень плотных кремнистых кластических туфами липаритовых порфиров. Здесь встречается довольно мощный (40-50 м) горизонт липаритовых порфиров с крупными вкрапленниками морионистого кварца. Основная масса этих пород скрытокристаллическая, очень плотная 230-330
3. Существенно туфовая пачка, состоящая из средне- и крупнозернистых кристаллолитокластических туфов и туфовых брекчий, светло- и зеленовато-серых, с массивной и миндалекаменной текстурой. Миндалины мелкие (0,5-2 см в диаметре), заполнены в основном халцедоном, мелкими друзами кварца и карбонатами. Среди этих туфов встречаются мелкие прослой (5-8 см) темно-серых мелкозернистых туфопесчаников, иногда туфоалевролитов. Реже отмечаются маломощные быстро выклинивающиеся горизонты лав липаритового и дацитового состава, с флюидальной текстурой 200-220
4. Пачка, состоящая существенно из лав андезитов, андезито-дацитов, темно- и зеленовато-серых, очень плотных и массивных, с фенокристаллами таблитчатых белых полевых шпатов. В лавах часто

встречаются отдельные скопления этих фенокристаллов в виде сегрегаций полнокристаллических пород. Размеры этих выделений колеблются от 1 мм до 3-5 см в поперечнике.	680-720
5. Чередование зеленовато-серых плитчатых средне- и мелкозернистых туфопесчаников с очень плотными тонкослоистыми коричневато-серыми кремнистыми туффитами кислого состава. Мощность отдельных горизонтов не превышает 20-30 см.	80-100
6. Андезитовые порфиры, аналогичные описанным в пачке 4. В верхней части эффузивы трещиноваты, имеют красноватый цвет за счет окислов железа	120-150
7. Осадочно-вулканогенная пачка, представленная в нижней части туфами андезитовых порфиритов и туфоконгломератами зеленовато-серого цвета. В верхних частях переслаивается с тонкоплитчатыми кремнистыми туффитами и туфопесчаниками. Галька в туфоконгломератах представлена в основном нижележащими андезитами и андезито-дацитами. Размер гальки достигает 3-4 см в диаметре.	120-130
8. Зеленовато-серые среднезернистые массивные кристаллолитокластические туфы липаритов, горизонты коричневато-серых линзовидных лав липаритов, реже темно-серых порфиров андезито-дацитов. Среди этих туфов в редких случаях появляются маломощные прослои темных тонкослоистых туффитов и мелкозернистых туфопесчаников.	175-200
9. Существенно осадочно-вулканогенная пачка, состоящая из чередования отдельных горизонтов темно-серых, углисто-черных тонкослоистых (причем отчетливо намечается косая слоистость в каждом горизонте) туффитов, мелкозернистых туфопесчаников и среднезернистых литокристаллокластических туфов сероватого и зеленовато-серого цвета. В черных углистых туффитах обнаружены обрывки верхнепермских кордаитов, определения которых приведены выше. Среди этих пород нередко встречаются маломощные горизонты липаритов, андезитов и андезито-дацитов. Последние по простиранию быстро выклиниваются	420-500
Общая мощность разреза 2900-3200 м.	

Характерной особенностью разреза является преобладание пирокластических образований, представленных в основном кристалло- и литокластическими туфами липарита. В средней части появляется довольно мощная пачка андезитовых и андезито-дацитовых лав, которая чередуется с вулканогенно-осадочными образованиями. В верхней части распространены преимущественно туффиты и туфоалевролиты, чередующиеся с мелкозернистыми туфами.

В черных углистых туффитах содержатся растительные остатки, определения которых позволяют относить вмещающие их горизонты к верхней перми.

Помимо верхнепермских вулканогенных образований, здесь имеется мощная толща, сложенная трахиандезитовыми и трахиандезито-базальтовыми лавами и лавобрекчиями. Эта толща распространена в северной части района и слагает высоту 1200,0 (правый борт р. Еро-Гол). Здесь среднезернистые серые и зеленовато-серые литокластические туфы липаритов и дацитов перекрываются трахиандезитами, в основании которых отмечен горизонт коры выветривания. Иными словами, трахиандезиты ложатся на липаритовые туфы верхней перми с заметными перерывом. Горизонт коры выветривания состоит из гальки и дресвы порфиroidных

серых гранитов, прорывающих верхнепермские туфы липаритов. Мощность горизонта не превышает 10 м (см. рис. 12, IX).

Кроме того, наблюдающееся азимутальное несогласие между туфами липаритов (падение на юг) и трахиандезитов (северо-восточные падения) наряду со сказанным выше позволяет относить трахиандезито-базальтовую толщу к более поздним образованиям, т.е. к поздней перми — триасу.

Трахиандезито-базальтовая толща здесь сложена чередующимися горизонтами лав и лавобрекчий трахиандезитов и трахиандезито-базальтов. Для лав характерны лиловые и серые, а для лавобрекчий пестрые окраски. В нижней части лавы характеризуются миндалекаменным сложением, но миндалины не заполнены, выше встречаются лавы с массивной текстурой. Среди лав и лавобрекчий наблюдаются ксенолиты или крупные обломки (20-70 см) сильно измененных (ассимилированных) гранитов и кислых туфов.

Междуречье Чикоя и Еро-Гола. Верхнепермская вулканогенная серия в этом районе представлена моноклинально падающей на север под углом примерно 30° (см. рис. 11) мощной толщей лав, состав которых варьирует в широком диапазоне: от кислого до основного.

Моноклираль осложнена тектоническими нарушениями, придающими ей блоковое строение. Разломы фиксируются главным образом по долинам рек и имеют субширотное и субмеридиональное направление. Самыми крупными из них являются Хабцагайн-Булакский, Хацургольский и Хадзинский разломы.

Строение вулканогенной серии изучено в междуречье Хадзы, Хацур-Гола и Хабцагайн-Булака, являющихся притоками Чикоя и Еро-Гола. Возраст этой серии определяется находками флоры в горизонтах вулканогенно-осадочных пород нижней и верхней частей разреза.

В нижней части флора обнаружена близ высоты с отм. 960,0, в 0,5 км к востоку от р. Улан-Булак — правого притока р. Хабцагайн-Булак. Определения М.В. Дуранте показали, что найденные формы сульцивых кордаитов (*adlerii clericii*) — *Phyllothea* cf. *turnaensis* (Gorel.), *Cordai* Meyen, Cf. cf. *adleri* (Radcz.) Meyen, *C. dercii* Zal., *C. aff. minax* (Gorel.) *syllum* ex gr. *acataeomlleides* (Gein). Zal., *Tungussocarpus* cf. *tychtensis* (Zal.) Such, *Glottophyllum* (?) sp. nov., *G. ex gr. elangatum*, *G. sp.* характерны для поздней перми Ангарской палеофлористической провинции: в верхних частях разреза, на правом берегу р. Хацур-Гол, в горизонтах туфоалевролитов и туфопесчаников обнаружены *Phythea* (?) sp., *Glottophyllum* (?) sp.

Вулканогенная толща района характеризуется четким трехчленным строением, обусловленным преобладанием кислых лав и туфов в нижней части, андезитовых лав в средней части, андезито-базальтовых и базальтовых лав в верхней части разреза (рис. 13, см. вклейку).

Горизонты кислых пород в нижней половине верхнепермской толщи составляют большую по объему часть разреза. Эти образования распространены главным образом в северо-западной, южной и северо-восточной частях района. Они представлены в основном туфами и лавами липаритовых порфиров, горизонтами вулканогенно-осадочных пород. Главной особенностью нижней части разреза является резкая фациальная изменчивость пород, как вкрест простирания, так и по латерали, и преоб-

ладание среди них пирокластических образований. В поле развития пирокластических пород встречаются многочисленные секущие дайки и согласные тела липаритов, ортофиоров, микродиоритов, а также диабазов.

Мощность нижней части разреза около 1600-1800 м. Однако эта величина, по-видимому, сильно занижена, так как не были учтены мощности обширного поля кислых эффузивов, развитых по водоразделу рек Арагута, Чиктэй, Ихэ-Булак и Улан-Булак.

Состав средней части вулканогенной толщи существенно отличается от состава предыдущей. Она характеризуется лавами трахидацитов, трахиандезито-дацитов, трахиандезитов, среди которых отмечаются горизонты трахиандезито-базальтовых и базальтовых порфиритов. Все петрографические разновидности пород существенно среднего и основного состава фациально замещаются при продвижении на север более кислыми образованиями. Характерной особенностью средней части разреза является преобладание лав над пирокластами и выдержанность состава в пределах каждой пачки.

Мощность разреза в этом районе 1500—1800 м.

Выше залегает верхняя толща, состоящая в основном из трахиандезито-базальтовых и трахибазальтовых лав. В районе горы Баян-Ундур-Обо, на правом берегу р. Хадзы, в основании этой толщи выделяется горизонт мелко- и среднезернистых туфов и туфопесчаников, а также туфобрекчий, сцементированных лавой липаритового состава (~ 70—80 м). Здесь же отмечались редкие маломощные (10—30 см) пропластки туфопесчаников и туфопесчаников. Среди этих осадочных горизонтов встречаются веточки хвойных плохой сохранности, среди которых М.В. Дуранте определила *Glottophyllum* (?) sp. или *Thinnfeldia* (?) sp. с неясным жилкованием. Наличие этой флоры, которая встречается совместно с верхнепермскими кордаитами, позволяет относить вмещающую толщу к верхней перми — триасу.

Разрез верхнепермской — триасовой вулканогенной серии изучен нами в нескольких местах. Наиболее полный разрез составлен на участке, протягивающемся от р. Хабцагайн-Булак до среднего течения р. Хадзы (левый приток Чикоя). Здесь залегают (снизу вверх) (см. рис. 12, VIII):

Мощность, м

1. Туфопесчаники, туфы липаритовых порфиров, средне- и мелко-обломочные, плотные, тонкослоистые, темно- и зеленовато-серые. На фоне плотной тонкозернистой цементирующей массы выделяются небольшие по размеру (1-2 мм) обломки кристаллов плагиоклаза и кварца. Туфопесчаники содержат обрывки флоры (аз. падения СЗ 330—335°, угол падения 70—80°) 100
2. Липаритовые порфиры, залегающие на неровной поверхности мелко- и среднезернистых туфов кислого состава. Характеризуются довольно однородными микроструктурными особенностями, массивным сложением, светло- и темно-серой окраской с вкрапленниками темного кварца, розоватого и белого полевого шпата. Изредка отчетливо видна флюидалность, направление которой изменяется от полого падающей до вертикальной 250—300
3. Липаритовые порфиры, тонкоплитчатые, светло- и буровато-серые, местами тонкофлюидалные, с четкой параллельностью полос.

Среди них часто встречаются прослои очень плотных ороговикованных тонкоплитчатых белесых, светло-серых туффитов и туфопесчаников мощностью от 1,5 до 10 м

250—280

4. Пачка существенно вулканогенно-осадочных пород, часто чередующихся между собой. Состоит из туфопесчаников, туфогравелитов, туффитов, туфоалевролитов и туфосланцев. В основании пачки в некоторых местах устанавливается маломощный (8-10 м) горизонт среднеобломочных туфовых конгломератов. Обломки и гальки представлены чаще всего кислыми вулканитами, реже — зеленокаменно-измененными средними эффузивами. В прослоях туфопесчаников, туфоалевролитов и туфосланцев встречаются растительные остатки . . .

260—300

5. Чередование розовато-, светло-серых, иногда ярко-зеленых и голубоватых туфов липаритовых порфиров с маломощными горизонтами лав липаритовых порфиров

200—220

6. Трахиандезитовые порфириты, серые, с фиолетовым оттенком. Среди них наблюдаются прослои туфо- и лавобрекчий. Мощность горизонта по простиранию быстро изменяется

15—20

7. Пачка туфов липаритовых порфиров, розовато- и светло-серых. Среди них наблюдается маломощный (1,5-2 м) горизонт темно-серых и розоватых тонкофлюидальных игнимбритоподобных, быстро выклинивающихся по простиранию липаритов.

100

8. Липаритовые порфиры массивные, белые, желтоватые, серые, довольно однообразные по микро- и макроструктуре. На фоне плотной скрытокристаллической массы выделяются вкрапленники черных и серых изометрических кристаллов кварца, а также таблитчатых и короткопризматических зерен серого и белого полевого шпата. Изредка встречаются невыдержанные по простиранию горизонты туфов, липаритов, дацитов и вулканических стекол

300—400

Пачка 8 по простиранию фашиально замещается трахидацитовыми, трахилипарито-дацитовыми, реже трахиандезитовыми лавами. Они характеризуются кремовыми, коричневатыми, буроватыми, серыми окрасками, массивной, местами тонкоплитчатой отдельностью. На фоне скрытокристаллической, очень плотной массы выступают фенокристаллы таблиц розоватого и белого полевого шпата, реже черные удлиненные кристаллы роговой обманки и листочки биотита. Дацитовые и липарито-дацитовые лавы иногда имеют ярко выраженную флюидальную текстуру.

250—300

Общая мощность нижней части разреза около 1600 м.

9. Трахиандезито-дациты, трахиандезитовые порфириты, бурые, фиолетовые, темно-серые, лиловатые, реже красноватые, с довольно крупными (до 3-5 мм по длинной оси) призматическими фенокристаллами плагиоклаза. Среди этой существенно андезитовой пачки встречаются горизонты (30-40 м) темно-коричневых крупнолейстовых трахибазальтовых порфиритов, которые по простиранию фашиально замещаются лавами андезитовых порфиров. Местами встречаются маломощные (10-15 м) горизонты лаво- и туфобрекчий, конгломератов и среднеобломочных туфов андезитовых порфиров

700—750

10. Трахиандезитовые и трахиандезито-дацитовые порфириты массивные, очень плотные, лиловые и буроватые. Эта пачка снизу вверх по макро- и микроструктурным особенностям довольно однородна; отмечен горизонт лавобрекчий мощностью 8-10 м

около 650

Пачка 10 согласно залегает на пачке 9 и имеет резкую границу, которая подчеркивается горизонтом туфобрекчий липаритового состава.

11. Туфобрекчи липаритовых порфиров, мелко- и среднеобломочные, белесые, желтоватые и красноватые, часто полосчатые. Обломки в туфах неокатанные, остроугольные, неотсортированные; представлены главным образом вулканическими породами кис-

лого и иногда среднего состава. Эти обломки нередко полностью замещены вторичным агрегатом	70—80
Выше по разрезу туфы сменяются горизонтами туфогравелитов и туфопесчаников, зеленоватых, грязно-серых и серых. Зерна в песчаниках плохо окатанные, почти неотсортированные.	
12. Трахиандезито-базальты, трахибазальты, часто афанитовые, очень плотные, массивные, темно-серые с буроватым оттенком. На фоне плотной скрытокристаллической основной массы видны иголки блестящих зеленоватых плагиоклазов, реже темноцветных минералов	450—470

Верхние горизонты верхнепермской — нижнемезозойской вулканогенной толщи наиболее полно представлены в юго-восточной части изученной территории (гора Сэрэн-Булак-Ула). Здесь на нижнекаменноугольной толще, состоящей из крупногалечных конгломератов, залегают вулканогенные образования, разрез которых следующий (снизу вверх):

1. Лавы липарито-дацитов и дацитов, тонкоплитчатые, серые, с коричневатым оттенком, очень плотные, скрытокристаллические	10—20
2. Лавобрекчи трахиандезитовых и трахиандезито-базальтовых порфиров, массивные, серые, темно-серые, часто пестрых окрасок. Обломки характеризуются угловатой формой, часто афролитовой текстурой со значительной степенью изменения. Размеры обломков колеблются в широких пределах (от 0,5 до 3 см по длинной оси)	240—260
3. Трахиандезито-базальты афанитовые, плотные, массивные, зеленоватые-серые и лиловые. Среди них выделяются отдельные мощные горизонты трахибазальтов и лавобрекчий трахиандезито-базальтов. Лавы местами крупнопорфировые и мидалекаменные	760
4. Трахибазальтовые и трахиандезито-базальтовые порфириты афанитовые, очень плотные, вверх по разрезу сменяющиеся крупнолейстовыми разновидностями. Лейсты, размер которых достигает 1,5 см по длинной оси, представлены голубовато-зелеными лабрадорами. Лейсты часто ориентированы субпараллельно друг другу	350
Общая мощность верхней части разреза около 1300 м.	

Максимальная мощность верхнепермской вулканогенной серии в междуречье Еро-Гола и Чикоя составляет около 5 км.

Приведенный материал свидетельствует о том, что в строении верхнепермской вулканогенной толщи участвует довольно контрастная ассоциация пород, представленная как липаритами, так и базальтоидами; заметно постепенное уменьшение кислотности пород к верхам разреза.

Другой важной особенностью этой толщи является преобладание в нижних ее горизонтах пирокластических образований. Этот факт, по-видимому, может свидетельствовать о смене характера вулканической деятельности — от взрывной благодаря наличию аппаратов центрального типа к более спокойным трещинным излияниям, по составу соответствующим базальтоидам.

В рассматриваемом районе широко распространены субреальные секущие тела ортофиров, сиенит-порфиров, микродиоритов и т.д. Нередко отмечаются согласные пластовые тела и секущие дайки, а также штоки (левый берег р. Хадзы, левобережье р. Хабцагайн-Булак и т.д.).

Таким образом, приведенные выше разрезы пермской вулканогенной ассоциации позволяют констатировать, что вулканы, относящиеся к

низам верхней перми и представленные породами пестрого состава, имеют сравнительно небольшое распространение в южной части рассматриваемого района. Вместе с тем вулканогенные образования верхней части разреза имеют здесь преимущественное распространение и развиты исключительно на северных участках территории.

Район хр. Дэлгэр-Хан-Ула. Описываемый район охватывает верховья р. Киран (левый приток р. Чикоя) по правобережью р. Еро-Гола. Здесь широко распространены вулканогенные образования трахиандезитового и трахиандезито-базальтового состава. Вулканогенные породы залегают на верхнепермской толще; их разделяют поверхность размыва и отчетливая кора выветривания. Принимая во внимание наличие перерыва между этими двумя толщами, а также резкое различие в вещественном составе, мы условно считаем возраст верхней толщи позднепермско-триасовым.

Детальные исследования разрезов вулканических пород были проведены на хр. Дэлгэр-Хан-Ула, горах Сонгино, Номгон, Сант и др. (см. рис. 12). В виде небольших изолированных полей эти вулканы встречаются среди мезозойских гранитоидов.

В междуречье Еро-Гола и Чикоя, по правобережью р. Хацур-Гол, в осадочных прослоях среди вулкаников были обнаружены растительные остатки, свидетельствующие о раннемезозойском возрасте вмещающих их отложений. Характерной особенностью толщи является почти полное отсутствие вулканогенных пород кислого состава и незначительные объемы пирокластического материала, представленного туфами, лапиллями и вулканическими бомбами различных размеров и форм. Кислые вулканиды, представленные маломощными горизонтами лавовых брекчий и лав липаритов и дацитов, отмечались только в нижних горизонтах толщи в междуречье Чикоя и Еро-Гола.

Другой ее чертой является существенно лавовый состав (трахиандезиты и трахибазальты) и большая мощность — более 300 м (см. рис. 12, IX).

В западной и центральной частях Орхон-Селенгинского прогиба также выделяются трахиандезитовые и трахибазальтовые толщи большой мощности, которые слагают самые верхи пермского разреза. О. Томуртоого (1973) относил их к верхней перми, имея в виду налегание этих вулкаников на туффитовую, хорошо палеонтологически документированную толщу (нижняя половина верхней перми) (см. рис. 12, I). В Западном Забайкалье ей может соответствовать унгуркуйская свита, с которой как по фациальному составу, так и по возрасту она имеет очень много общего.

Описанные выше вулканогенные образования основного состава прорваны крупными интрузиями гранитоидов, а также малыми телами в виде штоков гранит-порфиров, сиенитов, диоритов, микродиоритов, сиенит-порфиров, долеритов и др. Эти тела имеют повсеместное развитие. В районе горы Номгон наблюдается серия кулисообразно расположенных штоков и малых тел гранит-порфиров, сиенит-порфиров и диорит-порфиров. Они пересекают не только вулканогенную толщу, но и массивы гранитов раннемезозойского возраста. Дайки, а также другие тела в плане имеют вытянутую форму и северо-восточные простирания.

Вулканогенные породы на контакте с интрузиями сильно изменены и приобретают зеленоватые и темно-серые окраски. Миндалины в них

полностью заполнены эпидотом, кальцитом и кварцем. Породы становятся очень плотными и массивными. Мощность зоны контакта для 20-метрового секущего тела гранит-порфиров составляет 5-8 м.

Таким образом, в северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба установлено широкое развитие пермских и пермо-триасовых вулканогенных ассоциаций, представленных собственно эффузивными и субвулканическими фациями. Первые из них образуют мощную стратифицированную толщу, сложенную лавами кислого, среднего и основного состава и их пирокластическими аналогами.

По петрографическому составу среди этих пород выделяются липаритовые лавы и их туфы, андезитовые, дацитовые лавы, а также переходные разновидности — андезито-дациты, туфы андезитового состава и, наконец, базальтовые лавы.

Вулканизм в этом районе проявился в начале поздней перми и был приурочен к участкам, примыкающим к зоне Баянгольского глубинного разлома. Блоковое строение северо-восточной части прогиба, наличие большого числа разломов свидетельствуют о повышенной проницаемости района, что способствовало интенсивному вулканизму на позднепермском этапе.

Здесь преимущественно были развиты вулканогенные породы кислого состава, представленные в основном лавами и также средне- и мелкообломочными туфами. Лавы встречаются в виде маломощных горизонтов липаритов, кварцевых порфиров, фельзитов, реже игнимбритов. Игнимбриты отмечены в районе горы Цогт-Ула и р. Хабцагайн-Булак. Они фациально замещаются зернистыми туфами. Частая перемежаемость вулканического и терригенно-осадочного материала во многих разрезах позволяет предполагать существование здесь небольших замкнутых мелководных бассейнов, например в нижнем течении р. Шарыйн-Гол, расположенном в междуречье Еро-Гола и Орхона, а также по правобережью р. Хабцагайн-Булак.

Лавы имеют постепенные фациальные переходы и составляют мощную стратифицированную толщу, причем вверх по разрезу кислые вулканы заменяются базальтоидами.

Субвулканические фации представлены штоками ортофиров, дайками диабазов, трахитов, липаритов и микродиоритов, которые прорывают верхнепермскую вулканогенную толщу; в большинстве случаев они сконцентрированы в нижней ее части. По минералогическому составу и микроструктурным особенностям субвулканические образования сходны с их эффузивными аналогами.

Все это свидетельствует о том, что лавы и субвулканические образования генетически связаны между собой и формировались в близких условиях.

СОСТАВ ПРОДУКТОВ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА

ВЕРХНЕПЕРМСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Верхнепермская вулканогенная ассоциация северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба представлена лавами и пирокластами различного петрографического состава, а также вулканогенно-осадочными образованиями. Отдельную группу составляют субвулканические тела долеритов, липаритов и ортофиров, микродиоритов, диабазов, микро-сиенитов и крупнолейстовых андезито-базальтов.

Все эти породы распространены в различных частях района и занимают разное положение в разрезе вулканогенной толщи, характеризуются различными условиями образования и морфологически по-разному проявляются. Тем не менее все они находятся в тесной генетической связи, о чем свидетельствуют сходство внешнего облика пород, близость минералогического и химического состава, а также пространственная приуроченность их к одним и тем же участкам.

Верхнепермская серия, как мы уже отметили в предыдущей главе, распространена в основном в двух районах: в междуречьях Еро-Гола и Орхона, а также Еро-Гола и Чикоя. Здесь среди вулканогенных образований можно выделить группы липаритового, дацитового, андезитового и базальтового состава, представленные лавами, пирокластами, а также вулканогенно-осадочными образованиями.

Базальтовая группа пород. Породы этой группы в основном развиты в междуречье Орхона и Еро-Гола и встречаются в виде покровов. Кроме них, повсеместно развиты и субвулканические образования, представленные дайками и мелкими телами долеритов, диабазов и базальтов. Таким образом, базальтовая группа пород отличается разнообразием, которое проявляется главным образом в структурно-текстурных особенностях. Это породы темного, темно-серого, темно-зеленого цвета, плотного, массивного и иногда миндалекаменного сложения. Структуры афировые и крупнопорфировые.

Минералогический состав базальтовых лав определяется сочетанием моноклинного пироксена и основного плагиоклаза, главным образом лабрадора и андезина. Обычно по объему плагиоклазы доминируют над цветными минералами. Часто фенокристаллы сложены одним плагиоклазом. Плагиоклаз во вкрапленниках характеризуется короткопризматической формой, иногда зонален, размер кристаллов достигает 3—4 мм по длинной оси. Фенокристаллы плагиоклаза представлены лабрадором и андезин-лабрадором (№ 43—55, 56—62); они часто сосхриститизированы (табл. I, а).

Пироксен в фенокристаллах присутствует в небольших количествах. Он бесцветен, имеет короткостолбчатую и боченкообразную форму; $c:N_g = 33-47^{\circ}$, оптически положительный, $ng-np = 0,013-0,019$; $+2V = 58-64^{\circ}$. Оптические константы позволяют относить его к диоксид-авгитовому ряду (табл. I, б).

Размер фенокристаллов пироксена достигает 1,7 мм по длинной оси. Часто они полностью или частично замещены хлоритом, иногда по ним развивается вторичная роговая обманка.

Основная масса базальтовых лав обладает значительным структурным разнообразием. Присутствуют разновидности базальтов от витрофировых до полнокристаллических. В строении основной массы этих лав принимают участие плагиоклаз, моноклинный пироксен, а также магнетит и в различной степени раскристаллизованное вулканическое стекло. В зависимости от степени и характера изменения стекла и главных породообразующих минералов по ним развиваются такие вторичные минералы, как хлорит, эпидот и магнетит. В миндалекаменных разностях, кроме перечисленных минералов, присутствуют кварц, цеолит и пренит, которые обычно выполняют миндалины.

Субвулканическими образованиями этой группы являются штоки базальтов и дайки долеритов, диабазов и крупнолейстовых андезито-базальтов, которые чаще встречаются в пределах свиты преимущественно липаритового состава, прорывая ее.

Эти образования были встречены по правобережью р. Хабцагайн-Булак, а также по левобережью р. Хадзы и т.д. Размеры их колеблются в широких пределах. Мощность даек изменяется от 1 до — 10 м.

Представляют интерес штоки базальтов, распространенные близ высоты 1205,0. Они имеют округлую в плане форму; их размеры колеблются от первых десятков до первых сотен метров. Главными породообразующими минералами в них являются плагиоклаз, моноклинный пироксен и небольшое количество оливина; содержание последнего не превысит 1–2%, причем оливин встречается только в основной массе.

Плагиоклаз присутствует в фенокристаллах и микролитах. В первых он представлен лабрадором, а во вторых — плагиоклазом андезин-лабрадорового ряда (№ 43–55).

Пироксен представлен диоксидом. Он иногда частично замещается пеннином. Содержание пироксена составляет около 15% объема породы. В составе основной массы, кроме микролитов плагиоклаза и пироксена, присутствует неизменное вулканическое стекло. Структура основной массы интерсерральная.

В центральной части штоков базальты раскристаллизованы. В интерстициях между микролитами присутствует уже не стекло, а кварц. В этих случаях роль цветных минералов в породе значительно снижается. Порода становится более лейкократовой. Главной особенностью базальтов, составляющих субвулканическое тело (шок) этого района, является их кайнотипный облик.

К этой группе отнесены и переходные к андезитам разности базальтов: андезито-базальты. По петрографическим особенностям они близки к базальтовым лавам и встречаются совместно.

Андезитовая группа пород. Породы этой группы широко распространены в междуречье Еро-Гола и Чикоя, занимая более высокое стратиграфическое положение, чем базальты. Они также встречаются в виде отдельных горизонтов в междуречье Еро-Гола и Орхона, особенно в окрестностях гор Жаргалан-Ула и Цогт-Ула.

К этой группе относятся андезитовые и трахиандезитовые лавы и лавобрекчи, а также туфы этих же лав. Сюда следует отнести и породы переходного состава — андезито-дациты.

Примечательной особенностью минералогического состава лав является отсутствие гиперстена, столь характерного для андезитовых серий складчатых областей. Состав лав характеризуется сочетанием среднего плагиоклаза, моноклинового пироксена, а также кислого плагиоклаза, роговой обманки и реже калинатриевого полевого шпата.

Плагиоклаз встречается как во вкрапленниках, так и в основной массе. Его фенокристаллы имеют таблитчатый и удлиненно-призматический облик, прямую зональность (насчитывается до восьми зон) (табл. II,а). Часто в кристаллах наблюдаются многочисленные хлоритизированные включения, скорее всего первичного вулканического стекла, которое приурочено к определенным зонам зональных кристаллов (табл. II,б). Для плагиоклаза характерны простые и полисинтетические двойники, которые сдвойникованы по альбит-карлсбадскому, карлсбадскому, реже манебах-переклиновому законам.

По составу плагиоклаз вкрапленников соответствует лабрадору и андезин-лабрадору (№ 31–38, 45–53); в андезито-дацитах фенокристаллы сложены в основном андезином (№ 30–33), реже олигоклаз-андезином.

Вторичные изменения выражаются в сосюритизации, альбитизации и пелитизации плагиоклазов.

Моноклинный пироксен представлен диопсидовым авгитом в трахиандезитах и диопсидом в андезитовых и андезито-дацитовых лавах.

Пироксен бесцветный, имеет желтоватые оттенки, секторальное угасание (структура песочных часов). Оптические константы: $c:N_g = 35-43^\circ$; $ng-np = 0,017-0,029$; $+2V = 50-57^\circ$, иногда $40-46^\circ$. Содержание пироксена в породе колеблется от 3 до 10%. По оптическим свойствам пироксен соответствует минералу авгит-диопсидового ряда с невысокой железистостью и повышенной известковистостью. В некоторых породах встречается ортопироксен (клиноэнстатит-диопсидовый ряд) с несколько повышенной известковистостью. В связи с этим следует отметить, что многие исследователи (Коптев-Дворников и др., 1967; Кепежинская, 1969; Добрецов и др., 1971), изучавшие андезитовые и трахиандезитовые формации орогенных областей Казахстана, Алтая и других районов Советского Союза, указывали на субкальциевый характер моноклиновых пироксенов в породах этой формации.

В некоторых разновидностях, особенно в андезито-дацитах, темноцветные минералы представлены роговой обманкой желтовато-зеленой и желтовато-коричневой окраски, удлиненно-призматической и игольчатой формы. Роговая обманка характеризуется такими оптическими константами: $c:N_g = 20-40^\circ$; $ng-np = 0,013-0,018$; $-2V = 78-80^\circ$. В андезитовых и андезито-дацитовых лавах, развитых в междуречье Орхон — Ша-

рийн-Гол, встречаются отдельные шпировые скопления, сложенные этими минералами. Размеры шпиров колеблются от 1 до 10–12 см в поперечнике. Основная масса трахиандезитовых, андезитовых и андезито-дацитовых лав состоит из микролитов плагиоклаза (№ 23–28, 36–43), небольшого количества пироксенов, иногда роговой обманки и рудного минерала, а также калиевого полевого шпата. Последний присутствует в виде ксеноморфных выделений среди микролитов.

Характерными структурами основной массы являются пилотакситовая, андезитовая микропойкилитовая, гиалопилитовая и пилотакситово-микропойкилитовая. В редких случаях среди андезитов встречаются разновидности с миндалекаменной структурой. Мелкие миндалинки (0,08–1 мм в диаметре) заполнены вторичными минералами: хлоритом, кварцем, эпидотом и иногда пренитом.

К этой же группе относятся лавовые брекчии трахиандезитов и андезитов, наблюдающиеся в виде отдельных пачек и горизонтов среди лав. Они характеризуются отчетливой обломочной структурой и пестрой окраской, обусловленной разной степенью изменения обломков и цементирующей массы. Обломки остроугольные, размеры их колеблются от 1–1,2 мм до 10–12 см в поперечнике (табл. III,а). Минеральный состав такой же, как и описанных выше лав. Цемент лавовый.

Туфы этих лав распространены незначительно. Встречаются они в виде маломощных горизонтов, ассоциируясь с осадочно-вулканогенными образованиями. Туфы относятся к крупно- и среднеобломочным разностям.

Дацитовая группа пород. В эту группу включены дацитовые и трахидацитовые лавы и их пирокласты, которые отмечаются на сравнительно небольших площадях, в районе междуречья Еро-Гола и Чикоя. Они встречаются в основном в верхней части верхнепермской серии в виде отдельных (100–200 м) пачек, реже в дацитовой толще в виде маломощных (8–15 м) горизонтов, которые по простиранию фациально замещаются лавами липаритов и андезито-дацитов. Эти породы имеют общую порфирированную структуру, массивное сложение и плитчатую отдельность. Толщина отдельных плиток варьирует от 0,5 до 2 см.

Главными пороодообразующими минералами в них являются плагиоклаз, моноклинный пироксен и роговая обманка.

Плагиоклаз, как главный пороодообразующий минерал, присутствует в фенокристаллах и в основной массе. Фенокристаллы плагиоклаза представлены одиночными, короткопризматическими кристаллами олигоклаз-андезинового ряда (№ 15–19 и 22–28) и андезина 30 (№ 30–37), сдвоенными по альбитовому, манебахскому, реже бавенскому (левый) законами. В трахидацитах во вкрапленниках появляется калинатриевый полевой шпат (ортотлаз, реже микроклин). Его содержание не превышает 3% объема породы.

Плагиоклазы во вкрапленниках часто образуют гломеропорфиновые скопления, часто образуя шпирь, размеры которых достигают 0,2–1,5 см в поперечнике. Размеры отдельных кристаллов плагиоклаза колеблются от 0,5 до 1,2 мм по длинной оси. Фенокристаллы плагиоклаза составляют около 10–15% объема породы. Для них характерны альбитизация и пелитизация, реже серицитизация.

Роговая обманка встречается во вкрапленниках и в основной массе. Она имеет зеленый и бурый цвет с сильным плеохроизмом ($N_g > N_p$) и следующие оптические константы: $c:N_g = 5-12^{\circ}$; $-2V = 72-88^{\circ}$; $ng-np = 0,014-0,20$. Размеры кристаллов во вкрапленниках колеблются от $0,4 \times 0,1$ до $0,5 \times 1,8$ мм; они имеют удлиненную, игольчатую форму. Для роговой обманки характерны ромбовидные сечения по третьему пинакноиду. Содержание ее в породе достигает до 8–10% общего объема породы. Роговая обманка чаще всего опацифицирована, а иногда полностью замещена.

Пироксен (моноклиный) встречается в дацитовых порфиритах в большинстве случаев в основной массе в виде мелких микролитов, реже в фенокристаллах. В последних пироксен представлен короткопризматическими кристаллами, содержание которых не превышает 30% объема породы. По оптическим признакам он отвечает диопсиду: $c:N_g = 37^{\circ}$; $ng-np = 0,18-0,022$; $+2V = 65^{\circ}$. Встречается клиноэнстатит со следующими оптическими свойствами: $c:N_g = 28^{\circ}$; $ng-np = 0,013-0,017$; $+2V = 44^{\circ}$. По составу диопсид отвечает более магнизильным разностям с содержанием 5–8% ферросилитовой молекулы. Клиноэнстатит с такими оптическими константами также соответствует более магнизильным разностям с содержанием около 10–13% ферросилитовой ($FeSiO_3$) молекулы. Клинопироксены чаще всего встречаются в основной массе в виде мелких микролитов.

Пироксены почти не изменены. Иногда они замещаются хлоритом или агрегатом рудного минерала. Кварц присутствует во вкрапленниках дацитового порфирита и в липарито-дацитах в виде округлых зерен. В последних содержание фенокристаллов кварца достигает 1–2% общего объема породы. Основная масса дацитовых порфиритов представляет собой существенно кварц-полевошпатовый агрегат, в котором заключены микролиты плагиоклаза, реже темноцветных минералов, а также частицы рудных минералов. Наблюдаются структуры двух типов: микрофельзитовая, главным образом в липарито-дацитах и дацитах, и пилотакситовая, характерная для дацитов и андезито-дацитов. Туфы дацитовых порфиритов распространены сравнительно нешироко. По внешнему виду они диагностируются с большим трудом. Микроскопически туфы характеризуются мелко- и среднезернистым сложением, обломки в них представляют дацитовыми порфиритами, липаритами, андезитами, а также отдельными минералами: плагиоклазами, реже кварцем и роговой обманкой. По составу обломков среди туфов выделяются литокластические и литокристаллические разности. Последние имеют большее распространение. Обломки в туфах чаще всего несортированы, угловатые, размеры их колеблются от 0,1 до 1,2 мм в поперечнике.

Цементирующая масса представлена кварц-полевошпатовым фельзитоподобным агрегатом с содержанием 20–25% пеплового материала. Последний частично карбонатизирован и хлоритизирован.

Вторичные изменения в туфах выражаются главным образом в перекристаллизации основной массы, обломков пород и цементирующей массы самого туфа, а также сосюритизацией и пелитизацией плагиоклаза, опацифициацией и хлоритизацией роговой обманки и пироксена.

Липаритовая группа пород. Указанная группа пород широко распространена среди верхнепермских образований. Она представлена лавами и пирокластическими разностями. Породы этой группы не только входят в состав разреза, но ими сложены также секущие и согласные субвулканические тела: дайки и штоки ортофиоров и трахилипаритов. Особенностью их является лейкократовый облик. Внешне это порфиновые породы кремового и коричневатого-серого цвета, плотного сложения, массивные, иногда флюидалные, часто обладают тонкоплитчатой отдельностью.

Минеральный парагенезис определяется сочетанием кислого плагиоклаза, представленного, как правило, олигоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем. Реже отмечается бурый и зеленый биотит в виде отдельных листочков, часто опацизированных. Липаритовые лавы обладают порфировой структурой, обусловленной присутствием фенокристаллов олигоклаза, кварца и калиевого полевого шпата. Полевые шпаты пелитизированы. Их розоватые и белые таблитчатые порфиновые выделения в флюидалных лавах ориентированы в одном направлении, на темном, светлом и буроватом фоне основной массы кислых лав они создают специфический структурный рисунок.

В трахилипаритах фенокристаллы представлены кислым плагиоклазом и калиевым полевым шпатом (микроклином), присутствующими в равных соотношениях. Состав плагиоклаза соответствует олигоклазу (№ 22–28), реже встречается андезин (№ 30–36). Для вкрапленников кварца характерны округлые и бипирамидальные формы (табл. III, б). Для них типичны оплавление и коррозия по краям зерен.

Основная масса кислых лав сложена фельзитовым, микрофельзитовым и микропойкилитовым агрегатом кварц-полевошпатового состава. Микропойкилитовые структуры обусловлены субпараллельным расположением микропойкилитовых вростков полевого шпата внутри более крупных изометричных зерен кварца. Поэтому структура эта вторичная, возникшая в процессе перекристаллизации стекловатого материала.

На некоторых участках в междуречье Еро-Гола и Чикоя (в районе р. Хабцагайн-Булак) встречены липаритовые порфиры со сферолоидами (табл. IV, а). Состав и микроструктура сферолоидов в этих липаритах не отличаются от основной массы. Свообразными породами этой группы являются игнимбриты, встречающиеся в разрезе в тесной связи с зернистыми туфами и брекчиями липаритов. В одних разновидностях они легко распознаются в поле, в других — обнаруживаются только при изучении пород под микроскопом.

Минералогический состав игнимбритов такой же, как и у лав. Однако эти породы насыщены обломками вулканического стекла с различной степенью раскристаллизации. Кроме того, обломочная фракция в них представлена кислыми плагиоклазами, калиевыми полевыми шпатами и кварцем. Обломки вулканического стекла чаще всего имеют различные оскольчатые и пламевидные, червеобразные, с расщепленными концами формы с плоскими лепешковидными срезами в плане. Основная масса игнимбритов витрофирная, местами пепловая. Степень раскристал-

лизации вулканического стекла основной массы часто одинокова с обломками, поэтому последние распознаются исключительно при параллельных николях по цвету благодаря различной степени окисления железистых минералов в пепловых частицах. Пепловые частицы собраны в субпараллельные потоки, изгибающиеся вокруг обломков и обтекающие их, создавая четкий флюидалный рисунок (табл. IV, б).

Среди игнимбритов преобладают кристалло- и витрокластические разновидности, а литокластические имеют ограниченное распространение.

Туфы липаритов широко развиты в изученном районе. В разрезе они встречаются совместно с игнимбритами, лавами а также с вулканогенно-осадочными образованиями. Туфы характеризуются пестрой окраской, плитчатыми и массивными отдельностями и часто флюидалной текстурой.

В их составе присутствуют обломки главных породообразующих минералов: плагиоклаза, кварца, калишпата, реже биотита; отмечаются также обломки пород – липаритового порфира и др. Среди туфов встречаются пепловые (табл. V, а) и витрофировые разности, в которых обломки стекла и полевые шпаты, а также кварц заключены в стекловатой массе. Для обломков стекла характерна повышенная степень перекристаллизации, выражающаяся в превращении его в фельзитовые, сферолитовые (табл. V, б), реже сноповидные агрегаты. Наблюдаются хорошо выраженные первичные перлитовые трещины отдельности (табл. VI, а).

Обломочная фракция в туфах распределена крайне неравномерно и имеет разнообразные формы.

Обломки цементируются перекристаллизованным стекловатым материалом со значительным содержанием пепловых частиц. Эта цементирующая масса характеризуется фельзитовой и пепловой структурами. Пепловый материал имеет различную степень спекания.

Субвулканические разновидности этой группы пород представлены штоками и дайками ортофиров, липаритов и трахилипаритов. Эти образования фиксируются во многих местах в виде параллельных серий даек и небольших штокообразных тел только в средней части верхнепермской липаритовой толщи. Штоки ортофиров отмечены в правом борту р. Хабцагайн-Булак, вблизи высоты с отм. 960,0, а также по левому берегу р. Улан-Булак; пластовое тело было встречено на южном склоне горы Цогт-Ула, а серия даек ортофиров – на горе Долон-Дабхуг.

Ортофиры имеют розоватую, серую, темно-бурую окраску, массивную, реже плитчатую отдельность. Часто они характеризуются порфировым сложением, обусловленным крупными выделениями таблиц розоватых полевых шпатов, которые хорошо видны на фоне мелкозернистой и скрытокристаллической основной массы. Дайки ортофиров по структурно-текстурным особенностям довольно однообразны, но в пределах штоковых тел ортофиров они имеют различные структурные признаки. Кроме порфировых, наблюдаются афанитовые и флюидалные участки; последние встречаются преимущественно в краевых частях тел, местами они брекчированы.

Минеральный парагенезис представлен калишпатами, кислым плагиоклазом (олигоклаз, альбит-олигоклаз), в меньшей степени биотитом

и кварцем. Кроме того, присутствуют вторичные минералы — хлорит, серицит и второстепенные — сфен, апатит и магнетит.

Характерной особенностью ортофиров является то, что вкрапленники представлены исключительно щелочным полевым шпатом (ортоклазом), в меньшей степени — кислым плагиоклазом альбит-олигоклазового ряда.

Основная масса состоит в основном из субпараллельно расположенных, плотно прилегающих друг к другу микролитов, таблитчатых зерен калишпата и альбитизированного плагиоклаза. Иногда она сложена микролитами калишпата с характерными изометричными формами. Эти микролиты заключены в криптокристаллический кварц-полевошпатовый базис, представляющий собой продукт раскристаллизации стекла. Таким образом, структура основной массы ортофира преимущественно трахитоидная, пилотакситовая и ортофировая. Нередко встречается микропойкилитовая структура. Полевые шпаты как в фенокристаллах, так и в основной массе в одинаковой степени пелитизированы, вследствие чего порода в целом имеет розоватые и желтоватые окраски. Альбит-олигоклаз в отличие от ортоклаза серицитизирован.

Из темноцветных минералов присутствует бурый биотит, который составляет не более 3% общего объема породы. Биотит почти нацело опацизирован.

Флюидальные ортофиры, как уже отмечалось, слагают в основном краевую часть тела. Основная масса сложена в различной степени перекристаллизованным вулканическим стеклом. В этих разновидностях ортофира содержание кремнезема более высокое, чем в других породах. В целом следует отметить, что по химическому составу ортофиры этого района близки к трахидацитам; содержание щелочей в них не превышает 10%.

В пределах изученного района развиты также дайки и штоки липарита. Дайки липарита встречены в междуречье Еро-Гола и Чикоя (бассейн р. Хабцагайн-Булак) в липаритовой толще. Они имеют преимущественно субмеридиональное направление и пересекаются дайками ортофиров. Для даек липарита не характерны какие-либо экзо- или эндоконтактные изменения. Это, по-видимому, обусловлено близким составом даек и вмещающей толщи и, возможно, почти синхронным их образованием.

По минеральному составу липариты в дайках ничем не отличаются от вмещающих липаритовых лав. Исключение составляет основная масса, которая иногда имеет микропегматитовую структуру.

В целом характерной особенностью даек липаритов и ортофиров является то, что они концентрируются локально, располагаясь параллельно друг другу.

Другая группа субвулканических тел липаритов, представленных мелкими штоками, развита в районе междуречья Орхон-Шарыйн-Гол. Самым крупным (площадью до 20 км²) из них является гора Ноён-Хан-Ула. Тела эти располагаются среди базальтов и имеют явно рвущие контакты. Липариты характеризуются плитчатой отдельностью, кремовой и светло-серой окраской, местами, особенно в краевой их части, имеют флюидальную текстуру.

Порода имеет порфировую структуру и фельзитовую основную массу. Главными породообразующими минералами являются кислый плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат (микроклин), реже биотит.

Таким образом, липаритовая группа пород имеет широкое распространение и представлена различными фациями — от эксплозивных до субвулканических. В связи с этим среди них намечаются разнообразные структурно-текстурные разновидности.

Петрографическое и петрохимическое исследования верхнепермских вулканогенных пород показывают, что в северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба верхнепермская вулканическая ассоциация характеризуется непрерывным рядом вулканогенных пород от липарита до базальта.

Самыми распространенными являются породы кислой группы. Вулканиды промежуточного состава, особенно дациты, составляют небольшой объем от общей массы вулканогенных пород.

Таким образом, верхнепермские липаритовая и трахилипаритовая серии сложены преимущественно эксплозивными образованиями, среди которых широко распространены зернистые (от мелких до крупных) туфы и игнимбриты липаритового и частично трахилипаритового состава. Эксплозивный и игнимбритовый вулканизм сопровождался излияниями преимущественно нормальных и щелочных кислых лав.

Отличительной особенностью химизма верхнепермской ассоциации северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба является ее нормальный известково-щелочной характер. Породы субщелочного ряда, которые встречаются в небольшом количестве, представлены в основном субвулканическими телами ортофиоров и трахилипаритов, а также пепловыми туфами и игнимбритами. Повышенная по сравнению с нормальными породами щелочность связана главным образом с аномальным содержанием Na_2O и частично K_2O . Тем не менее при отсутствии регионального повышения щелочности пород вулканогенной серии верхней перми подтверждается вывод об известково-щелочном составе первичных источников породообразующих магм.

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Вулканогенная серия раннего мезозоя сложена разнообразными породами андезитового и базальтового рядов. Среди рассматриваемых пород выделяются следующие разновидности: трахиандезиты, трахиандезитобазальты, андезиты, трахибазальты и лавобрекчи трахиандезитов и трахиандезитобазальтов. В разрезе эти разновидности встречаются в тесной генетической связи, часто наблюдаются фациальные переходы между ними. Кроме излившихся разностей, в изученном районе встречаются субвулканические образования, представленные штоками и дайками долеритов, крупнолейстовых андезитобазальтов, эссекситов, микродиоритов, реже трахитов. Все они являются секущими по отношению к главным позднепалеозойским и раннемезозойским вулканогенным толщам.

Андезиты и трахиандезиты представлены серыми, темно-серыми, лиловыми породами афанитового и порфиривого сложения, нередко с миндалекаменной текстурой. Главный минеральный парагенезис представлен плагиоклазом, моноклинным пироксеном, реже роговой обманкой.

Фенокристаллы плагиоклаза встречаются в виде коротко- и удлиненно-призматических, сдвойникованных кристаллов, часто зональных, в основном андезинового и андезин-лабрадорного ряда. Часто отмечаются хлоритизация и соссюритизация. Содержание вкрапленников плагиоклаза колеблется в широких пределах (10–30%).

Пироксен встречается и в основной массе, и во вкрапленниках; в последнем он представлен короткопризматическими кристаллами, иногда образует гломеропорфиновые скопления. Оптические свойства его соответствуют клинопироксену авгит-диопсидового ряда: $c:N_g = 29-40^{\circ}$; $ng-np = 0,014-0,22$; $+2V = 60-70^{\circ}$. Нередко пироксен замещается хлоритом и рудным минералом.

Роговая обманка встречается во всех без исключения породах трахиандезитового состава. Она представлена вытянутыми кристаллами, достигающими 2,7 мм по длинной оси, и имеет желтовато-зеленую окраску с интенсивным плеохроизмом: $c:N_g = 13-17^{\circ}$; $ng-np = 0,013-0,015$; $-2V = 50^{\circ}$. Она нередко полностью или частично опацифицирована.

Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза (андезин № 33, реже лабрадор № 50), пироксена, а также роговой обманки. Иногда появляются чешуйки бурого биотита.

В породе встречаются вторичные минералы — хлорит, эпидот, кальцит и рудные, которые развиваются по главным породообразующим минералам; иногда можно наблюдать акцессорные минералы: апатит, магнетит и лейкоксен. Основная масса имеет андезитовую и пилотакситовую структуру (табл. VI, б).

К этой группе пород следует отнести переходную разновидность от трахиандезитов к дацитам. Эти породы имеют ограниченное распространение и постепенно фациально замещаются дацитами. Трахиандезито-дациты в основном имеют светло- и лиловато-серую окраску, плитчатую отдельность порфиристую структуру.

Вкрапленники представлены плагиоклазом, а иногда одной роговой обманкой. Содержание вкрапленников обычно не превышает 10% общего объема породы.

Плагиоклазы представлены серицитизированными и пелитизированными кислыми разновидностями (олигоклаз, олигоклаз-андезин) с размером зерен до 0,6 мм по длинной оси.

Роговая обманка имеет желтовато-зеленый цвет и удлиненно-призматический габитус. Оптические константы ее: $c:N_g = 15-21^{\circ}$; $ng-np = 0,008$; $-2V = 70^{\circ}$, что позволяет отнести ее к обыкновенной роговой обманке. Основная масса пилотакситовая (такситовая), иногда микропиксилитовая.

В основной массе трахиандезитов и трахиандезито-дацитов обычно наблюдаются ксеноморфные выделения щелочных полевых шпатов.

Лавобрекчии трахиандезитов представляют собой обломочную породу пестрой окраски. Это типичные взломанные лавы,

в которых обломки различной степени измененных андезитов и трахиандезитов сцементированы теми же лавами. Породы, как и лавы, массивные, иногда имеют гороховидную структуру. В этой толще лавобрекчии образуют довольно мощные пачки, чередующиеся с лавами.

Базальты, трахибазальты и трахиандезито-базальты занимают преобладающее положение среди других разновидностей. Они имеют тесные фациальные переходы к андезитам и трахиандезитам. По внешнему облику это плотные, темно-зеленые, лиловатые, темно-серые с буроватыми оттенками породы. Для субвулканических тел типичны хорошо выраженная столбчатая, реже плитчатая отдельности, а для диабазов — шаровая отдельность.

Основными породообразующими минералами являются основной и средний плагиоклазы, моноклинный пироксен и оливин.

В трахитовых базальтах и андезито-базальтах присутствует также небольшое количество щелочных полевых шпатов, которые обычно встречаются в виде мелких ксеноморфных выделений среди микролитов.

Самыми распространенными минералами являются плагиоклаз и пироксен. Плагиоклаз во вкрапленниках в большинстве случаев характеризуется двумя генерациями, которые особенно четко устанавливаются для субвулканических тел.

К первой относятся более крупные таблитчатые (3–12 мм) выделения голубоватого и зеленоватого плагиоклаза, местами с корродированными краями. В центральной их части почти всегда имеются мелкие червеобразные включения девитрифицированного и хлоритизированного стекла. Часто плагиоклазы этой генерации имеют зональное строение (грубые и расплывчатые) (табл. VII, а), а иногда и хорошо выраженные полисинтетические двойники, сдвойникованные по манебахскому и карлсбадскому законам. По составу они соответствуют лабрадору (№ 60–68), иногда битовниту (№ 70–72). Плагиоклазы часто сосюритизированы, альбитизированы (табл. VII, б) и карбонатизированы.

Вкрапленники плагиоклаза второй генерации и большинство вкрапленников покровных фаций характеризуются более мелкими размерами (0,4–3 см), образуют хорошо ограненные призматические кристаллы, часто сдвойникованные и зональные. Иногда они окаймляют зерна первой генерации. Состав плагиоклаза второй генерации колеблется от андезина (№ 47) до лабрадора (№ 60). Для них характерны вторичные изменения — сосюритизация, серицитизация и альбитизация.

Микролиты плагиоклаза, являющиеся главной составной частью основной массы, почти всегда представлены андезином (№ 38–46), в редких случаях олигоклазом (№ 19–24).

Пироксен (моноклинный) присутствует во вкрапленниках и в основной массе. Содержание его в породе достигает 30–35% общего объема породы. Размеры кристаллов во вкрапленниках колеблются от 0,1 до 0,4 мм. Они представлены короткопризматическими кристаллами с желтоватыми оттенками, часто имеют простые двойники и структуру песочных часов. Пироксен в основной массе характеризуется неправильной формой, размером зерен 0,03–0,1 мм.

Пироксен оптически положительный; $c:N_g = 38-43^{\circ}$; $n_g-n_p = 0,016-0,020$; $+2V = 60-70^{\circ}$. Эти свойства свидетельствуют о принадлежности его к авгитам. Пироксены во вмещающих их породах часто хлоритизированы и замещены рудным агрегатом. В основной массе они довольно свежие, почти не обнаруживают признаков вторичного изменения.

Оливин в описываемых породах почти всегда полностью разложен; он определяется исключительно по характерному для него вытянутому гексагональному и ромбовидному габитусу. Размеры зерен колеблются от 0,06 до 0,4 мм. По оливину развиваются хлорит, иллингит и магнетит. Иллингит развит главным образом в центральной части кристалла в виде яркой коричневато-оранжевой массы; иногда он полностью замещает оливин. Последний составляет не более 2–5% объема породы.

Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и вулканического стекла, которое в базальте почти всегда интенсивно замещено хлоритом. Среди пород этой группы можно выделить следующие разновидности: плагиоклаз-пироксеновые, плагиоклаз-оливиновые и плагиоклазовые.

По микроструктурным особенностям среди них выделяются базальты с микрофитовой, интерсертальной, а также реликтовой и гиалопилитовой структурами основной массы. Наибольшее распространение имеют базальты с микрофитовой и реликтово-гиалопилитовой структурами основной массы и андезитово-базальты с андезитовой структурой.

Диабазы и долериты в этом районе слагают субвулканические тела, которые часто встречаются среди верхнепермских и раннемезозойских вулканитов. Морфологически они выражены в виде даек или небольших штоков, площадь которых не превышает 2–3 м². Макроскопически породы легко диагностируются по наличию псевдошаровой, столбчатой, реже плитчатой отдельности, по темно-зеленой окраске и полнокристаллическому сложению.

Для них типичны такие же минеральные ассоциации, как и для покровных базальтов. Они представлены плагиоклазом (лабрадор) (№ 57–63), моноклинным пироксеном (диопсид-авгит и авгит) и небольшим количеством оливина (до 10%).

Пироксен в некоторых диабазах замещается ярко-зеленой роговой обманкой. В основной массе присутствуют рудные минералы (магнетит, титаномагнетит), составляющие около 15–17% от общего объема породы. Структура породы варьирует в широких пределах: от микрофитовой до гипидиоморфнозернистой (табл. VIII, а).

В изученном районе было отмечено небольшое тело эссекситов, а также дайки трахитов, которые секут вулканиты трахиандезитово-базальтовой толщи. Эссексит имеет такие же минералогические и структурные особенности, как и долериты, но отличается от них наличием небольшого количества (до 20%) акцессорного бурого биотита, который свидетельствует о щелочности данной породы. Трахиты характеризуются розовато- и голубовато-серой окраской, порфировой структурой, обусловленной хорошо выраженными таблицами розоватых калиевых полевых шпатов. Кроме того, присутствуют редкие игольчатые кристаллы темно-зе-

ленной роговой обманки и листочки бурого биотита. Основная масса трахитоидная, состоит из плотно прилегающих, субориентированных, пелитизированных кислых плагиоклазов и калиевых полевых шпатов. Кроме описанных выше субвулканических тел, широко развиты дайки и малые тела микросиенитов, сиенитов, гранит-порфиров, которые прорывают пермские вулканогенные образования (табл. VIII, б) и интрузивные массивы мезозойского возраста.

Таким образом, минералогический состав трахиандезито-базальтовой серии мезозоя северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба характеризуется сочетанием полевых шпатов с клинопироксеном, роговой обманкой и оливином.

Характерно, что если в базальтах пермской вулканогенной ассоциации наиболее распространены кальциевые разновидности клинопироксена и роговой обманки, то в раннемезозойских лавах среди темноцветных преимущественно развит авгит, реже — оливин. Ортопироксен не был отмечен ни в пермских, ни в раннемезозойских вулканитах. Проведенные исследования показали весьма широкое развитие в северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба субвулканических образований, которые сложены субщелочными и щелочными разновидностями — ортофитами, трахитами, трахиандезитами и т.п.

Результаты петрографического исследования вулканогенных пород этой части прогиба позволяют выделить три группы вулканитов: базальтовую, андезитовую и липаритовую. Отдельную группу составляют субвулканические тела, генетически связанные с вулканогенными ассоциациями. Наблюдаются как относительно меланократовые породы, тяготеющие к базальтам и андезито-базальтам, так и лейкократовые разновидности тех же типов пород, приближающиеся к дацитам и липаритам. В пределах каждой из групп обнаруживаются значительные колебания минералогического состава и структурно-текстурных особенностей. Постепенное изменение минералогического состава и структурных особенностей от типично лавовых образований до раскристаллизованных интрузивных пород наблюдается в пределах одних и тех же тел, отличающихся весьма незначительными размерами. Все это свидетельствует о неустойчивости физико-химических условий кристаллизации магматического расплава, что характерно для небольших глубин формирования гипабиссальных тел соответствующего состава.

* * *

Таким образом, в северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба на позднепермском этапе, так же как в центральных и западных частях, проявлялся интенсивный вулканизм, приуроченный преимущественно к зонам Баянгольского глубинного разлома. Вулканизм этого этапа характеризовался различными по составу вулканическими ассоциациями, слагающими стратифицированную толщу, мощность которой составляет около 3000 м. Широкое распространение имели субвулканические тела, сложенные субщелочными породами — трахиандезитами, трахитами и др.

По характеру проявления в пермское и пермо-триасовое время выделяются две стадии вулканизма: ранняя, проявившаяся в поздней перми и характеризовавшаяся контрастными липарит-андезит-трахибазальтовыми сериями, и поздняя, которая началась, очевидно, в триасе и продолжалась с небольшими перерывами до раннего мела. Последняя была непосредственно связана с приразломными прогибами и характеризовалась трахиандезитовыми вулканическими ассоциациями.

С позднего триаса вулканизм начался с излияний трахибазальт-трахиандезитовых легкоподвижных лав, которым предшествовал интенсивный денудационный срез, происходивший на фоне дифференцированных блоков перемещений. Этот этап закончился либо эксплозиями вулканитов кислого состава, либо внедрением гранитоидов и образованием угленосных моласс.

Наиболее интенсивно вулканизм и сопровождавшие его дифференцированные блоковые движения проявились в контурах структурно-формационных зон, являвшихся зонами повышенной магматической проницаемости.

Фациальный состав описываемых вулканогенных пород отражает этап мощного горообразования, вулканизма, дальнейшего разрушения и нивелировки рельефа, происходивших в пределах раннекаледонских и герцинских зон Северной Монголии.

Между составом вулканических ассоциаций и тектоническими структурами в пределах Орхон-Селенгинского прогиба существует определенная связь, заключающаяся в приуроченности базальтовых и трахибазальтовых серий к областям опускания, а трахилипаритовых — к зонам поднятий.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ И МЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ ЖЕЛТУРИНСКОГО ПРОГИБА

В северной части Центральной Монголии в междуречье Эгийн-Гола (левый приток р. Селенги) и Желтуры располагается Желтуринский прогиб, который часто рассматривается в виде непосредственного ответвления Орхон-Селенгинского прогиба (рис. 14). Геологические исследования, проведенные в последние годы, позволяют рассматривать Желтуринский прогиб как крупную протяженную вулканическую зону, состоящую из серии позднепалеозойских—раннемезозойских впадин, наложенных на раннекаледонское складчатое основание (Джидинская зона ранних каледонид, по данным В.А. Благоднарова, Н.С. Зайцева, А.В. Ильина и др.).

Позднепалеозойский—мезозойский вулканизм проявился здесь на фундаменте, сложенном протерозойскими (байкальскими) и позднерифейскими комплексами, широко представленными в Джидинском районе. Границей между байкальскими и раннекаледонскими структурами служат разломы: на юго-западе — Аргыйнгольский глубинный разлом, на юге — Селенгинский; на севере и северо-западе граница проходит по южным отрогам, местами по осевой части хребта Хамар-Дабан, в направлении низовьев р. Селенги, и продолжается далее к северо-востоку вплоть до южной окраины Витимского плоскогорья.

Позднерифейский—раннекембрийский геосинклинальный комплекс Джидинской зоны представлен в основном вулканогенно-терригенными, терригенными и карбонатными толщами (Беличенко, 1969; Благоднаров, Зайцев, 1972). Вулканизм геосинклинального этапа характеризовался контрастными вулканическими ассоциациями, среди которых основная роль принадлежит зеленокаменно-измененным лавам и пирокластическим образованиям андезитового, андезито-дацитового, реже андезито-базальтового состава. Терригенные и карбонатные серии представлены мраморизованными и окремненными известняками, песчаниками и различными сланцами.

Данные В.А. Благоднарова (1973), а также исследования, проведенные авторами в междуречье Эгийн-Гола, Аргыйн-Гола и по левобережью р. Адзаргайн-Гол, показывают, что в этом районе широко распространены вулканы базальтоидного состава; в значительно меньшем количестве присутствуют андезиты и их туфы. В верховьях р. Джиды вулканизм характеризовался липаритами и липарит-порфирами. Полное прекращение вулканической деятельности в Джидинской зоне произошло, по-видимому, во второй половине раннекембрийской эпохи, а геосинклинальный цикл завершился в середине кембрия, когда район был

охвачен интенсивной складчатостью. Наблюдения В.А. Благоднова и Н.С. Зайцева (1972) показывают, что породы геосинклинального комплекса Джидинской зоны характеризуются сложными дислокациями линейно-блокового типа и во многих местах прорваны гранитоидами раннепалеозойского возраста.

В среднем и позднем кембрии в пределах Джидинской зоны возникли орогенные впадины и прогибы, где в результате размыва позднерифейских и раннекембрийских толщ накапливались терригенные осадочно-вулканогенные образования.

На протяжении среднего и частично позднего палеозоя эта область представляла собой вполне устойчивое поднятие, в пределах которого на разных этапах его эволюции происходило внедрение гранитоидов. Наличие непрерывно протягивающихся полей гранитоидов является характерной особенностью всей Северо-Монгольской складчатой системы, что позволяет рассматривать весь комплекс гранитоидов в виде Южно-Сибирского гранитоидного пояса (Зоненшайн, 1967).

Верхнепалеозойские и мезозойские вулканогенные образования выделены нами в районах рек Эгийн-Гол, Гарбагатайн-Гол, Хужирт, Томур² тэй, Харланга, вблизи горы Амбан-Обо, Давхар-Ула и в других местах. Они представлены лавами и пирокластами контрастных вулканогенных ассоциаций, а также щелочными и субщелочными субвулканическими телами. Стратиграфическое изучение отдельных разрезов, флористические находки и определение абсолютного возраста гранитоидов и вулканитов дают возможность предложить первую (хотя и достаточно условную для этого района) схему расчленения позднепалеозойских-мезозойских вулканогенных толщ.

Наиболее древними вулканогенными образованиями района на рассматриваемом этапе (Pz_{2-3} -Mz) следует, по-видимому считать лавы трахиандезито-трахибазальтов; выше них следуют андезиты, дациты, а весь разрез венчается лавами, туфолавами и туфами липаритов. Такая последовательность в общем виде отмечалась для района, протягивающегося по р. Адзаргыйн-Гол и ее правому притоку — р. Чулут.

В основании этой вулканогенной ассоциации установлен мощный (80—100 м) горизонт крупноглыбовых конгломератов, которые в виде крутого уступа обнажаются по обоим берегам р. Чулут. Конгломераты представлены хорошо окатанными гальками сиенитов, сиенит-порфиров, реже трахиандезитов. Эту толщу мы относим к домезозойской вулканогенной серии. К сожалению, имеющиеся данные не позволяют датировать ее более точно. Среди гранитов П.В. Ковалем выделены порфировидные средне- и крупнозернистые амфибол-биотитовые гранодиориты, граниты и граносиениты, а также роговообманковые сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты и ассоциирующиеся с ними небольшие тела лейкократовых биотитовых гранитов, абсолютный возраст которых (Коваль и др., 1971) соответствует 330—335 млн. лет.

Положение нижней вулканогенной толщи и ее взаимоотношения с многочисленными интрузиями домезозойских сиенитов недостаточно ясны, но можно предполагать наличие здесь двух генераций сиенитовых интрузий, одна из которых подстилает нижнюю вулканогенную толщу,

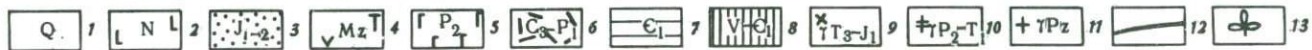
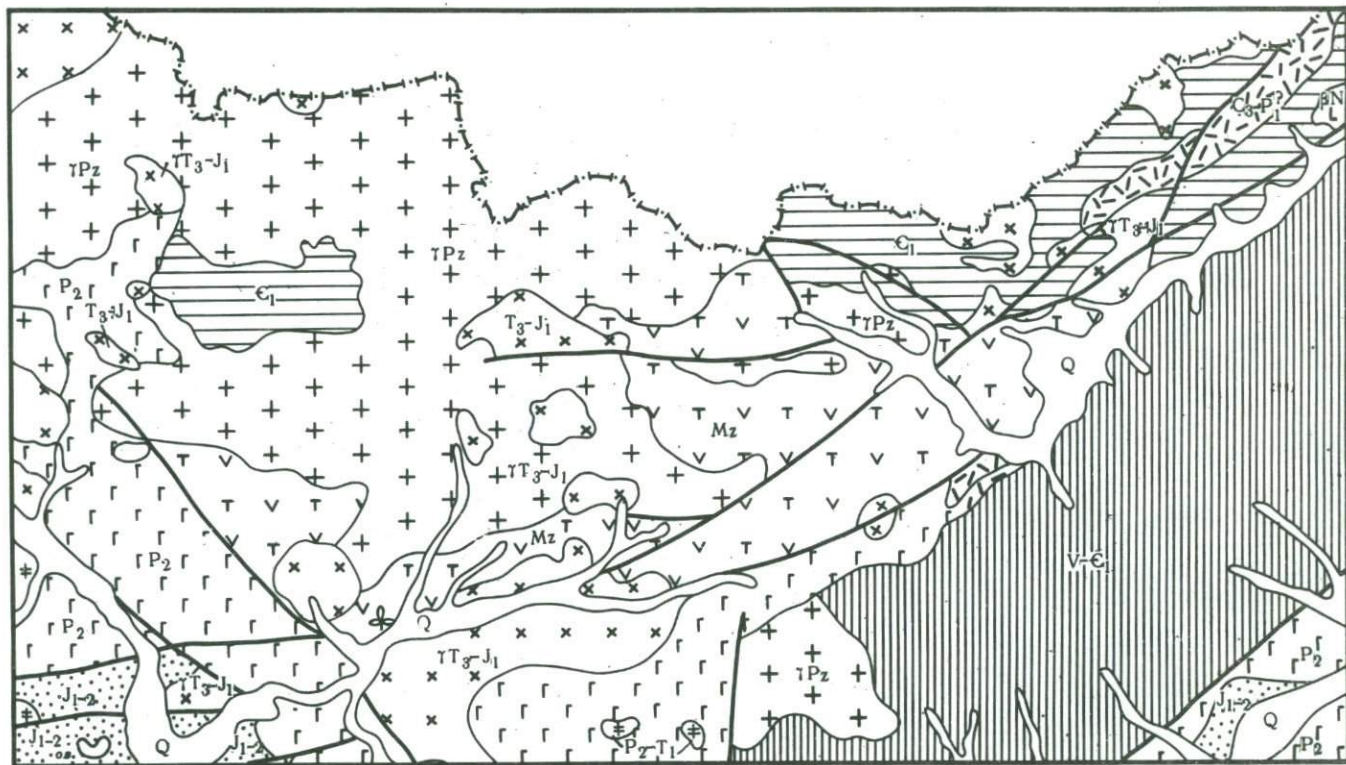


Рис. 14. Схематическая геологическая карта Желтуринского прогиба (составил А.Я. Салтыковский)

1 — четвертичные отложения; 2 — неоген-четвертичные базальты; 3 — ниже-среднеюрские терригенные отложения; 4 — мезозойские вулканогенные образования преимущественно трахиандезитового состава; 5 — верхнепермские вулканогенные образования преимущественно основного состава; 6 — пермо-карбоновые вулканогенные образования (липариты, дациты); 7 — кембрийские породы; 8 — венд-кембрийские метаморфические породы; 9 — мезозойские гранитоиды; 10 — позднепалеозойские гранитоиды; 11 — нижнепалеозойские гранитоиды; 12 — разломы; 13 — местонахождения ископаемой флоры

а другая — прорывает ее. После продолжительного перерыва, во время которого произошло внедрение этой интрузивной серии, вновь проявился значительный по масштабам вулканизм. К этому этапу мы относим субвулканические тела ортофиоров и трахитов, в меньшей степени излияния лав трахибазальтов и трахиандезитов (верхняя вулканогенная толща). Определения абсолютного возраста в вулканитах дают значения 175–220 млн. лет (поздний триас–ранняя юра) (Коваль и др., 1974).

Собранные флористические остатки из нижних горизонтов этой толщи (в правом борту долины р. Хужирт, в 1 км к югу от одноименной бригады), по определению М.В. Дуранте, отвечают *Williamsonia* (?), которые были широко распространены в юрско-нижнемеловых отложениях, но известны также и в кейпере (Т₃). К такому же заключению пришли И.Н. Сребродольская и Н.П. Вербицкая (ВСЕГЕИ), изучавшие по просьбе авторов собранную флору.

Разрез по р. Хужирт начинается с мелко- и среднеобломочных плотных туфопесчаников и туфоалевролитов, содержащих названную выше флору. Элементы залегания: аз. падения СЗ 330–340°, угол падения 25–28°. Мощность 10–15 м.

Выше залегает мощный горизонт, состоящий из темных, зеленоватых, массивного, а местами мидалекаменного сложения базальтов, часто с псевдошаровой отдельностью. В верхних частях разреза среди базальтов наблюдаются маломощные (до 50 см), быстро выклинивающиеся прослои кремнистых пород, напоминающих яшмы, а также 1–3-сантиметровые прослои андезитов и андезито-дацитов.

Еще выше залегает толща вулканогенных пород, которые были описаны нами близ горы Амбан-Обо, в 1,5 км восточнее перевала Шагтын-Даба. Здесь разрез выглядит следующим образом (снизу вверх):

Мощность, м

1. Мелко- и среднезернистые туфопесчаники, туфоалевролиты, зеленоватые и темно-серые, содержащие обуглившиеся обрывки флоры плохой сохранности. Элементы залегания: аз. падения С 360–355°, угол падения 36–44°	15–20
2. Трахибазальты темно-серые, хорошо раскристаллизованные, плотные, с отчетливо выраженной шаровой отдельностью	Не более 100
3. Трахиандезитовые порфириды, сиреневые и светло-серые, массивного сложения. Выше по разрезу они становятся более кислыми и переходят в трахидацитовые порфириды	50
4. Крупногалечные лавовые конгломераты трахидацитов. Размеры галек в поперечнике 0,5–50 см	15–20

5. Трахидациты с отчетливо выраженными фенокристаллами розовых и светлых полевых шпатов. По латерали структурные особенности лав меняются, появляется флюидальность 18—25
Общая мощность разреза около 200—250 м.

Для вулканических серий этого района характерно наличие даек ортофириров и трахилипаритов, мощность которых составляет 5—8 м.

Ниже дана краткая петрографическая характеристика наиболее часто встречающихся в Джидинской зоне вулканогенных пород.

Нижняя вулканогенная толща. Андезиты и андезитовые порфириды характеризуются сравнительно большим разнообразием структур. Вкрапленники представлены тремя главными породообразующими минералами, в зависимости от которых выделяются следующие разновидности вулканитов: пироксен-плагиоклазовые, амфибол-пироксен-плагиоклазовые, амфибол-плагиоклазовые и т.д. Они наблюдаются в одних и тех же разрезах, чередуясь друг с другом. Можно вывить некоторые особенности лав. Так, для андезитовых толщ района р. Желтуры характерны лавы с пироксеном, а севернее долины р. Тарбагатайн-Гол чаще встречается амфибол (хотя пироксен присутствует в небольших количествах). Размеры вкрапленников сильно варьируют. Основная масса состоит из плагиоклаза с подчиненным количеством рудных минералов и примесью апатита. В единичных случаях в ней содержатся мелкие изометричные зерна авгита. Степень раскристаллизации пород варьирует довольно сильно, обуславливая появление разнообразных структур.

В состав липаритов входят следующие главные породообразующие минералы: кварц, калинатриевый полевой шпат, плагиоклаз; акцессории — циркон, апатит, сфен; из вторичных присутствуют альбит, серицит, хлорит, эпидот; окислы и гидроокислы железа и лейкоксен. Кварц встречается во вкрапленниках и в основной массе. Вместе с мелкими встречаются довольно крупные зерна кварца, характеризующиеся лапчатой формой. Апатит (№ 2—8) развивается по полевым шпатам. Калинатриевый полевой шпат присутствует как в основной массе, так и во вкрапленниках. В последних он встречается в виде реликтов в зернах альбита, отличаясь интенсивной бурой окраской, связанной с развитием пелита; иногда имеет ромбическую форму.

Кварцевые порфиры, встречающиеся в междуречье Тарбагатайн-Гол — Желтура, отличаются от липаритов и липаритовых порфиров наличием во вкрапленниках крупных кристаллов водяно-прозрачного кварца. Макроскопически они достаточно свежие, имеют розовато-лиловую и розовато-серую окраску.

Вкрапленники кварца имеют неровную угловатую форму с размером зерен до 2,5 мм. Таблитчатые полевые шпаты, с которыми связаны бескварцевые порфиры, сосюритизированы и пелитизированы.

Основные эффузивы по рекам Эгийн-Гол и Желтуре представлены покровами и ареальными субвулканическими телами измененных базальтов небольшой мощности (3—5 м). Это зеленоватые и серо-зеле-

ные породы, имеющие порфиновую структуру с гиалопилитовой или интерсертальной структурой основной массы, состоящей из плагиоклаза (андезин-лабрадор), в меньшем количестве — моноклинного пироксена и зеленой, изредка буровато-зеленой роговой обманки.

Большая часть базальтов вторично изменена: карбонатизирована, эпидотизирована; часто встречаются окислы железа. Миндалины выполнены эпидотом, реже карбонатом и кварцем.

Верхняя вулканогенная толща. Породы этой толщи отличаются большей щелочностью, перекрывают вулканогенные образования нижней толщи (этот контакт наблюдался в правом борту долины р. Тарбагатайн-Гол, в 1,5 км к северу от нее). Здесь ортофиры верхней толщи залегают на базальтах и андезито-базальтах нижней вулканогенной толщи, причем в базальных конгломератах, подстилающих ортофиры, наблюдались обломки основных вулканитов.

Для вулканитов верхней толщи характерны следующие разновидности пород.

Ортофиры (щелочноземельные трахиты) имеют наибольшее распространение в нижней части толщи. Они встречаются по правобережью р. Тарбагатайн-Гол. По текстурным и структурным особенностям эти породы довольно разнообразны. Фенокристаллы обычно представлены пелитизированными таблицами калиевого полевого шпата. Нередко во вкрапленниках присутствует плагиоклаз (олигоклаз № 25), но он обычно полностью замещается альбитом (№ 5—7). Кристаллы последнего интенсивно пелитизированы и усеяны многочисленными чешуйками хлорита и серицита. Хлорит часто развивается по редким чешуйкам биотита. Полевой шпат в основной массе почти всегда пелитизирован.

Среди этих пород часто встречаются и витрофировые разновидности. Раскристаллизация последних сопровождается образованием порфировой, реже сферолитовой структур. В таких случаях даже без микроскопа видны следы течения. Но эта особенность более характерна для кристалловитрофировых туфов.

Трахиты имеют ограниченное распространение и встречаются в виде отдельных изолированных субвулканических массивов по правобережью рек Тарбагатайн-Гол, Желтура и Эгийн-Гол. Фенокристаллы в трахитах представлены вкрапленниками полевых шпатов, размер которых достигает 2 мм. В некоторых случаях вкрапленники отсутствуют и тогда эти породы имеют афирмовый облик. По составу вкрапленники относятся к андезину (№ 49—40). Основная масса трахитов состоит из мелких (0,02—0,05 мм) лейст калиевого полевого шпата, плагиоклаза, реже стекла, причем последнее большей частью раскристаллизовано. Из аксессуаров встречаются апатит и рудный минерал, которые равномерно рассеяны по всей породе. Структура основной массы трахитовая или витрофировая в зависимости от содержания стекла.

Трахибазальты слагают небольшие покровы, пластующиеся с трахиандезитами и другими разновидностями. Они имеют буроватую окраску различных оттенков. Во вкрапленниках отмечены плагиоклаз, пироксен, реже сильно резорбированный оливин.

Трахиандезиты чаще имеют миндалекаменные текстуры, причем миндалины почти всегда вытянуты в одном направлении и выполнены цеолитами, карбонатами или эпидотом. Основная масса состоит из полнокристаллической трахитоидной или пропитанной небольшим количеством стекла смеси плагиоклаза (гиалопилитовая структура) и существенного количества калиевого полевого шпата (часто санидин).

Таким образом, мы видим резкое различие по составу вулканогенных пород, слагающих нижнюю и верхнюю вулканогенные толщи. Нижняя — в большей своей части представлена породами трахиандезит-трахипаритовой ассоциации, а верхняя — породами субщелочной и щелочной ассоциаций.

Магматические ассоциации района имеют повышенную щелочность, хотя собственно агпаитовые породы в них редки. Щелочность и кремнекислотность в целом возрастают от раннепалеозойских ассоциаций к раннемезозойским. В выделенных здесь вулканоплутонических комплексах более поздние интрузивные члены имеют в общем более кремнекислый состав, приближаясь к аплитам и аляскитам (по П.В.Ковалю).

Разновозрастные комплексы изверженных пород района обнаруживают также большое геохимическое сходство. Различия между ними обычно не выходят за пределы колебаний геохимических характеристик в самих ассоциациях и в большинстве случаев связаны с различной кремнекислотностью — основностью сравниваемых пород. Уровень содержания в них большинства щелочных, редких и рудных элементов сопоставим с кларковыми значениями для сиенитов — малокальциевых гранитов (по П.В.Ковалю).

В качестве характерных особенностей, которые наиболее четко проявлены в составе поздних членов ассоциаций — аплитов и аляскитов, отметим: 1) резкую обедненность пород (2—4 раза) Li, Nb, Ta и заметную — F; 2) обогащенность В (2—4 раза), Со, Сг и отчасти Мо и W (табл. 1).

Далее к северо-востоку толща вулканитов протягивается узкой полосой (не превышающей по ширине 7—8 км) примерно вдоль долины р. Дзэлтэр (Желтура) на расстояние около 20—25 км (рис. 15).

В геологическом строении района принимают участие зеленокаменно-измененные метаморфические сланцы и рассланцованные нормально-осадочные породы венда-нижнего кембрия, слагающие хребет Бутэлийн-Нуру, а также средне- и позднепалеозойские и мезозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Присутствуют здесь и молодые, преимущественно неоген-четвертичные базальты. Хребет Бутэлийн-Нуру юго-западнее г. Сухэ-Батор сложен толщей биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов, которые метаморфизованы в условиях регионального прогрессивного метаморфизма. По мнению И.П. Палея (Палей, Благоднаров, 1974), большая часть этой структуры образована эффузивно-осадочной толщей кембрия, плащеобразно перекрывающей докембрийские гнейсы, которые выходят на поверхность только в его северо-восточной части. Кембрийская толща залегает очень полого; в районе сомона Цаган-Нурун

Таблица 1

Геохимическая характеристика изверженных пород Джидинского района МНР

Возраст	Породы	K	Na	Li	Pb	Cs	Ba	Sr	Rb	Zn	B	F
Pz	1 (13)	3,37	3,26	19	94	5	880	360	24	60	35	0,103
Pz ₂₋₃	2 (7)	2,28	2,92	19	62	< 2	800	300	14	49	30	0,080 нижняя
	3 (19)	3,86	3,54	19	109	≤ 5	770	300	26	58	36	0,083
Mz ₁	4 (13)	2,67	3,96	11	38	≤ 2	960	210	18	73	22	0,75 верхняя
	5 (14)	4,24	3,75	19	103	≤ 2	610	170	12	42	29	0,090
	6 (14)	3,56	3,58	12	76	≤ 3	660	200	11	49	22	0,063
	7 (3)	3,91	3,10	3	130	< 2	170	80	24	17	32	0,026
	8 (3)	4,08	3,02	6	133	5	300	40	16	60	47	0,047

Таблица 1 (окончание)

Возраст	Породы	Sn	Nb	Ta	Zr	Hf	Mo	W	Be	Cr	Ni	V	Co
Pz	1 (13)	3,8	12	0,8	307	7,0	2,3	1,3	2,2	44	16	113	16
Pz ₂₋₃	2 (7)	3,5	6,4	0,5	169	3,4	2,2	1,3	1,8	81	27	114	17
	3 (19)	3,0	13	0,9	464	7,5	2,7	2,0	3,1	26	10	60	8,1
Mz ₁	4 (13)	3,4	15	0,6	371	6,5	2,3	2,3	3,1	14	4,6	33	3,5
	5 (14)	9,0	11	0,7	394	6,4	2,2	1,7	3,1	18	4,7	25	3,2
	6 (14)	2,5	13	0,6	271	5,8	3,0	1,4	2,3	24	6,1	22	2,5
	7 (3)	2,5	11	0,4	144	2,8	1,6	1,2	2,4	17	3,8	15	1,6
	8 (3)	3,2	12	0,6	175	3,6	2,5	3,5	4,1	11	4,7	6,2	1,8

Примечание. K, Na, F даны в %, остальные элементы – в г/т; 1 – гранитоиды раннепалеозойской интрузии; 2 – вулканы нижней толщи; 3 – средне-верхнепалеозойские сиениты, граносиениты и граниты; 4 – вулканы верхней толщи; 5 – порфировые эндоконтактовые фации раннемезозойских сиенитов и граносиенитов; 6 – раннемезозойские сиениты, граносиениты и граниты; 7 – аплиты дополнительных фаз раннемезозойских интрузий; 8 – аляскиты. Цифры в скобках обозначают число проб, использованных для определения средних содержаний. Все анализы выполнены в химической лаборатории Института геохимии СО АН СССР.

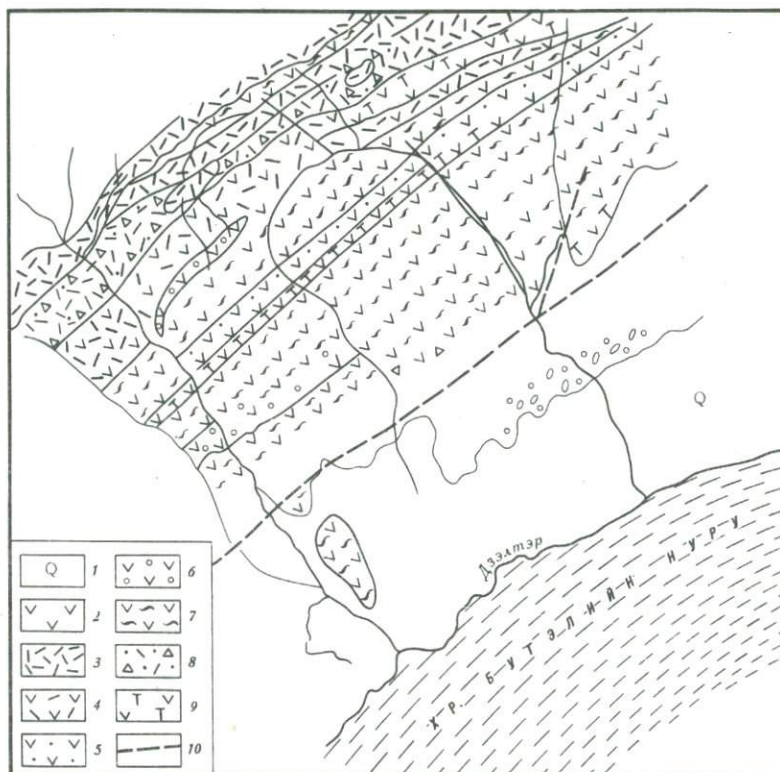


Рис. 15. Схематическая геологическая карта междуречья Хормусун-Гол – Хулуштуа-Гол (составил А.Я. Салтыковский).

1 – четвертичные отложения; 2 – андезиты; 3 – липариты и липаритовые порфиры; 4 – андезито-дациты; 5 – туфы андезитов; 6 – миндалекаменные базальты; 7 – метаморфизованные базальты; 8 – лавобрекчии липаритов и липаритовых порфиров; 9 – трахиандезиты; 10 – разломы

кембрийские отложения прослеживаются вплоть до центральной части хребта Бутзэлийн-Нуру.

К северу и северо-востоку, в пределах Юго-Западного Забайкалья, в Джидинском районе известны изолированные поля, сложенные вулканитами боргойской вулканогенной свиты (Соловьев, 1967). Главной их особенностью является преобладание пирокластических образований (туфы, туфо- и лавобрекчии) и преимущественно кислый состав вулканитов. Там, где наблюдались взаимоотношения между вулканитами ичетуйской и боргойской свит (Михно, 1961), в первых содержатся хорошо окатанные гальки боргойской свиты (южный склон горы Шулуг). Аналогичные соотношения боргойских и ичетуйских вулканитов наблюдались В.А. Соловьевым по правому берегу р. Джиды, близ впадения в нее р. Желтуры.

В 1970 г. Ю.М. Холод и В.П. Маняхин на хребте Гунзан выделили гунзанскую свиту среднепалеозойского возраста, представленную ту-

фами фельзитов, фельзит-порфиров, зеленокаменно-измененных трахиандезитов и их туфов, а также различными валунно-галечными конгломератами мощностью до 1000 м. Учитывая эти данные, а также устное сообщение И.В. Гордиенко, обнаружившего на продолжении описываемой вулканогенной толщи в пределах Юго-Западного Забайкалья остатки флоры каменноугольного возраста, мы условно датировем вулканогенные толщи левобережья р. Дзэлтэр пермо-карбоном.

Ассоциации вулканогенных пород отделены от хребта Бутэлийн-Нуру с юго-востока разломом, ориентировка которого совпадает с общим простиранием долины р. Дзэлтэр.

Общая мощность вулканогенной толщи достигает здесь около 1000 м. Она представлена в основном трахибазальтами, трахиандезитами, а также трахиацитами и их туфами. В верховьях рек Хормусуин-Гол и Хулустуа-Гол закартированы эруптивные брекчии, маркирующие кольцевую структуру, в ядре которой выделено небольшое в поперечнике (0,5 км) поле липаритовых порфиров и липаритов.

Вулканогенные породы изученного разреза образуют хорошо выдержанную моноклираль с общим северо-восточным простиранием и падением на северо-северо-запад под углом 30–45°. В нижней части разреза углы падения становятся более крутыми (до 50°), особенно вблизи разлома, который ограничивает поле вулканитов с юга.

Вулканогенные образования прослеживаются по рекам Хормусуин-Гол и Хулустуа-Гол, ими сложена гора Номту-Ундур. Граница между базальтами в нижней части разреза (как уже было упомянуто выше) проходит по разлому, который отделяет всю толщу от древнего массива Бутэлийн-Нуру, вблизи которого вулканиты ороговикованы и уплотнены. Нередко видны зеркала скольжения, местами вулканические породы осветлены и перетерты.

В 3 км к северу от р. Цэлтэрийн-Гол и в 2,5 км к юго-востоку от горы Номту-Ундур обнажаются (снизу вверх):

Мощность, м

1. Лавы базальтов и туфов, часто переслаивающихся между собой	100
2. Базальтовые лавы, афировые, реже порфиоровые, с фенокристаллами плагиоклаза; образуют серию потоков мощностью 3–5 м	80
3. Лейкократовые базальтовые лавы (почти без вкрапленников цветных минералов). Часто характерно шаровое строение. Размеры шаров варьируют от 10 до 50 см. Характерна полустекловатая лавовая корка (до 4 см в поперечнике)	110
4. Пироксен-плагиоклазовые базальтовые лавы с четкой порфировой структурой, иногда миндалекаменные; миндалины выполнены карбонатным минералом	60
5. Базальтовые лавы	80
6. Литокластические андезитовые туфы андезито-базальтов, серые с зеленоватым оттенком	100
7. Мелкообломочные кристаллолитокластические туфы пироксен-плагиоклазовых базальтов, базальтовых туфобрекчий; пирокласты окрашены в стально-серые тона	30
8. Лавобрекчии и миндалекаменные лавы базальтов; в миндалинах наблюдается в основном карбонат	40

9. Базальты с плагиоклазом, бурые с сероватым оттенком, отмечаются миндалекаменные разновидности; миндалины выполнены пренитом	100
10. Туфы дацитов зеленоватые, с редкими обломками лав и кристаллов кислого плагиоклаза	120
11. Кристаллотуфы дацитовые (вероятно, переотложенные), тонкослоистые, серые	35
12. Лавы андезито-базальтов серые; в основании этого горизонта содержатся базальтовые лавовые брекчии (5–10 м)	80
13. Туфы андезитов тонкообломочные	60
14. Измененные туфы, темные, с многочисленными обломками существенно полевошпатовых миндалекаменных лав	100
15. Базальтовые лавы, черные, характеризующиеся микропорфировой структурой, обусловленной мелкими лейстами андезина	80
16. Трахилипаритовые лавы, светло-розовые; выделяются афировые и порфировые разновидности с буроватыми пелитизированными фенокристаллами калиевого полевого шпата и олигоклаза; для этих лав характерен лейкократовый состав, обусловленный отсутствием цветных минералов; в редких случаях встречаются единичные вкрапленники биотита; размеры полевошпатовых порфировых выделений колеблются от микровкрапленников до табличек (0,3 x 1 мм)	90
17. Базальтовые лавы с пироксеном темно-серого цвета, с единичными прослоями кремнистых пород	53
18. Лавы пироксен-плагиоклазовых базальтов темно-серого цвета, местами миндалекаменные; в верхних частях преобладают массивные породы; в отдельных горизонтах лавы обнаруживают шаровое строение	20

Суммарная мощность базальтового разреза в междуречье Хормусин-Гол – Хулустуа-Гол составляет примерно 1400 м.

В верховьях р. Хулустуа-Гол, в левом борту ее долины, среди трахилипаритов описан некк, названный нами Хулустинским. Он эродирован на глубину около 800 м. Некк прорывает толщу трахилипаритов и, по-видимому, трахибазальтов. Во вмещающих породах вокруг него развиты дайки гранит-порфиров, а также мелкие изометричные и дайковые тела взрывных брекчий трахилипаритовых порфиров (рис. 16). Хулустинский некк имеет концентрически-зональное строение. Центральная часть его выполнена массивными липаритовыми (кварцевыми) порфирами, окруженными тремя центриклинально падающими под углами 50–70° зонами брекчий. Брекчиевые зоны сложены различными породами: внутренняя зона (10–15 м) – эксплозивными брекчиями липаритовых порфиров, средняя (100–150 м) – экструзивными лавобрекчиями липаритовых порфиров с флюидальной текстурой и внешняя зона (до 200 м) – эксплозивными брекчиями липаритовых порфиров. В породах брекчиевого сложения кластический материал представлен обломками фельзитовых и дацитовых порфиров, дацит-андезитовых порфиритов, реже спилитовых и андезитовых порфиритов. Размер обломков до 1–3 см, местами до 5 см.

Кварцевые порфиры центральной части некка однородны по составу и сложению. Это массивные розовато-серые породы с много-

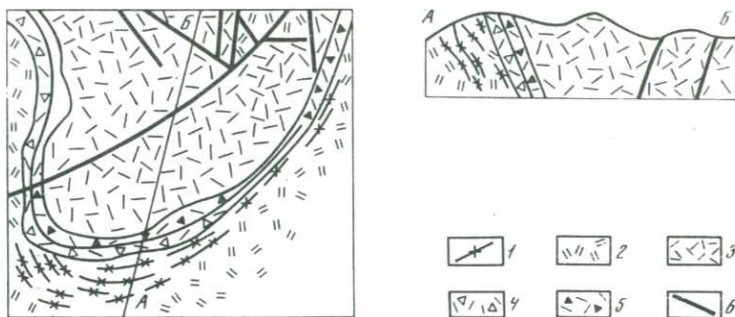


Рис. 16. Схема строения Хулустинского некка (составил А.Я. Салтыковский)

1 — породы субвулканической фации (гранит-порфиры); 2 — трахидацитовые порфиры; 3-5 — породы жерловой фации: 3 — кварцевые порфиры, 4 — лавовые брекчии липаритовых порфиров, 5 — эксплозивные брекчии липаритовых порфиров; 6 — разломы

численными порфировыми выделениями кварца и полевых шпатов (ортоклаза и плагиоклаза) в плотной основной массе. Они имеют невадиговую структуру и угловатую форму порфировых выделений, выраженную тем более отчетливо, чем больше порфировых выделений содержится в породе. Среди последних преобладает кварц (более 50%) в виде оплавленных зерен с бухтообразными и заливчатыми очертаниями.

Ортоклаз (30–35%) большей частью сильно пелитизирован, размеры его зерен достигают 2–3,5 мм в поперечнике. Плагиоклаз (10–15%) в различной степени серицитизирован, по составу соответствует олигоклаз-альбиту или альбиту. Изредка отмечаются мелкие сериально-порфировые выделения табличек обесцвеченного и хлоритизированного биотита. Кварц-полевошпатовая основная масса имеет фельзитовую и микрогранитовую структуры, местами содержит скопления (до 0,5–2 мм) листочков железистого хлорита, биотита, зерен кварца и кальцита. Акцессорные минералы: циркон, апатит, флюорит, барит, пирит, галенит, ильменит, анатаз, гематит.

По химическому составу слагающие некк породы относятся к пересыщенным кремнекислотой и богатым щелочами разновидностям. Кварцевые порфиры из центральных частей некка отличаются по составу от эксплозивных брекчий и экструзивных лавобрекчий липаритовых порфиров периферической части некка. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что Хулустинский некк является одним из главных вулканических сооружений, с эруптивной деятельностью которого связано образование трахилипаритов, залегающих среди базальтов.

На основании петрографического изучения пород в междуречье Хормусуин-Гол — Хулуштуа-Гол определен состав продуктов вулканической деятельности. Разрез сложен, как видно из предыдущего описания, в основном трахибазальтами, андезито-базальтами и пирокластическими образованиями преимущественно базальтоидного состава.

Базальтовая группа пород характеризуется однообразным составом и представлена темными массивными породами с афанитовой или тонкозернистой основной массой, на фоне которой отчетливо выделяются крупные (1–3 мм) фенокристаллы плагиоклаза и пироксена. В среднем количество фенокристаллов составляет 20–25% объема породы. Основная масса состоит главным образом из бурого стекла, заключающего в себе тончайшую вкрапленность рудного вещества, делающего стекло почти непрозрачным. Мутный цвет стекла усугубляется его хлоритизацией, связанной, очевидно, с постмагматическими гидротермальными процессами.

Присутствие среди преобладающего стекла в основной массе субпараллельных микролитов (породы андезито-базальтового состава) плагиоклазов и полуразложившихся зерен пироксена позволяет считать структуру основной массы гиалопилитовой. Характерной особенностью основной массы является и ее пузырчатость. Пузырьки имеют округлую или неправильную форму, размеры 0,1–1 мм. В большинстве случаев они выполнены хлоритом. Чаще всего наблюдается субпараллельное расположение пузырьков, совпадающее с направлением течения потока.

Порфиновые выделения, как уже отмечалось, представлены плагиоклазами и пироксенами. Нередко вкрапленники этих минералов образуют гломеропорфиновые скопления. Кроме фенокристаллов, довольно обильны микропорфиновые выделения длиной от 0,05 до 0,15 мм. В отдельных случаях наблюдаются "серийные" переходы от микролитов до сравнительно крупных порфириновых выделений (серийно-порфировая структура).

Микролиты плагиоклаза представляют собой тончайшие лейсты, длина которых составляет от нескольких микрон до 40–50 мк, а толщина до 5–10 мк. Определение их по углам погасания в поперечном сечении, перпендикулярном (100), дают № 45–55, что отвечает андезин-лабрадорам. Микролиты пироксенов в большинстве случаев сильно разложены, как правило, замещаются хлоритом; судя по отдельным определениям, они относятся к авгиту.

Вкрапленники плагиоклаза, хотя и затронуты постмагматическими преобразованиями, в большинстве случаев хорошо определяются точными методами. Замеры оптических констант на столике Федорова позволяют определить их номер в пределах 50–59, что соответствует андезин-лабрадору.

Пироксены вкрапленников представлены главным образом авгитом и лишь в отдельных случаях гиперстеном. Авгит встречается в виде крупных призм (1–3 мм), реже ксеноморфных зерен с обычными для них оптическими константами: $c : Ng = 44-55^{\circ}$; $+2V = 50-52^{\circ}$; $np - nr = 0,024$.

Гиперстен характеризуется отчетливым плеохроизмом от розоватого по Np до желтоватого по Nm и зеленоватого (зеленовато-голубого) по Ng .

Туфы андезито-базальтов и базальтов как макрооптически, так и под микроскопом напоминают эффузивные аналоги

этих пород, и их разграничение невозможно без полевых наблюдений. Уже отмечалось, что вследствие слабой сопротивляемости процессам выветривания (в отличие от устойчивых лавовых покровов) туфы в обнажениях представлены рыхлыми буровато-серыми породами, легко рассыпающимися при ударе молотком. В рельефе они выражены ложбинами, в то время как покровные базальты и андезито-базальты — узкими гребешками.

Макроскопически туфы, как и покровные андезиты, представлены породами темно-серого или темно-зеленого цвета, с плотной витрокристаллокластической цементирующей массой и крупными обломками кристаллов плагиоклаза.

Под микроскопом туфы состоят из обломков крупных кристаллов плагиоклазов, сцементированных мелкообломочной массой, состоящей из бурого хлоритизированного стекла и микролитов плагиоклаза. Обломки кристаллов плагиоклаза напоминают фенокристаллы покровных андезито-базальтов, а цементирующая мелкообломочная масса мало отличается от основной массы последних.

Большое сходство петрографических особенностей описанных вулканитов и их пирокластов является характерной чертой пород данной петрографической провинции и должна учитываться при полевых и камеральных работах. Туфы по сравнению с эффузивами более интенсивно пелитизированы, что обусловлено большой их пористостью и соответственно проницаемостью для тепловых потоков.

В составе туфовых горизонтов в большом количестве присутствуют вулканические бомбы и лапилли — образования округлой или продолговатой формы. В отдельных случаях встречаются бомбы диаметром до 0,5 м. Бомбы распределяются в пределах отдельных туфовых горизонтов беспорядочно. Как более устойчивые, чем туфы, они отлично препарированы процессами выветривания и легко выбиваются из породы.

К юго-западу от Хулустинского нека, в 3 км от него, в левом борту долины р. Хормусуин-Гол выделяется субвулканический массив, относящийся скорее всего к группе ареальных субвулканических тел. Массив вытянут с юго-запада на северо-восток на расстояние около 1 км, имея размер в поперечнике всего около 400 м. Он характеризуется неправильной конфигурацией, обусловленной многочисленными апофизами во вмещающие породы. Поверхность массива имеет сглаженные формы с абсолютными отметками 1250—1300 м и относительными превышениями от 30 до 100 м. Общая ориентировка массива совпадает с простиранием вмещающих пород базальтовой толщи. Вмещающие породы слагают верхнюю часть моноклинального разреза с падениями горизонтов вулканитов на северо-северо-запад под углом 30—40°. Контактный метаморфизм вмещающих пород проявлен лишь в слабом их ороговиковании. В большей степени ороговикование выражено с юго-восточной стороны массива, где линия сравнительно пологого контакта ориентирована параллельно простиранию вмещающих пород.

С северо-западной стороны массива в связи с крайне неровной линией контакта и его крутыми падениями контактовый метаморфизм почти не наблюдался. Петрографический состав пород массива отли-

чается большим разнообразием, обусловленным, очевидно, процессами дифференциации и взаимодействиями магматических продуктов различных фаз. Южная и юго-восточная его части сложены темно-серыми, иногда крупно- и среднезернистыми габбро-диоритами и диоритами. В юго-западной части, со стороны горы Номту-Ундур, развиты преимущественно кварцевые монцититы и щелочные микрограниты. Северная часть массива сложена преимущественно красноватыми микрогранитами второй фазы, переходящими в периферических частях в плагиогранит-, плагиосиенит- и фельзит-порфиры. На севере и северо-западе массива особенно отчетливо виден близповерхностный характер его. Здесь наблюдаются небольшие интрузивно-экструзивные тела, в которых хорошо прослеживаются переходы от полнокристаллических микрогранитов (главным образом в центральных частях или на вершине сопок) к крупнокристаллическим плагиосиенит-порфирам и флюидальным фельзит-порфирам, развивающимся на периферии массива.

Таким образом, вулканогенные ассоциации Желтуринского прогиба подразделяются на две толщи, каждая из которых знаменует, по-видимому, определенный этап тектонического развития района. Нижняя (домезозойская) вулканогенная толща, представленная породами андезит-трахиандезит-липаритовой ассоциации, была приурочена к ранней стадии развития Желтуринского прогиба. Верхняя (раннемезозойская) вулканогенная толща, состоящая из субщелочных пород трахибазальт-трахитовой ассоциации, была связана с формированием и последующим развитием наложенных впадин не только в Северной Монголии, но и в Западном Забайкалье.

На северо-восточном окончании Желтуринского прогиба (левобережье р. Дзэлгер) вулканогенные ассоциации характеризуются преимущественно базальтовым и андезит-трахибазальтовым составом слагающих пород.

Примечательной особенностью этой толщи является то, что здесь выделены эруптивные брекчи, маркирующие кольцевую структуру с ядром, сложенным липаритовыми порфирами и липаритами. Формирование такого рода вулканогенных образований может свидетельствовать о существовании на этом этапе активных вулканических центров.

Аналогичные структуры были выделены нами ранее для некоторых районов Восточной Монголии (Салтыковский, Оролмаа, 1973).

Суммируя данные, которые были приведены в предыдущих главах, можно заключить, что в позднемезозойское-мезозойское время весь вулканизм был неразрывно связан с развитием крупнейших орогенных структур Северной Монголии — Орхон-Селенгинским и Желтуринским орогенными прогибами. В первом из них интенсивные излияния лав, характеризовавшихся на раннем этапе преимущественно трахибазальтовым составом, происходили синхронно с прогибанием, о чем свидетельствуют значительные мощности как вулканогенного, так и обломочного материала, отмеченные в нижнепермских образованиях.

Во второй половине ранней перми вулканизм распространился к северу и северо-востоку, так как вулканогенные ассоциации этого возраста известны в Желтуринском прогибе и в северо-восточной части Орхон-

Селенгинского прогиба – в междуречье Еро-Гола и Чикоя. К северо-востоку вулканогенные ассоциации становятся более молодыми, так как в междуречье Еро-Гола и Чикоя документируются самые верхние части пермского разреза; в некоторых случаях отмечаются вулканогенные толщи, содержащие элементы триасовой флоры.

В Желтуринском прогибе верхняя вулканогенная толща также имеет, вероятно, раннемезозойский возраст и отличается щелочной спецификой вулканогенных ассоциаций, имеющих трахиандезит-трахибазальтовый состав.

Такая латеральная неоднородность ассоциаций вулканогенных пород может, по-видимому, свидетельствовать о гетерогенности нижних частей коры и верхней мантии, в пределах которых происходило выплавление соответствующего магматического расплава.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В Западном Забайкалье максимальная вулканическая активность была приурочена к поздней перми и триасу; в юрское время она постепенно ослабевала (сокращение площадей и мощности вулканогенных толщ).

Для этого этапа характерны многочисленные временные перерывы, во время которых происходили размыв ранее созданных вулканических сооружений и накопление грубообломочных отложений, относящихся к классу орогенных моласс. Полное прекращение вулканизма произошло, по-видимому, в конце раннего мела.

Позднепалеозойские и мезозойские вулканы Западного Забайкалья, так же как и Северной Монголии, распространены в пределах каледонских, в меньшей степени — герцинских складчатых структур, причем в одних случаях они слагают крупные поля (до нескольких сотен километров в поперечнике), в других — встречаются в виде мелких, изолированных и разрозненных выходов.

Вслед за Ю.В. Комаровым (1972) мы рассматриваем Западное Забайкалье как область орогенной активизации, тектонический режим которой характеризовался вначале орогенным воздыманием отдельных участков консолидированной земной коры и интенсивным контрастным магматизмом, а затем — образованием впадин, к которым были приурочены вулканические серии преимущественно трахибазальтового состава. Процесс орогенной активизации в Западном Забайкалье начался в конце позднего палеозоя — начале мезозоя в пределах области каледонской складчатости, представлявшей к этому времени консолидированную платформу, и сопровождался интенсивным вулканизмом на всех этапах его эволюции. Многие исследователи Западного Забайкалья выделяют в пределах этого региона две структурно формационные зоны: Малханскую и Джидинскую. Орогенная активизация в них началась в разное время, а синхронные движения и вулканизм отмечались лишь с конца позднего триаса. Это свидетельствует о неравномерном полициклическом развитии Западного Забайкалья на рассматриваемом этапе.

Наиболее крупными полями развития позднепалеозойских—мезозойских вулканитов являются Малханский и Боргойский хребты, южные склоны Малого Хамар-Дабана, Хамбинский хребет, хребты Цаган-Хуртэй и Цаган-Дабан.

В Удино-Витимском междуречье и Даурской зоне также отмечаются сравнительно небольшие поля мезозойских вулканитов. Описание вулканогенных ассоциаций проводится отдельно для Малханской и Джидинской зон.

АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД МАЛХАНСКОЙ ЗОНЫ

В состав Малханской зоны включены хребты Заганский, Малханский, Яблоновый, Хамбинский, Цаган-Хуртэй, Худунский и впадины Гусиноозерская, Хилокская, Тугнуйская и др.

Вулканогенные ассоциации, широко развитые на этой территории, образуют ряд комплексов, к которым относятся унгуркуйская и алентуйская свиты (пермская и пермо-триасовая вулканогенно-осадочная ассоциация), темирская и цаган-хунтейская свиты (триас-нижнеюрская вулканогенная ассоциация), ичетуйская, тугнуйская, удинская и харюлгатинская свиты (нижне-среднеюрская вулканогенно-осадочная ассоциация), и наконец, хилокская свита (верхнеюрско-нижнемеловая вулканогенная ассоциация).

ПЕРМСКАЯ И ПЕРМО-ТРИАСОВАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ АССОЦИАЦИИ

Унгуркуйская вулканогенная свита состоит преимущественно из щелочных базальтоидов (включая трахиандезиты), развитых в Малханской зоне. Они слагают довольно крупные поля западнее Тамирской гряды, в бассейне р. Унгуркуй (правый приток Кудары).

Ю.В. Комаров (1972) на основании косвенных данных (прорывание бичурскими гранитоидами тамирских вулканитов и отсутствие эруптивных контактов этих гранитоидов с щелочными базальтоидами унгуркуйской свиты) рассматривал эту свиту как более молодую по отношению к тамирской.

В последние годы появились новые данные (В.В. Скрипкина, Ю.М. Холод, А.С. Киреев, Л.А. Козубова, И.Н. Тихомиров и др.), свидетельствующие, по-видимому, скорее всего о пермском возрасте щелочных базальтоидов унгуркуйской свиты. В ряде случаев трахиандезиты и трахибазальты, по данным В.В. Скрипкиной и др., перекрыты кислыми вулканитами тамирской свиты. Такие соотношения отмечались Л.А. Козубовой и И.Н. Тихомировым по рекам Жиндокон, Маргентуй и Ара-Киреть. Эти авторы показали, что трахиандезитовые покровы в бассейнах Маргентуя и Жиндокона перекрывают (часто с конгломератами в основании) фаунистически охарактеризованные среднекаменноугольные отложения гутайской свиты и раннепалеозойские гранитоиды. Пирокластические образования в составе унгуркуйской свиты занимают подчиненное положение и представлены главным образом маломощными горизонтами и линзами туфовых конгломератов, туфовых песчаников и туфовых алевролитов (Козубова, Тихомиров, 1974).

В 1964 г. А.Я. Салтыковским совместно с А.И. Киселевым было изучено поле развития унгуркуйских вулканитов в междуречье Левый Унгуркуй—Киреть, севернее пос. Усть-Кяхта. Здесь выделены трахибазальты, трахиандезиты и брекчиевые лавы трахибазальтов.

Изучение базальтовых пород под микроскопом позволило выделить ряд разновидностей, к краткой петрографической характеристике которых мы и переходим.

В измененных базальтах главные минералы представлены плагиоклазом, магнетитом, иногда пироксеном. Из второстепенных присутствуют апатит, сфен и магнетит. Среди вторичных отмечены хлорит, серицит, карбонат, кварц, лейкоксен, пренит, гематит и минералы группы эпидота.

Плагиоклазы встречаются как во вкрапленниках, так и в основной массе. Они представлены широкими таблитчатыми зернами величиной 0,1 — 1 мм. В очень редких случаях в центральных частях вкрапленников сохраняются неправильной формы участки первичного плагиоклаза (№ 54—60), sdвойникованные по альбитовому и карлсбадскому зонам.

Иногда в плагиоклазах отмечаются следы зонального строения, устанавливаемые по неравномерному распределению продуктов замещения. Четкого зонального строения плагиоклазов с ясными линиями разграничения зон в этих породах не наблюдалось.

В основной массе плагиоклазы развиты в виде микролитов длиной 0,015—0,1 мм. Оливин почти всегда замещен иддингситом, хлоритом и в более редких случаях серпентином. Пироксен представлен авгитом ($c:Ng = 45-47^\circ$; $ng-np = 0,025$; $Ng \geq 1,724 \pm 0,002$; $+2V = 58^\circ$). Магнетит встречается в виде довольно крупных кубических зерен, распределенных в породах очень неравномерно. Ильменит образует характерные пластинчатые формы, которые в поперечных сечениях имеют вид палочек. Апатит в виде тонких шестоватых бесцветных кристаллов заключен в другие минералы. Нередко имеют место довольно крупные (0,3 мм в длину) выделения, сохраняющие свойственные им кристаллографические очертания. Широко представлены минералы группы хлорита, имеющие вид тонких чешуек в тесной ассоциации друг с другом, а также с другими вторичными минералами.

Среди хлоритов мы с большой долей условности выделили две разновидности. Первая — пеннин (?), окрашенный в светло-зеленый, реже — желтовато-зеленый цвет и плеохроирующий от зеленого по Ng до светло-зеленого (почти бесцветного) по Nr с положительным удлинением и низкими цветами интерференции. Второй — клинохлор (?). Это бесцветный, в виде листоватых и лучистых агрегатов минерал с отрицательным удлинением. Двупреломление 0,04—0,06.

Минералы группы эпидота образуют зерна неправильной формы, с высоким двупреломлением и характерной пятнистой интерференционной окраской. Встречаются разновидности, окрашенные в лимонно-желтый цвет. Некоторые из них обнаруживают волокнистое строение с подобием сферолитовых структур. Максимальное двупреломление невысокое — 0,016—0,020, удлинение волокон отрицательное.

Серицит образует мелкие бесцветные листочки, а карбонат и кварц присутствуют в виде отдельных зерен неправильной формы и скоплений. Он чаще всего выполняет миндалины.

Для пород базальтового состава характерны реликты первичных структур. Последние наблюдаются как в субвулканических телах, так и в лавах.

Пирокластические породы основного состава развиты по водо-разделам рек Унгуркуй и Ара-Киреть и в некоторых других местах. Здесь палеотипные базальты перемежаются с туфами, туфолавами и лавобрекчиями, по составу очень сходными с лавами. Под микроскопом большая их часть состоит из обломков кристаллов плагиоклаза и обломков разнообразных по составу базальтов, сцементированных пепловой стекловатой массой. Среди них наиболее распространены зернистые и крупнообломочные разности. Значительное распространение имеют кристаллокластические туфы, содержащие неравномерно распределенные таблицы плагиоклаза, большей частью идиоморфных очертаний. Достаточно часто встречаются литокластические разности туфов, содержащие обломки палеотипных базальтов.

Трахиандезиты отличаются от типичных андезитов, характерных для складчатых областей, отсутствием гиперстена. Фенокристаллы представлены в основном андезином (№ 32-37) или андезин-лабрадором, в более редких случаях присутствуют авгит и оливин. Вкрапленники плагиоклаза имеют вид табличек, реже характерен призматический габитус. Вкрапленники в большинстве случаев мутные за счет вторичных продуктов, нередко по плагиоклазу развиваются эпидот, хлорит, серицит и сосюрит. В основной массе присутствует раскристаллизованное стекло. Очень характерно направленное расположение микролитов плагиоклаза, подчеркивающее флюидалность.

Из аксессуарных присутствуют апатит и рудный минерал. Микроструктура основной массы трахитоидная, пилотакситовая и пойкилоофитовая. Мощность унгуркуйской свиты не менее 1500 м.

Более высокое стратиграфическое положение занимает алентуйская свита, которая впервые была выделена В.И. Сизых на южных склонах Заганского хребта по р. Алентуй и вблизи горы Харинга (см. рис. 12, XI). В 1959 г. в пределах Алентуйского поля среди базальтов Л.А. Козубова впервые обнаружила в алевролитах отпечатки флоры. Определения Г.П. Радченко подтвердили позднепермский возраст содержащих растительные остатки алевролитов (Козубова, Радченко, 1961; Сизых, 1967). Мощность свиты около 600-700 м. В состав ее входят фельзиты, ортофиры, туфы этих пород, конгломераты и алевролиты, реже андезиты.

ТРИАС-НИЖНЕЮРСКАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ АССОЦИАЦИЯ

Триас-нижнеюрская вулканогенная ассоциация представлена вулканогенно-осадочными образованиями **тамирской свиты**, которые распространены на юге Бурятии, преимущественно на западной оконечности Малханского хребта (Бичурская, Кударинская и Тамирская гри-

вы) и пространственно приурочена к Чикой-Ингодинскому краевому шву. Эта свита впервые была выделена П.М. Клевенским, а затем описана П.И. Налетовым, П.Е. Луненком и А.Е. Дербиной, В.А. Новиковым, Я.М. Яблоковым и др. Позже детальным структурно-петрографическим картированием по р. Тамир занимались Ю.В. Комаров и А.И. Киселев, В.В. Скрипкина, Ю.М. Холод, Л.А. Козубова и др.

Разнообразные по составу и структуре эффузивы свиты залегают на докембрийских(?) и палеозойских породах (главным образом гранитоиды), а на крайнем юго-востоке — на морских отложениях пермского возраста (бассейн р. Чикой).

Одной из отличительных особенностей свиты является преобладание в ее составе кислых эффузивов и их туфов, представленных липаритами, липарит-порфирами и кварцевыми порфирами, которые залегают в виде покровов и субвулканических тел среди туфов кислого состава. Кроме того, отмечаются единичные покровы разнообразных порфиритов большой мощности (400–450 м), составляющих 10–15% от общего объема свиты (Хренов и др., 1965). Основные эффузивы представлены плотными, порфировидными, темных и зеленоватых окрасок базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами.

Полный разрез тамирской свиты был описан Я.М. Яблоковым по правому берегу р. Тамир, от ее устья до пади Шазага (см. рис. 12, X). Аналогичные разрезы с небольшими изменениями в 1936 г. приведены П.Е. Луненком и А.Е. Дербиной для района верховьев рек Большой Кудары и Урлук, а также В.А. Новиковым в 1959 г. для правого борта долины р. Тамир. Большая часть осадочных пород приурочена к нижней части свиты, где они слагают пачки мощностью до 50 м.

В 1954 г. в туфосланцах и сланцах по левому берегу р. Тамир вблизи устья Я.М. Яблоков обнаружил отпечатки флоры, которая была определена Д.Е. Ермолаевым, Г.П. Радченко и А.И. Турутановой-Кетовой как *Thinnfeldia* sp. и *Sphaenobaiera* sp., характерные для триаса. На раннетриасовый возраст отложений указывают найденные Л.А. Козубовой в 1959 г. в устье р. Тамир остатки *Cladophlebis* aff. *ichiinensis* Sze. и *Cl. cosubovii* srebrod sp. nov., изученные Г.П. Радченко и И.Н. Сребродольской. М.Ф. Нейбург отмечала близкое сходство вышеперечисленных видов с флорой нижнетриасовых отложений Северного Китая.

Таким образом, отпечатки растений большинством исследователей датируются ранним — средним триасом. Это подтверждается и цифрами определений абсолютного возраста (236 млн. лет для фельзитов, данные Н.М. Михно, 1964), и результатами палеомагнитных исследований В.С. Доржиева и В.И. Турунхаева (1965). Верхняя граница тамирской свиты фиксируется залеганием на ней вулканитов ичетуйской свиты (J_{1-2}), а нижняя — налеганием кислых эффузивов на палеозойские гранитоиды.

Л.А. Козубова и Г.П. Радченко (1961) также придерживаются мнения о ранне-среднетриасовом возрасте вулканитов тамирской свиты.

Среди осадочных образований встречаются туфоконгломераты, которые ранее относились к базальным. Но наличие гальки липаритов, липарит-порфиров и других кислых пород в туфоконгломератах, а также их

положение не в основании, а в средней части разреза тамирских лав позволяют рассматривать эти туфоконгломераты в качестве межформационных. Конгломераты состоят из равного количества гальки и цемента. Цемент представлен туфовым материалом. В.А. Новиков в 1960 г. отмечал прослой конгломератов, в которых промежутки между галькой заполнены остроугольными, плохо окатанными зернами полевого шпата, кварца, амфибола, листочками биотита и агрегатом мелких зерен хлорита, эпидота и кварца. Размеры гальки варьируют от 1 до 5 см.

Межформационные конгломераты, туфоконгломераты, песчаники, туфопесчаники и туфосланцы слагают незначительные по мощности прослой и пропластки среди эффузивных пород. Они были детально закартированы Ю.В. Комаровым и А.И. Киселевым (1963) по правому берегу р. Тамир в пределах Тамирской гривы.

Прослой туфосланцев и туфопесчаников мы наблюдали в 1964 г. по правобережью р. Тамир. Эти прослой залегают под углом 25–40° и падают на юго-запад. Для сланцев характерна ровная и тонкая слоистость, причем мощность прослоев не превышает 1 мм. Туфопесчаники отличаются мелкозернистостью, и нередко даже под микроскопом отдельные зерна различимы с большим трудом.

В более светлых прослоях большую роль играют кварц, альбит, встречаются чешуйки серицита и мусковита. Темные же прослой обязаны своей окраской буроватым окислам железа. Здесь часто встречаются хлорит, магнетит, апатит, реже циркон. Песчаники представлены серо-зелеными, зеленовато-бурыми мелко- и среднезернистыми разновидностями, главной составной частью которых являются угловатые зерна пелитизированного калиевого полевого шпата, нередко чешуйки и зерна кварца. Тонкозернистый ожелезненный цемент представлен пелитизированным полевым шпатом, кварцем и хлоритом.

Наряду с описанными отмечаются туфитовые песчаники, состоящие из обломков и зерен полевого шпата (микроклинпертит и олигоклаз) и кварца. Реже наблюдаются хорошо окатанные мелкие гальки. Основной массой служат серицит, эпидот, местами встречается вторичный кварц.

В ряде районов в поле развития эффузивов тамирской свиты основную часть разреза слагают туфы и туфопесчаники. Выделены кристалло-литокластические туфы липарит-порфиров с раскристаллизованным туфовым цементом. Это темные, серые, лиловые породы, на выветрелой поверхности которых отчетливо видны угловатые обломки липаритов, липарит-порфиров и кварцевых порфиров. Количество цемента резко преобладает над обломками (соотношение 2:1–3:1). Для цемента характерна микрофельзитовая и фельзитовая структуры. Часто цемент приобретает буроватую окраску, что связано с его ожелезнением. По полевному шпату развиваются серицит и альбит.

Чрезвычайно широкое распространение в пределах Чикой-Хилокского междуречья имеют лавы кислого состава — липариты, липарит-порфиры, кварцевые порфиры, альбитофиры (альбитизированные липариты) и выделенные в 1963 г. Ю.В. Комаровым дацитовые порфириты. Внешне кислые разновидности вулканогенных пород мало различаются между собой. Они имеют тонкозернистое сложение и самые разнообразные окраски.

Липаритовые порфиры и липариты наиболее часто встречаются в разрезе тамирской свиты.

В состав описываемых пород входят следующие главные породообразующие минералы: кварц, калинатриевый полевой шпат, плагиоклаз; акцессории — циркон, апатит, сфен; вторичные минералы альбит, серицит, хлорит, эпидот; окислы и гидроокислы железа и лейкоксен. Кварц встречается во вкрапленниках и в основной массе. Наряду с мелкими зернышками кварца при фельзитовой структуре встречаются довольно крупные зерна, обладающие лапчатой формой; нередко зерна с неровными, зубчатыми краями, содержащие вростки полевых шпатов (микрройкилобластовая структура).

Плагиоклазы обычно в значительной степени альбитизированы, что, по мнению В.Н. Лодочкинова (1938), является следствием их деанортизации. При этом определение номера плагиоклаза весьма затруднено. Следует отметить, что в ряде случаев можно выделить и неизменные участки.

Альбит (№ 2—8) развивается по полевым шпатам. Большая часть табличек альбита не содержит реликтов полевых шпатов, и характер первичного полевого шпата, который замещается альбитом, не может быть установлен. Таблицы альбита слабо пелитизированы. Отмечаются единичные рассеянные чешуйки серицита, а также мелкозернистые агрегаты минералов группы эпидота.

Калинатриевый полевой шпат присутствует и в основной массе и во вкрапленниках. В последних он встречается в виде реликтов в зернах альбита, выделяясь интенсивной бурой окраской, связанной с развитием пелита, а иногда имеет ромбическую форму.

В липаритовых порфирах встречаются: циркон в виде длиннопризматических зерен с пирамидальными окончаниями; апатит, представленный мелкими кристаллами размером 0,3—0,4 мм, удлинённой формы; сфен — в единичных зернах, почти полностью замещенных лейкоксеном. Нередко отмечается скопление мелких короткостолбчатых кристаллов циркона с размером зерен около 0,05 мм, реже — 0,1 мм. Иногда при больших увеличениях в кристаллах апатита удается различить пузырьки, заполненные газом.

Минералы группы эпидота представлены мелкозернистыми агрегатами (зерна эпидота, доизита), минералы хлоритовой группы — мелкими чешуйками. Аномальные цвета интерференции позволяют условно отнести их к пеннину.

Большая часть рассматриваемых пород обладает порфировым, местами афировым строением. Наиболее часты массивные, реже полосчатые и миндалекаменные разности. В результате альбитизации полевого шпата в липаритовых лавах наблюдаются вкрапленники кварца и вторичного альбита.

Для лав дацитового состава характерно отсутствие во вкрапленниках кварца, а также реликтов калинатриевого полевого шпата во вторичном альбите.

Фенокристаллы обычно расположены в породе единичными зернами, реже — гломеропорфировыми срастаниями.

Структуры основной массы, которые нам удалось наблюдать в породах тамирской вулканогенной толщи, значительно отличаются от первоначальных, формировавшихся при кристаллизации вещества из расплава. Об

этом можно судить по присутствию в породах достаточно ясных реликтов первоначальных структур. Для последних характерны крупные размеры вновь образовавшихся зерен и неравномерное пятнистое распределение их в породе.

В редких случаях в липаритах отмечаются сферолитовые образования, состоящие из полевого шпата и кварца, что может быть связано с воздействием летучих компонентов. Пузырьки газов могли стать зародышевыми центрами при образовании сферолитов в процессе кристаллизации лавы. Впоследствии, когда в ходе остывания начали возникать трещинки, летучие компоненты из газовых пузырьков уходили, а пустоты, заполнялись гидротермальными минералами, преимущественно кварцем.

Наиболее распространенным вторичным процессом в кислых эффузивах можно считать альбитизацию полевых шпатов. Замещение альбитом, как правило, начиналось с краев зерен. Очень часто ясно различаются сохранившиеся реликты первичного плагиоклаза. Повсеместно наблюдается серицитизация. Серицит в виде мелких рассеянных чешуек развивается по альбитизированному полевоому шпату, а нередко и в основной массе пород.

Широко представлена и хлоритизация. Чешуйки хлорита встречаются в рассеянном виде в основной массе пород; нередко отмечаются их тонкочешуйчатые агрегатные скопления и прожилки. Особенно часто наблюдаются скопления хлорита в породах с перлитовыми трещинками, где они приурочены к центральным перлитовым обособлениям.

Характерна гематитизация вулканитов. Гематит в виде тонкой пыли пронизывает стекловатую массу, придавая породе красноватые окраски. Для части эффузивов, встречающихся близ тектонических зон, наиболее характерно окварцевание. Наблюдается скопление мелкозернистого кварца в основной массе, а также многочисленные мелкие прожилки.

К в а р ц е в ы е п о р ф и р ы, встречающиеся в пределах Тамирской гряды, отличаются от липаритов и липарит-порфиров наличием во вкраплениях крупных кристаллов водяно-прозрачного кварца. Эти породы встречены нами в правом борту долины р. Тамир, в 10 км от одноименной деревни.

Разрез тамирской свиты неоднократно изучался многими исследователями, но до сих пор нет ясности в его строении, так как породы, слагающие разрез, дислоцированы (до 50–60⁰) и метаморфизованы; вся толща разбита многочисленными разломами. Ю.В. Комаров (1972) считает, что мощность тамирской свиты составляет 6000–7000 м; В.В. Скрипкина, Ю.М. Холод и другие исследователи полагают, что при определении мощности тамирской свиты обязательно нужно учитывать сложную разрывную тектонику. Они подтвердили выводы П.М. Клевенского о том, что мощность свиты по р. Тамир не превышает 5000 м.

Одновозрастные тамирской свите вулканогенные образования известны по левобережью р. Хилок у дер. Черноярво. Они детально были изучены В.М. Скобло, Н.А. Ляминой (1962). Вулканиты представлены здесь трахиандезитами, трахибазальтами, туфами различного состава и ортофирами.

Позже Л.А. Козубова и И.Н. Тихомиров (1974), основываясь на детальном петрографическом картировании и изученных ими взаимо-

отношениях между различными вулканогенно-осадочными толщами, пришли к выводу, что вулканиды чернойровской свиты следует считать верхнепермскими. Об этом, по мнению этих авторов, свидетельствует несогласие между вулканидами чернойровской свиты и флористически охарактеризованными ниже-среднетриасовыми отложениями тамирской свиты, которые залегают выше по разрезу. Из трех различных по составу вулканогенных толщ (1 — трахиандезиты и трахибазальты; 2 — туфы различного состава и 3 — ортофиры, трахиты и их туфы) самая нижняя из них, по мнению Л.А. Козубовой и И.Н. Тихомирова, является домезозойской, т.е., по-видимому, пермской.

В рассматриваемом регионе широко распространены вулканиды трахит-трахилларитовой цаган-хунтейской свиты. Впервые свита была выделена в пределах хр. Цаган-Хуртэй в междуречье Уды и Хилка А.А. Арсеньевым и Е.А. Нечаевой (1951). Она представлена сложным сочетанием фельзитов, фельзит-порфиров, андезитов, трахитов и трахибазальтовых порфиритов. Преобладающее распространение имеют туфы, туфовые брекчии, туфовые конгломераты и песчаники. Нижний возрастной предел свиты устанавливается по налеганию ее вулканидов на поверхность размыта палеозойских гранитоидов и по единственному отпечатку вайи папоротника, обнаруженному В.М. Скобло в 1966 г. Верхняя возрастная граница фиксируется по прорыванию вулканидов цаган-хунтейской свиты гранитоидами кудунского интрузивного комплекса (данные абсолютного возраста свидетельствуют о том, что эти гранитоиды внедрялись в начале позднего триаса). Эруптивные контакты гранитоидов с вулканидами отмечались неоднократно Ю.В. Комаровым, В.В. Скрипкиной, В.И. Турунхаевым и др.

По-видимому, следует (вслед за Ю.В. Комаровым) считать, что формирование цаган-хунтейской свиты началось в конце раннего триаса, а завершилось в начале позднего триаса (может быть, в ранней юре). Мощность свиты колеблется от 1000 до 2000 м. Цаган-хунтейские вулканиды в Западном Забайкалье приурочены в основном к горстам и часто связаны со щелочными гранитами малокуналейского интрузивного комплекса (Соловьев, 1967; Ермиков, 1973). Такие соотношения наблюдаются в хребтах Хамбинском, Цаган-Дабан и в других местах. Подобное петрографическое описание вулканидов цаган-хунтейской свиты приводилось неоднократно, и поэтому здесь не имеет смысла его повторять (Беличенко и др., 1962; Салтыковский, 1967; Комаров, 1972; Турунхаев, 1975, и др.).

НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ АССОЦИАЦИЯ

В Малханской зоне к этой ассоциации относятся вулканогенно-осадочные образования, выполняющие многочисленные впадины. Так, например, в Тугнуйской впадине выделяются березовская, ичетуйская, тугнуйская и галгатайская свиты, среди которых наиболее распространены вулканиды ичетуйской свиты. Березовская и галгатайская свиты

состоят преимущественно из терригенных пород и в работе не рассматриваются.

Особенности ичетуйской вулканогенной свиты рассмотрены при описании Джидинской зоны. Следует отметить, что ее мощность в Тугнуйской впадине невелика и составляет 800–900 м, а по составу свита состоит из чередующихся потоков трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов и маломощных горизонтов вулканогенно-осадочных пород (туфо-песчаники, туфоалевролиты и т.п.).

Крупные поля ичетуйских вулканитов известны в Хамбинском хребте и в среднем течении р. Чикой. В Хамбинском хребте вулканиты ичетуйской свиты располагаются вдоль юго-восточного края Хамбинского горста, по р. Нарин-Горхон (Соловьев, 1967). По структурному положению и петрографическому составу вулканиты Хамбинского хребта хорошо коррелируются с вулканогенными породами Малого Хамар-Дабана.

Тугнуйская свита выделяется в одноименной впадине по данным бурения. Мощность ее 200–240 м, но иногда достигает 400–450 м (Скобло, Лямина, 1965; Скобло, 1966). По составу тугнуйская свита относится к формации угленосных моласс. Она состоит из аргиллитов темного цвета, выше которых располагается угольный пласт мощностью до 0,7–0,8 м, а затем пачка ритмично чередующихся тонкослоистых алевролитов, алевролитовых песчаников и разнотоннозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, содержащих пропластки каменного угля.

Структурно отложения тугнуйской свиты близки к разновозрастным образованиям моласс, выполняющих впадины Северной Монголии (например, угленосные молассовые отложения Ихэ-Ульской впадины).

В верховьях р. Уды выделяется среднеюрская удинская свита (Беличенко и др., 1962), в основании которой располагаются конгломераты, содержащие гальку нижедежащих гранитоидов. Выше по разрезу (близ улуса Улан-Майло в долине р. Уды) (Скобло, 1966) залегают трахиандезиты, трахибазальты, трахиты, лавовые брекчи и туфы. Видимая мощность разреза около 600 м.

В бассейне р. Хилок, по его притокам Гареки, Харюлгаты, Арея и другим, ниже-среднеюрская ассоциация представлена харюлгатинской свитой, которая на северо-востоке рассматриваемого района была выделена еще в 1938 г. И.В. Лучицким. Ее изучали многие исследователи (Фомин, Лашманов, 1958; Фельдман, 1958, и др.). Вулканиты, которые представлены фельзитами, андезитами и базальтами, наблюдаются в нижней части толщ.

ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖМЕЛОВАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ АССОЦИАЦИЯ

В Малханской зоне к этой ассоциации относятся угленосная гусино-озерская серия и хилокская свита. Первая из них детально изучена В.М. Скобло (1966, 1969), который выделил стратотип этой свиты в одноименной впадине.

Вулканиды хилокской свиты в одних случаях рассматриваются в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения, в других — в виде составной части гусиноозерской серии (Сизых, 1967; Ермиков, 1968, и др.).

Они приурочены к северному обрамлению многих забайкальских впадин — Боргойской, Гусиноозерской (юго-восточные отроги Малого Хамар-Дабана) и др.

Исследования вулканогенных образований хилокской свиты показали, что разрезы ее непостоянны и в каждой впадине имеют свою последовательность и мощность. Эти вариации отражают, по-видимому, местные особенности вулканизма и осадконакопления. Общим для разреза хилокской свиты, как отмечает Ю.В. Комаров (1972), является грубо-обломочный состав осадочных пород и наличие на поверхности недифференцированной трахибазальтовой магмы. Отложения хилокской свиты известны в бассейне среднего течения р. Джиды, в Тугнуйской и Сухаринской впадинах, в долине рек Хилок и Чикой (близ дер. Береговая).

В предгорьях хр. Малый Хамар-Дабан вулканогенно-осадочные образования хилокской свиты залегают на поверхности размыва ичетуйских пород и прорывающих ее гранитоидов. Среди хилокских отложений были обнаружены остатки брюхоногих и пластинчатожаберных моллюсков, указывающие на позднеюрский возраст (Комаров и др., 1965).

Породы свиты залегают на фаунистически охарактеризованных среднеюрских отложениях; верхний предел определяется налеганием на свиту также фаунистически охарактеризованных нижнемеловых конгломератов. На основании этих данных возраст свиты определяется как позднеюрский.

Ю.В. Комаров и А.И. Киселев закартировали отложения хилокской свиты к северо-западу от дер. Гегетуй, в западной части хр. Хоруха и в других местах. Наиболее полный разрез ими был составлен для юго-западной оконечности Хамбинского хребта, где породы хилокской свиты слагают моноклинал, простирающуюся на юго-восток. Здесь потоки базальтов и лавобрекчий с угловым несогласием залегают на эффузивах цаган-хунтейской свиты. Выше по разрезу отмечается частое переслаивание потоков трахиандезитов, трахибазальтов, трахитов, лавобрекчий с пропластками туфобрекчий, туфов и туфосланцев.

По правобережью р. Хилок (в пределах Малетинской впадины) отложения хилокской свиты были описаны В.П. Сапожниковым и В.И. Сизых (1965), которые обратили внимание на то, что вверх по разрезу количество обломочного материала уменьшается, но зато увеличивается количество разнообразных вулканогенных пород.

Среди хилокских образований выделяются две подсвиты: песчанико-конгломератовая (нижняя) и эффузивная (верхняя). По сравнению со среднеюрскими эффузивами трахиандезиты и трахибазальты верхней, эффузивной, подсвиты обогащены щелочами. Породы верхней подсвиты широко распространены по левобережью р. Хилок в пределах юго-западного окончания Сухаринской впадины.

При детальном геологическом картировании данного участка нами было подтверждено мнение, высказанное рядом исследователей о

приуроченности выходов хилокских вулканогенных пород к тектоническим зонам, оконтуривающим впадину. Трахибазальты и трахиандезиты хилокской свиты здесь с резким несогласием залегают на трахиандезитах и базальтах верхнего триаса, относящихся, как можно полагать, к боргойской свите.

Развитие эффузивов на северо-восточном продолжении Сухаринской впадины было подтверждено данными разведочного бурения. Состав хилокских вулканитов не отличается большим разнообразием. Как уже отмечалось, в Западном Забайкалье встречаются трахибазальты, трахиандезиты, туфы этих пород, а также лавобрекчии, туфобрекчии и туфосланцы.

Трахибазальты слагают в основном покровы, переслаивающиеся с трахиандезитами и другими разновидностями. Они имеют буроватую окраску различных оттенков (вишневые, серые, грязно-зеленые и т.д.). Вкрапленники представлены плагиоклазом, пироксеном, в более редких случаях сильно резорбированным оливином.

Плагиоклазы встречаются в форме удлиненно-призматических и таблитчатых кристаллов длиной до 5 мм. В основной массе плагиоклазы присутствуют в виде микролитов, иногда с отчетливой двойниковой структурой. Нередко плагиоклазы пелитизируются и замещаются альбитом. Измерения на столике Федорова показали, что во вкрапленниках плагиоклаз (лабрадор) содержит 56–60% анортитовой молекулы, а в микролитах основной массы — 20–30% анортита (олигоклаз).

Пироксен во вкрапленниках и в основной массе имеет одинаковые оптические свойства ($+2V = 52-54^{\circ}$; $c : Ng = 41-43^{\circ}$; $Ng = 1,718 \pm 0,002$; $Np = 1,692 \pm 0,002$; $ng - np = 0,026$) и относится к авгиту. Он разрушен и замещен карбонатами, реже хлоритом и эпидотом.

Калиевый полевой шпат во вкрапленниках довольно редок, хотя и образует крупные кристаллы (до 20 мм). В основной массе микролиты его настолько пелитизированы, что их оптическое определение невозможно.

Измерение вкрапленников калиевого полевого шпата на федоровском столике дало: $-2V = 82^{\circ}$; $c : Ng = 80^{\circ}$; $Nm = 14^{\circ}$; $Np = 81^{\circ}$.

Щелочной полевой шпат распространен очень ограниченно и наблюдался нами всего в нескольких шлифах.

Магнетит присутствует в виде мелких кристалликов (0,002 мм) или тонких удлиненных форм.

Трахиандезиты имеют миндалекаменные текстуры, причем очень часто миндалины вытянуты в одном направлении и выполнены цеолитами, карбонатами или эпидотом.

Основная масса трахиандезитов состоит из полнокристаллической трахитоидной или пропитанной небольшим количеством стекла смеси плагиоклаза (гиалопилитовая структура) и существенного количества калиевого полевого шпата (часто санидин).

В интерстициях между плагиоклазами отмечается тонкая сыпь рудного минерала (магнетит), иногда присутствует хлорит. Выделения санидина появляются в виде каемок вокруг плагиоклаза.

Было отмечено, что в нижних частях потоков северо-восточнее дер. Ноехон трахиандезиты имеют долеритовую или гиалопилитовую структуры, причем в состав их входят плагиоклаз (№ 52), реже оливин ($-2V = 78^{\circ}$), а также лиловый титанистый авгит, микролиты эгирина-авгита, щелочной полевой шпат, магнетит, чешуйки биотита и мелкие кристаллики акцессорного апатита и илдинггита. Последний развивается по трещинкам в оливине. По минералогическому составу трахиандезиты очень напоминают гавайиты, описанные Г. Макдональдом (Macdonald, 1960).

Изучение вулканизма Западного Забайкалья позволяет сделать вывод о том, что на раннем этапе его развития формировалась пермо-триасовая вулканогенная ассоциация, характеризовавшаяся резкой контрастностью входящих в ее состав вулканитов (тамирская, ун-гуркуйская и цаган-хунтейская свиты). Некоторые исследователи рассматривают эту ассоциацию в качестве вулканогенной молассы пестрого состава или базальт-андезит-липаритовой формации (Соловьев, 1967; Ермиков, 1974).

К более позднему этапу вулканизма было приурочено появление вулканитов ичетуйской и удинской свит, которые также можно отнести к трахибазальтовой формации.

И, наконец, заключительный этап мезозойского вулканизма в рассматриваемом районе ознаменовался формированием хилокской свиты, большая часть которой представлена трахибазальтами и их туфами, что послужило основанием для отнесения вулканитов этой свиты также к трахибазальтовой формации (Комаров, 1972).

АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ

В Западном Забайкалье к этой зоне относятся районы, расположенные в бассейне р. Джиды, хребты Хангарульский, Малый Хамар-Дабан, Джидинский, Гудзан и Боргойский.

Здесь широко развиты мезозойские, главным образом вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, общая площадь которых составляет более 5000 км². В пределах Джидинской зоны располагаются стратотипы нескольких мезозойских вулканогенно-осадочных свит, и поэтому выяснение характера вулканизма в этом районе имеет существенное значение для понимания специфики раннемезозойского вулканизма Западного Забайкалья и Северной Монголии в целом.

Ассоциация вулканогенных пород триас-раннеюрского возраста представлена в этом районе вулканогенно-осадочными образованиями боргойской свиты, которые слагают Боргойский, Бургутуйский, Харгантуйский хребты и, возможно, хребты Дабхор и Гудзан. Вулканиды этого возраста известны также в междуречье Чикоя и Хилка (в нижнем течении рек).

К вулканическим ассоциациям этого же возраста относятся и вулканиды цаган-хунтейской свиты, которые ассоциируют с гранитами малокуналейского интрузивного комплекса.

Вулканические ассоциации ранне-среднеюрского возраста представлены вулканидами ичетуйской свиты (Киселев, 1965; Салтыковский, 1967; Ермиков, 1973). Территориально ичетуйские вулканиды приурочены к юго-восточным склонам хр. Малый Хамар-Дабан.

Более молодая ассоциация вулканогенных пород (верхняя юра – нижний мел) представлена вулканидами хилокской свиты, а также преимущественно терригенными породами гусиноозерской угленосной серии. Породы этой ассоциации выполняют многие крупные впадины в Забайкалье (Боргойскую, Гегетуйскую и др.), а также более мелкие – небольшие по площади впадины, располагающиеся на склонах хр. Малый Хамар-Дабан.

ТРИАС-ВЕРХНЕЮРСКАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ АССОЦИАЦИЯ

Интенсивный и неравномерный метаморфизм вулканогенных образований, отсутствие хорошо сохранившихся органических остатков многим исследователям (П.М. Клеветский, П.И. Налетов, К.Д. Клеменченко, В.А. Новиков, Д.Д. Сагалуев и др.) давали основание считать боргойскую свиту верхнепротерозойской или нижнепалеозойской.

В 1960 г. Ю.В. Комаров и А.И. Киселев в Боргойском хребте, в 4 км к югу от ст. Билютай, в метаморфизованных углистых сланцах, подчиненных пирокластам, обнаружили отпечатки растений, которые В.А. Хахлов определил как *Neocalamites sibirica* (Heer), *Podozamites lanceolatus* L. et Hutt., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Desmiophyllum sibiricum* Chachl. По его мнению, эти формы представляют собой нижнемезозойский флористический комплекс, существовавший с позднего триаса, но более характерный для ранне- и среднеюрского времени.

Боргойская свита по составу, степени метаморфизма и структурному положению очень близка к палеонтологически документированной тамирской свите, что отмечалось Н.П. Михно (1961, 1964), Ю.В. Комаровым и А.И. Киселевым (1963), А.И. Киселевым и А.Я. Салтыковским (1967). Л.А. Козубова и И.Н. Тихомиров (1974) провели детальное картирование вулканогенно-осадочных образований в междуречье Хилка и Чикоя и пришли к выводу, что восточную часть изученного ими поля следует рассматривать в составе черныяровской вулканической свиты, и на основании предварительных определений растительных остатков высказали предположение о раннеюрском возрасте вулканитов боргойской свиты. В.А. Соловьев (1967) и В.И. Турунхаев (1975) полагают, что боргойская свита имеет триасовый возраст.

Наши данные, полученные в результате работ в Северной Монголии по левобережью р. Дэлтэр (Желтура), в ее нижнем течении, позволяют предполагать, что широко распространенные здесь обширные поля вулканитов могут рассматриваться в виде юго-западного фрагмента боргойского поля.

По данным Ю.В. Комарова и А.И. Киселева, в Боргойском хребте встречаются преимущественно лавовые пирокластические образования с прослоями осадочных пород небольшой мощности. Наиболее полным является разрез боргойской толщи на левобережье р. Селенги, между ст. Билютай и Урдо-Дзокойской впадиной. Породы здесь представлены метаморфизованными вулканитами (в основном порфириды), диабазы, кремнистыми сланцами и вулканогенно-обломочными образованиями — туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфами и т.д. Во время осмотра разреза в 1964 г. были также отмечены вулканиты кислого и среднего состава.

В Боргойском хребте вулканогенно-туфогенные породы слагают крупную моноклиналь с падением на юго-восток под углом 30-55°. Только на отдельных участках южного склона хребта наблюдается горизонтальное залегание пород. Мощность боргойской свиты в этом разрезе составляет около 1500 м.

Толща вулканогенных пород прорвана дайками сиенит-порфиров, плагиопорфиров и диоритовых порфиритов. Возраст гранитов, прорывающих вулканогенно-осадочные образования боргойской свиты в центральной части одноименного хребта, по данным Л.А. Козубовой и И.Н. Тихомирова (1974), равен 200 млн. лет, т.е. соответствует границе триаса и юры.

Учитывая все эти данные, боргойскую свиту можно считать, очевидно, либо триасовой, либо триас-нижнеюрской.

Тектонические нарушения расчленяют комплекс пород свиты на отдельные блоки, причем вдоль нарушений наблюдаются зоны интенсивного дробления и перетирания пород (тектонические брекчии). Мощность таких брекчий иногда достигает 15–20 м.

Большая часть пород свиты подверглась процессам контактового и регионального метаморфизма, а вулканиты среднего и основного состава приобрели палеотипный облик, причем темноцветные минералы и плагиоклаз были замещены вторичными минералами.

Часто эпидот-кварц-хлоритовые, серицитовые, актинолит-хлоритовые и биотитовые сланцы образуются за счет туфов, туфовых песчаников и туфосланцев. В некоторых случаях появляются кварц-биотитовые роговики.

Главные петрографические и структурные особенности свита сохраняет не только в пределах Боргойского хребта. Аналогичные толщи известны в горах Дабхор и Шулуг, где преобладают вулканогенно-обломочные породы: туфы, туфовые брекчии, туфопесчаники и т.д.

Считается установленным преобладание в низах боргойской свиты кислых вулканитов и их туфов, туфоконгломератов и туфопесчаников, а выше — основных вулканитов и связанных с ними пирокластов (П.И. Налетов, Н.П. Михно, Ю.В. Комаров, А.И. Киселев). Среди кислых эффузивов преобладают липариты, кварцевые и полевошпатовые порфиры. Все они в той или иной мере рассланцованы и метаморфизованы.

Кварцевые порфиры макроскопически сероватые и серовато-голубоватые. Основная масса их скрытокристаллическая, с порфиоровыми выделениями серовато-белого кварца и таблицами полевого шпата размером до 2,5 мм в поперечнике. Подробное петрографическое описание кварцевых порфиров приведено в другой работе (Салтыковский, 1967). Здесь же кратко остановимся на главных особенностях боргойских вулканитов. Липаритовые порфиры отличаются от кварцевых порфиров тем, что во вкраплениях последних присутствует исключительно полевой шпат; кварц встречается только в основной массе. Калиевый полевой шпат представлен таблитчатыми, короткопризматическими пелитизированными зернами, а плагиоклаз, также входящий в состав вкрапленников, образует менее изометричные серицитизированные зерна, вытянутые по длинной оси (2–4 мм).

Структура основной массы породы микрофельзитовая, участками аллотриоморфнозернистая. Она образована в основном пелитизированным калиевым полевым шпатом, серицитизированным плагиоклазом и ксеноморфным кварцем. Изредка отмечаются плотные темно-серые породы с редкими порфиоровыми выделениями крупных кристаллов полевого шпата. Основная масса в них сложена пелитизированными удлиненными зернами того же полевого шпата и серицитизированного плагиоклаза.

Туфы кислого состава генетически и пространственно связаны с лавами того же состава и количественно всегда преобладают над последними. Они представлены кристалловитрофировыми, псаммито-алевритовыми, литокристаллокластическими и кристаллическими разновидностями. Туфы в основном состоят из обломков плагиоклазов, квар-

ца и калиевых полевых шпатов, в меньшем количестве — липаритов и кварцевых порфиров. Плагиоклаз почти всегда альбитизирован и серицитизирован, а калиевый полевой шпат пелитизирован. Обломки сцементированы раскристаллизованным туфовым материалом. Структура цемента роговиковая, микрофельзитовая или аллотриоморфнозернистая. В более редких случаях в шлифах отмечается флюктуационная текстура.

Вторичные изменения цемента выразились в развитии серицита, карбоната, хлорита и эпидота. В процессе расщепления туфов возникли новообразования зеленовато-бурого биотита.

Туфоконгломераты кислого состава плотно сцементированы и метаморфизованы. По трещинкам развит мелкочешуйчатый агрегат биотита. Обломки (размером до 5–7 мм) неокатанные, изометричные, удлиненные.

На восточном склоне горы Шулуг (правобережье р. Ичетуй) описан небольшой участок (площадью около 1 км²), сложенный вулканогенно-осадочными образованиями боргойской свиты. Здесь наблюдаются значительно измененные андезитовые и диабазовые порфириты с горизонтом туфосланцев и конгломератов, падающие под углами 50–80°. Туфосланцы обычно метаморфизованы с образованием бластоосаммитовых и бластоалевритовых структур, с развитием хлоритизации и серицитизации. Здесь же были установлены соотношения пород боргойской свиты с более молодыми кислыми эффузивами цаган-хунтейской и основными эффузивами ичетуйской свит. На этом участке вулканогенно-осадочные породы боргойской свиты слагают моноклиальную структуру субмеридионального простирания. На левом берегу р. Хилок (пади Моностой и Согота) установлен несколько иной состав слагающих боргойскую свиту пород. К боргойской свите комплекс исследованных в этом районе эффузивов отнесен условно. Большой интерес представляют широко развитые субвулканические тела сиенит-порфиров, сиенитов и разнообразных граносиенитов, которые, по мнению Д. Жалсабона и др. (1969), представляют генетически единое целое с эффузивным комплексом, являясь примером вулканоплутонической формации. По времени образования наиболее крупный из выделенных здесь массивов — Соготинский относится к верхнему триасу; он со всех сторон контактирует с более молодыми образованиями. В отдельных участках, например в правом борту пади Моностой, сиенит-порфиры постепенно переходят в трахиты. Резких (секущих) контактов между интрузивными телами и вмещающими их излившимися образованиями наблюдать не удалось. Значительная роль в этом районе принадлежит разнообразным жильным телам: гранит-порфирам, аплитам и мелкозернистым гранитам, причем в одних случаях контакты между сиенит-порфирами резкие (секущие), а в других — постепенные, характеризующие различные фазы одного и того же комплекса.

Состав вулканогенно-осадочных пород в рассматриваемом районе довольно разнообразный. Это трахиты и их туфы, афанитовые трахиандезиты темно-серых и вишнево-бурых окрасок, их туфы, трахибазальты, маломощные горизонты туфопесчаников и туфосланцев, туфоконгло-

мераты с обломками розовых и коричнево-розовых среднезернистых сиенитов, граносиенитов, сиенит-порфириров и трахитов.

Ограниченное количество замеров элементов залегания не позволяет проследить все структурные взаимоотношения различных лавовых потоков. Имеющиеся данные свидетельствуют об общем северо-восточном простирании с падением на юго-восток под довольно крутыми углами ($45-60^{\circ}$). Многие лавовые горизонты не выдержаны по простиранию и быстро выклиниваются, что может быть связано с перекрытием их более молодыми потоками.

В трахитах главными породообразующими минералами являются опациitizedированный амфибол, плагиоклаз и калиевый полевой шпат. Второстепенные минералы представлены апатитом и магнетитом, а вторичные — каолином, кальцитом, гематитом, хлоритом, альбитом и кварцем. Амфибол в свежем виде не сохраняется и замещается хлоритом, кальцитом, частично кварцем, а по краям — вторичным магнетитом и гематитом. Он образует резко удлинённые вкрапленники, форма которых подчеркивается опациитовой каемкой, и более мелкие выделения в основной массе. Плагиоклаз тонко сдвойникован и в основной массе встречается в виде микролитов. Состав плагиоклаза вкрапленников и микролитов — альбит ($N^{\circ} 2-4$). Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатой разностью микроклина ($-2V = 88^{\circ}$); он пелитизирован и замещен шахматным альбитом. Так же, как и плагиоклаз, калиевый полевой шпат встречается во вкрапленниках в виде почти изометричных кристаллов, а в основной массе — в форме микролитов и небольших лейст. Структура пород — порфирировая, основной массы — трахитовая. Вкрапленники представлены амфиболом, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Основная масса состоит из лейст и микролитов плагиоклаза, калиевого полевого шпата, тонких игольчатых кристаллов амфибола (обычно превращенных в агрегат рудных минералов) и мелких зерен магнетита. Количество девитрифицированного стекла незначительно.

Трахитовые разности связаны постепенными переходами с трахиандезитами и трахибазальтами. Этот переход происходит в основном за счет увеличения содержания цветного минерала с заменой его в трахибазальтах на авгит или титан-авгит и исчезновением калиевого полевого шпата во вкрапленниках. Если же калиевый полевой шпат отсутствует, то породы по минеральному составу будут приближаться к типичным андезитам и базальтам.

По петрохимическим особенностям вулканы боргойской свиты могут рассматриваться в ряду щелочно-известковой серии с отклонением химизма в сторону большей щелочности. Детальный анализ вулканогенных формаций юга Бурятии, проведенный с применением методов многомерного дисперсионного анализа и дискриминантных функций, позволил В.В. Скрипкиной, Ю.М. Холоду и Э.А. Максимовой в 1966—1968 гг. в составе боргойской свиты выделить две вулканические формации — липаритовую (верхняя пермь—триас) и трахиандезитовую (триас). Эти формации разделены поверхностью структурного и стратиграфического несогласия и характеризуются определенными петрохимическими особенностями. Возраст липаритовой формации, согласно

данным этих авторов, заключен в интервале от поздней перми до раннего триаса, так как флористические остатки, обнаруженные в Боргойском хребте, принадлежат верхним частям боргойской толщи, т.е. характеризуют уже возраст трахиандезитовой ($T_2 - T_3$) формации. В работе Ю.В. Комарова (1972) проведен петрохимический анализ магматических формаций Западного Забайкалья с применением натуральных петрохимических диаграмм. Ю.В. Комаров выделил боргойскую трахибазальтовую формацию, которая связана с начальным этапом орогенной активизации этого региона. Учитывая то, что боргойские вулканиты были подвергнуты интенсивным процессам метаморфического преобразования, на диаграммах с трудом улавливаются какие-либо закономерности (Салтыковский, 1967; Комаров, 1972).

К этому же возрастному комплексу относятся и вулканогенно-осадочные образования цаган-хунтейской свиты. В Джидинской зоне они распространены на ограниченной площади — на юго-восточных склонах Малого Хамар-Дабана, на склонах горы Улан-Хота, по пади Ичетуй и в других местах. Цаган-хунтейские вулканиты в большинстве случаев приурочены к щелочным гранитоидам малокуналейского интрузивного комплекса, образуя их краевую излившуюся фацию. Вулканогенные образования цаган-хунтейской свиты перекрыты вулканитами среднеюрской ичетуйской свиты; эти соотношения прослеживаются по бортам впадины Восточный Нарын, наблюдаются против горы Улан-Дабан, по пади Ичетуй и т.д. Относительный возраст вулканогенных образований цаган-хунтейской свиты в Джидинской зоне определяется по возрасту гранитоидов малокуналейского комплекса, прорывающих боргойскую свиту ($T - J_1$), и в свою очередь перекрывается вулканитами ичетуйской свиты. В.М. Скобло (1969) близ дер. Покровка, по левобережью р. Иро (правого притока р. Темник) были обнаружены отпечатки папоротников, которые по предварительным определениям характеризуют возраст этих образований как раннетриасовый.

Результаты определения абсолютного возраста цаган-хунтейских вулканитов, суммированные И.Н. Тихомировым и Л.А. Козубовой в 1972 г., колеблются от 200 до 242 млн. лет (9 определений), что соответствует возрастному интервалу триас—ранняя юра.

Принимая во внимание все эти данные, следует, по-видимому, считать возраст цаган-хунтейских вулканических и вулканогенно-осадочных образований в интервале от триаса до ранней юры.

Основные поля развития цаган-хунтейских вулканитов распространены значительно восточнее — в Западном Забайкалье (северо-восточные отроги хр. Цаган-Хуртэй). Среди вулканогенных пород, относимых к цаган-хунтейской свите, описаны трахиандезиты, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, трахиты, туфы, туфолавы, туфовые конгломераты и т.п. К верхним частям разреза цаган-хунтейской свиты увеличивается роль вулканитов щелочного состава. Часто толщи вулканогенно-осадочных пород этой свиты прорваны гипабиссальными телами, как это, например, имеет место в пади Худога, где в 1968 г. Ю.М. Холод рассматривал их в качестве подводящих каналов, залегающих близ поверхности трахитов.

Среди вулканогенных пород цаган-хунтейской свиты преимущественно распространены трахиты и ортофиры, составляющие около 85–90% от общего объема пород свиты. Встречаются и вулканогенно-обломочные породы – туфоконгломераты, реже туфопесчаники и т.п.

Туфоконгломераты состоят из обломков разнообразных эффузивов – ортофиров, трахитов, порфиров и т.д. Обломки плохо окатаны, угловаты.

Цемент представляет собой разрушенные эффузивы с примесью туфового материала.

Вулканиды среднего состава представлены преимущественно андезитами. Это плотные зеленоватые породы с мелкими вкрапленниками темноцветного минерала. Ю.В. Комаров наблюдал аналогичные андезиты в хребтах Тора и Хухайта среди туфоконгломератов. Эффузивы состоят из микролитов плагиоклаза, а в интерстициях встречается рудный минерал, пироксен или роговая обманка. Фенокристаллы представлены андезином ($N^{\circ} 45-47$) и авгитом ($c:Ng = 14^{\circ}$) с плеохроизмом бледно-зеленым по Ng , почти бесцветным по Np .

Изменение андезитов связано главным образом с развитием хлорита по цветным минералам, а также эпидота и серицита по плагиоклазу.

Гиалопилитовая основная масса состоит из тонких лейст андезина ($N^{\circ} 36$), которые и образуют спутанно-волоконистую основную массу. В большинстве случаев андезиты подвергались процессам альбитизации, в результате чего появились альбит ($N^{\circ} 10$), хлорит, эпидот, бурая роговая обманка ($c:Ng = 18^{\circ}$), а моноклинный пироксен несколько видоизменился (угол погасания $c:Ng = 39-38^{\circ}$).

Основная масса представлена беспорядочно расположенными лейстами альбита, промежутки между которыми заполнены тонкозернистой смесью рудного минерала, эпидота и хлорита.

Трахиты довольно широко распространены в описываемом районе и по объему уступают лишь ортофирам. Фенокристаллы в них представлены вкрапленниками полевых шпатов, размер которых достигает 2 мм. В некоторых случаях вкрапленники отсутствуют и тогда породы принимают афирмовый облик. По составу вкрапленники относятся к андезину ($N^{\circ} 40-42$). Такие разновидности пород с довольно свежими кристаллами андезина, корродированного основной массой, А.А. Арсеньев и Е.А. Нечаева называли плагиотрахитами. В низовьях р. Хилы вместе с андезином присутствует санидин ($2V = 12^{\circ}$; угол между \perp (001) и $Nm = 5^{\circ}$). Основная масса трахитов состоит из мелких (0,02–0,05 мм) лейсточек калиевого полевого шпата, плагиоклаза, реже стекла, причем последнее большей частью раскристаллизовано. Среди акцессорных минералов встречаются апатит и рудный минерал, которые равномерно рассеяны по всей породе. Структура основной массы трахитовая или витрофировая в зависимости от содержания стекла.

Кератофиры имеют довольно ограниченное распространение. Они мало чем отличаются от трахитов, но во вкрапленниках почти всегда присутствует альбит. Он характеризуется тонкими полисинтетическими двойниками. Реже при раскристаллизации стекла в основной массе в виде прожилок встречается кварц. Отмечаются кварцевые ке-

ртофиры, расположенные в водораздельной части низовьев рек Хилы и Улянтуй в непосредственной близости от долины р. Хилок.

Ортофиры (щелочноземельные трахиты) наиболее распространены среди эффузивных пород. Они преобладают, как уже отмечалось выше, в средней части разреза свиты, а в верхней — уступают место липаритам. Эти породы часто встречаются в бассейне р. Хилы, по правобережью рек Хилок, Тайдутки, в верховьях р. Кудун, в нижнем течении р. Черной и т.д. В Западном Забайкалье аналогичные породы отмечались неоднократно в районе пади Иро по р. Темник. По структурным и текстурным особенностям ортофиры довольно разнообразны. Фенокристаллы обычно представлены пелитизированными таблицами калиевого полевого шпата. Нередко во вкрапленниках присутствует и плагиоклаз (олигоклаз № 25), но он часто замещается альбитом (№ 5–7). Альбит интенсивно пелитизирован и усеян многочисленными чешуйками хлорита и серицита. Хлорит развивается по редким чешуйкам биотита. Полевой шпат в основной массе почти всегда пелитизирован. Среди ортофиров встречаются витрофировые разности. Раскristаллизация последних сопровождалась образованием ортофировой, реже сферолитовой структур. В таких породах даже без помощи микроскопа видны следы течения. Но эта особенность более характерна для кристалловитрофировых туфов, которые мы могли наблюдать на юго-восточном склоне горы Шулуг в долине р. Ичетуй.

Туфы трахитов и ортофитов, значительно превосходящие по объему соответствующие излившиеся породы, имеют более темные по сравнению с ними окраски и обломочное строение, которое макроскопически бывает трудно определить. Среди туфов преимущественно распространены литокластические разности, кристаллокластические встречаются значительно реже.

Среди обломков следует отметить зерна полевого шпата, реже кварца, а также обломки излившихся пород — ортофиров, трахитов, липаритов, липарит-порфиров и т.д. Размеры обломков от 0,2 до 10 мм. Цемент почти всегда раскristаллизован, и в нем, как правило, присутствуют мелкие чешуйки хлорита и серицита.

Ю.В. Комаров отмечал довольно редкие покровы альбитофиров с фенокристаллами альбита, калиевого полевого шпата и с альбитом в основной массе.

Калиевый полевой шпат пелитизирован, а из темноцветных присутствует рибекит с зернами размером от 0,04 до 0,15 мм, плеохроирующий от светло-зеленого по N_g до зеленовато-синего по N_p ; удлинение отрицательное, угол погасания $c:N_g = 1-2^\circ$.

Липариты, липарит-порфиры и кварцевые порфиры распространены довольно широко среди цаган-хунтейских эффузивов, но преобладают в верхах разреза свиты. Ю.В. Комаров описал их в верховьях рек Поперечной, Кудун, Мохей и т.д.

Структуры основной массы чрезвычайно разнообразны. Наиболее часто встречаются крипто- и микрогранитовая структуры, реже витрофировая и сферолитовая. Последняя состоит из мелких (0,05–0,1 мм) зерен калиевого полевого шпата, кварца и редких очень мелких зерен амфибола, а также чешуек биотита.

Фенокристаллы липарит-порфиров и кварцевых порфиров большей частью представлены калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом и кварцем (размеры вкрапленников достигают 2 мм). Калиевый полевой шпат частично пелитизирован, а плагиоклаз — серицитизирован. В ряде случаев отмечались резорбированные зерна кварца.

Туфы липаритов, липаритовых и кварцевых порфиров имеют не меньшее распространение, чем их лавовые аналоги. Они представлены кристалло-, лито- и витрокластическими разностями, среди которых преобладают кристаллокластические туфы, встречающиеся в тех же частях разреза, что и лавы. В их состав входят обломки зерен калиевого полевого шпата, кислых плагиоклазов, кварца и амфибола.

Цемент туфов слабо раскристаллизован, состоит из кварц-полевошпатовой микрофельзитовой массы. В литокластических туфах раскристаллизация цемента значительно большая и нередко его структура имеет аллотриоморфнозернистое сложение.

Витрокластические туфы состоят в основном из мелких остроугольных обломков стекла с вогнутыми или выпуклыми контурами, которые замещены либо мелкозернистым кварцем, либо микрофельзитом.

В различных частях разреза цаган-хунтейской свиты Ю.В. Комаров отмечал пласты мощностью до 50 м, сложенные туфолавами. Они приурочены к верхним и средним частям разреза и ассоциируются с туфами трахитов, ортофиоров, липаритов и т.д. Эти туфолавы близки к ингимбритам, имеют флюидальную текстуру, содержат разлинзованные обломки пород, многочисленные кристаллы полевых шпатов, реже роговой обманки и листочки биотита. Пепловая масса, являющаяся цементом или связующим звеном, явно обтеклет включения и обломки.

Более высокое стратиграфическое положение в Джидинской зоне занимают вулканогенные образования *ичетуйской свиты*, опорный разрез которой описан в правом борту пади Ичетуй (Скобло, Лямина, 1962; Комаров и др., 1965; Скобло, 1969, и др.). Здесь трахиандезиты и трахибазальты, пластующиеся с алевролитами и конгломератами, залегают на протерозойских гранитоидах. Эта толща выше по разрезу сменяется согласно лежащей пачкой, состоящей из конгломератов, гравелитов, полимиктовых песчаников, а еще выше — из плитчатых глинистых либо глинисто-кремнистых тонкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Мощность терригенной части 65—75 м. Именно в этой пачке обнаружен горизонт с насекомыми, который сопоставляется с усть-балейским комплексом Иркутского бассейна, относящегося к нижней—средней юре (верхи лейаса — доггер).

Выше этого горизонта залегают трахиты, чередующиеся с осадочными породами небольшой мощности. В нижнем течении р. Ичетуй выше по разрезу наблюдается переслаивание четко выраженных в рельефе покровов трахиандезитов и трахибазальтов. Мощность ичетуйской свиты в этом разрезе около 1300 м. Сходные разрезы вулканогенно-осадочных образований ичетуйской свиты были составлены по р. Цагатуй, в верховьях пади Худога и в районе Тугнуйской впадины. В основании разреза по пади Худога в линзе осадочных пород В.М. Скобло (1969) обнаружил остатки насекомых, пеллеципод и отпечатки растений, которые указы-

вают на возраст, заключенный в пределах верхов лейаса — доггера. Выше осадочного горизонта залегает толща трахитов розоватых и розово-серых, с крупными фенокристаллами калиевых полевых шпатов. Мощность пород ичетуйской свиты в этом разрезе около 1900 м.

Наиболее детально вулканиды ичетуйской свиты изучены в пределах Малохамардабанского палеопрогиба. В этом районе Ю.В. Комаров (1972) подразделяет ичетуйскую свиту на три подсвиты (снизу): вулканогенно-осадочную (500 м), трахибазальтовую (1100–1200 м) и трахитовую (500 м), подчеркивая при этом, что это деление имеет локальное значение.

Часто по простиранию происходит фаціальное замещение вулканидов одной свиты породами другой. Так, например, к востоку от пади Худога средняя (по Ю.В. Комарову) подсвита выклинивается, возрастает мощность вулканогенно-осадочной и трахитовой подсвит.

Ю.М. Холод и А.С. Киреев в 1968 г. разделили ичетуйские вулканиды на две свиты: худогинскую (нижнюю), отнесенную ими по возрасту к ранней юре и алцакскую — ранне-среднеюрскую. Петрохимических различий между ними нет; обе они являются по составу трахибазальтовыми. При детальном геологическом картировании вулканогенных ассоциаций ранне-среднеюрского возраста в пределах южных отрогов хр. Малый Хамар-Дабан часто реконструируются древние вулканические центры, с деятельностью которых было связано появление излившихся, субвулканических и эруптивных фаций. По мнению Ю.М. Холода, крупный горный массив Барун-Бурун-Хан, сложенный вулканидами описываемой ассоциации, по-видимому, является основанием размытого палеовулкана, что подтверждается его морфологическими особенностями. Но проведенные Ю.В. Комаровым, А.И. Киселевым и А.Я. Салтыковским исследования не позволяют принять эту точку зрения. Об этом в первую очередь свидетельствует то, что трахиты, слагающие северные отроги горы Барун-Бурун-Хан, содержат прослои туфов и туфогенных пород. Это показывает, что порфиновые трахиты формировались на дневной поверхности. Большое количество экструзивных тел в этом районе представлено сиенит-порфирами, микросиенитами протяженностью около 100 м и мощностью до 20–50 м (Комаров, 1972). Все эти фации являются, по-видимому, производными одного вулканического цикла, но окончательное становление их близ поверхности происходило в различных условиях — в одних случаях при быстром остывании на поверхности (лавы трахитов), в других — при кристаллизации на небольшой глубине близ поверхности (субвулканические тела сиенит-порфиров, микросиенитов и т.п.). А.С. Киреев и В.П. Маняхин в 1968 г. выделили аппараты центрального типа в районе горы Шулуг, а по левому склону долины р. Ичетуй — ичетуйский субвулканический шток сиенит-порфиров. Этими авторами закартирована целая серия некков и силлов: Бургултайский и Пирамидальный некки (рис. 17, 18), Барун-Худогинский силл, а также эруптивные брекчи, являющиеся переходной фацией между сиенит-диоритами и андезитобазальтами алцакской свиты.

По данным этих авторов, Бургултайский некк, располагающийся по правому склону долины р. Бургултай, в 2,5 км южнее устья пади

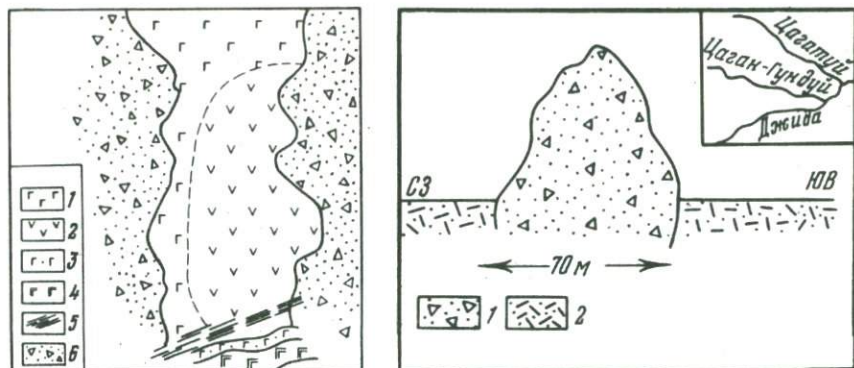


Рис. 17. Схематическое строение Бургултайского некка (по данным А.С. Кирсева)

1 — мелко- и среднелейстовые базальты; 2 — эруптивная брекчия; 3 — афировые трахиандезито-базальты; 4 — трахиандезито-базальты с шаровой отдельностью; 5 — зона милонитизации; 6 — вмещающие породы

Рис. 18. Схематическое строение некка Пирамидального на водоразделе падей Цагануй—Цаган-Гундуй (по данным А.С. Кирсева)

1 — афировые андезит-базальты; 2 — туфы фельзитов и фельзит-порфиров

Жургулуту, сложен эруптивными брекчиями. В плане он имеет овальную форму и размеры 120 x 170 м. Контакты резкие, круто наклонены в сторону вмещающих пород. Форма некка подчеркивается четко выраженными трещинами отдельности, как концентрическими, так и радиальными (рис. 17).

По петрохимическим особенностям вулканы ичетуйской свиты характеризуются повышенной щелочностью и при преобладании натровых пород дают единый дифференционный ряд от трахибазальтов до трахиандезитов и трахитов (Киселев, Салтыковский, 1964; Комаров, 1972; Салтыковский, 1967; Комаров, 1972).

Трахибазальты и базальты слагают обширные поля в предгорьях Малого Хамар-Дабана. На водоразделах рек Нарын, Ичетуй, Гегетуй четко выражены в рельефе отдельные потоки мощностью от 2 до 10 м и более. Окраска пород бурая, темно-серая, вишнево-серая, реже зеленовато-серая. В некоторых случаях в рассматриваемых породах отчетливо выражена флюиальность, обусловленная субпараллельным расположением удлиненных кристаллов плагиоклаза.

Минералогический состав трахибазальтов следующий: плагиоклаз, калиевый полевоы шпат, оливин, моноклиный пироксен, иддингсит, магнетит и гематит. Структура пород интересеральная и пилотакситовая.

Оливин встречается в форме мелких зерен размером от 0,2 до 2 мм, промежутки между которыми заполнены пироксеном и плагиоклазом. Оптические константы оливина: $ng - np = 0,036$; $-2V = 91^\circ$.

Оливин почти не сохраняется, в нем по трещинкам развивается красно-бурый иддингсит, часто почти полностью замещающий оливин. По оп-

Таблица 2

Оптические свойства пироксенов базальтов

Шлиф	$ng-np$	$c:N_g$	+2V	Содержание, %		
				Wo	En	Fs
2383	0,024	43	60	45	43	12
1702	0,022	41	58	46	41	13
52	0,024	42	60	42	42	16

тическим свойствам идиингситы сильно варьируют, поэтому точное соответствие оптических и химических свойств для них установить трудно. Наиболее характерным для идиингсита, встречающегося в базальтах рассматриваемого района, является сильный плеохроизм и заметно колеблющееся двупреломление: $ng-np = 0,073$ (шлиф 52); $ng-np = 0,061$ (шлиф 2383).

Пироксен в описываемых базальтах представлен в форме мелких неправильных, часто изометричных зерен с поперечным сечением 0,3–0,8 мм. В шлифе он бесцветен, со слабым, еле различимым зеленоватым оттенком. В некоторых образцах пироксен интенсивно замещен хлоритом. Величина вкрапленников колеблется от 0,05 до 0,5 мм. Микролиты же имеют размеры от 0,005 до 0,01 мм. Таким образом, многие вкрапленники почти не отличаются от микролитов. В большинстве случаев вкрапленники пироксена идиоморфны, в поперечных сечениях видно почти равномерное развитие граней призмы и пинакоида. По оптическим свойствам пироксен относится к богатым кальцием авгитам (табл. 2).

На некоторых микролитах плагиоклаза встречаются тончайшие оболочки из низкопреломляющего вещества (розовая дисперсионная окраска на стыке с микролитом), заметно действующего на поляризованный свет; иногда видно, как эти каемки погасают в направлении параллельной вытянутости и имеют отрицательный оптический знак. По всей видимости, это щелочной полевой шпат.

Очень редко калиевый полевой шпат встречается в порфириновых выделениях. В таких случаях он представлен таблицами, корродированными основной массой с микропертитовым альбитом. Калиевый полевой шпат обычно мутный, пелитизированный.

Хлорит является одним из наиболее часто встречающихся вторичных минералов в базальтах и трахибазальтах: в большинстве исследованных образцов содержание его доходит до 12% объема породы. Он представлен в виде мелких листочков и чешуек, развивающихся как по пироксену, так и в основной массе породы. В шлифе имеет зеленовато-желтую окраску, с плеохроизмом от желто-зеленого по Ng до светло-зеленого по Np .

Апатит отмечен в виде мелких иголок, пронизывающих другие (салические) минералы.

Магнетит присутствует в значительных количествах в виде мелких неправильных зерен, беспорядочно рассеянных по всей породе.

Эпидот замещает моноклинный пироксен. Он выполняет промежутки, а также дает скопления с зернами величиной 0,02–0,04 мм.

Карбонаты (главным образом кальцит) не только развиваются по плагиоклазам, но и образуют крупные и мелкие выделения, выполняющие пустоты в породе.

Структура базальтов офитовая, долеритовая, пойкилоофитовая, часто переходящая в интерсертальную.

Основная масса породы сложена микролитами плагиоклаза, в промежутках между которыми располагаются авгит, магнетит, иддингсит (замещающий оливин), калиевый полевой шпат и хлорит. В пузыристых разностях округлые миндалины выполнены хлоритом, карбонатом, кварцем и цеолитом. Иногда вместе с кварцем в миндалинах встречается самородная медь.

Для большинства исследованных образцов характерен резкий идиоморфизм плагиоклаза по отношению к пироксену. В случае интерсертальной структуры наблюдаются беспорядочно расположенные микролиты плагиоклаза, ксеноморфные зерна моноклинного пироксена и незначительные количества хлоритизированного стекла, выполняющие промежутки между плагиоклазами. Количественные взаимоотношения между вторичными минералами сильно колеблются. В одних разностях много карбоната, в других — серицита и хлорита. Иногда под лупой в некоторых базальтах и диабазх наблюдаются пустоты, выполненные по стенкам лучистым хлоритом.

Химически проанализированные образцы довольно близки и незначительно отличаются от средних базальтов и долеритов по Дэли. Образцы 2383 и 52 по содержанию всех компонентов совершенно тождественны. Отличие заключается только в несколько большем значении коэффициентов b в обр. 52. По содержанию кремнезема они относятся к нормальным базальтам, отличаясь от последних повышенным содержанием глинозема и несколько меньшим — щелочей.

Выше базальтов выделен поток трахибазальтов, имеющих более широкое распространение на южных склонах массива Барун-Бурин-Хан. Лавовые потоки трахибазальтов переслаиваются либо с оливиновыми базальтами, либо с трахиандезитами. Внешне это темно-серые, серые плотные мелкокристаллические породы. По минералогическому составу среди трахибазальтов можно выделить оливиновые и пироксен-плагиоклазовые. В оливиновых трахибазальтах присутствует оливин в зернах размером 0,01–0,15 мм. Фенокристаллы оливина корродированы. Оптические константы, определенные по нескольким зернам: $2V = 81^\circ$; $ng - np = 0,039$, что соответствует содержанию 30% Fe_2SiO_4 .

Основная масса породы состоит из лейст полевого шпата, небольших зерен пироксена, более крупных зерен оливина, встречающихся в незначительном количестве, и мелких кристаллов магнетита. В небольших количествах присутствуют стекло, карбонат и хлорит, выполняющие промежутки между интерстициями плагиоклазов.

В призматических лейстах плагиоклазов хорошо видно двойниковое строение, причем двойники располагаются совершенно произвольно, в редких случаях намечается тенденция к флюиальности.

Микролиты моноклинного пироксена имеют буроватую окраску со слабым плеохроизмом (угол угасания $45-46^{\circ}$). Весьма примечательно появление структуры песочных часов, что характерно для титан-авгитов; двупреломление — 0,025; плеохроизм по N_g — буровато-фиолетовый, по N_m — бледно-фиолетовый и по N_p — слабо-розовый.

Кроме микролитов плагиоклаза и титан-авгита, в небольшом количестве присутствует ксеноморфный щелочной полевой шпат. Он характеризуется низким преломлением; на стыке — розоватая дисперсионная окраска. К сожалению, очень мелкие размеры полевого шпата не позволяют провести точное оптическое исследование.

Магнетит присутствует обычно в форме мелких кристалликов (0,002 мм).

Довольно редко интерстиции между плагиоклазами выполнены буровато-зеленым стеклом.

Карбонат не только замещает плагиоклазы, но и встречается в виде самостоятельных агрегатов, выполняя пустоты.

Выше трахибазальтов и базальтов залегают потоки трахиандезитов и андезито-базальтов, имеющих как порфиоровое, так и афирное сложение. Нередко среди порфировых разностей отмечаются трахиандезитовые базальты. Трахиандезиты слагают покровы и потоки мощностью до 30—40 м. Макроскопически это плотные темно-зеленые или зеленовато-серые породы с афанитовой основной массой и вкрапленниками плагиоклаза и темноцветных минералов.

Вкрапленники представлены светлыми табличками плагиоклаза (2—5 мм) и чешуйками бурого биотита (1—3 мм). Таблитчатые и удлиненно-призматические полисинтетически сдвойникованные зерна плагиоклаза соответствуют андезину № 50 (определение на федоровском столике). Плагиоклаз свежий, лишь в отдельных случаях замещается серицитом или карбонатом. В более измененных разностях плагиоклаз замутнен тонко рассеянным рудным веществом и чешуйками хлорита, развивающимися по трещинкам спайности. Листочки и чешуйки биотита отмечаются как в виде самостоятельных обособлений, так и в сростании с магнетитом.

Биотит также образует мелкие включения в зернах плагиоклаза. Плеохроизм биотита бурый по N_g и бледно-серый или почти бесцветный по N_p .

Оливин в породе устанавливается с определенной долей условности. К нему относятся, по-видимому, ромбовидные и слегка вытянутые кристаллы, частично или полностью замещенные магнетитом, иногда вместе с хлоритом. Количество таких псевдоморфоз достигает 3—5%.

Моноклинный пироксен (авгит) часто бесцветный, иногда с едва заметным зеленоватым оттенком. Среди прочих вкрапленников он составляет 2—3%. Основная масса трахиандезитов имеет трахитовую структуру, обусловленную субпараллельным расположением лейст плагиоклаза,

калиевого полевого шпата, авгита, биотита. В незначительном количестве присутствуют магнетит, апатит, хлорит и карбонат. Нередко отмечается гиалопилитовая структура.

Трахиандезитовые базальты представляют собой полнокристаллические породы, сложенные микролитами плагиоклазов, между которыми обильны рудный минерал и мельчайшие зерна пироксена, в более редких случаях присутствуют роговая обманка и апатит. Порода имеет порфировую структуру, часто с пилотакситовой структурой основной массы. Фенокристаллы представлены андезином (№ 45—48) с зернами до 1,5 мм, моноклинным пироксеном с углом угасания $c : Ng = 45^{\circ}$, образующим таблички до 1,2 мм. Очень редко наблюдаются роговообманковые андезитовые порфиры, в которых среди фенокристаллов присутствуют зерна бледно-зеленой роговой обманки. Трахиандезитовые базальты во всех случаях претерпели значительные изменения, которые проявляются в хлоритизации темноцветных минералов, эпидотизации и серицитизации плагиоклазов.

Апатит встречается в виде тонких игольчатых выделений; нередко в форме короткостолбчатых кристалликов присутствует циркон (размеры зерен 0,08—0,1 мм).

Магнетит составляет около 1—5% объема породы и представлен мелкими зернами, равномерно рассеянными по всей породе.

Среди трахиандезитов и трахиандезитовых базальтов наблюдаются порфировые разности с флюидальной структурой основной массы, характеризующейся направленной ориентировкой микролитов. В таких образцах, как правило, стекло содержится в незначительных количествах. В некоторых обнажениях, в основном по юго-восточным склонам Барун-Бурин-Хана, были встречены разновидности с миндалекаменной структурой. Миндалины составляют около 10—15% объема всей породы и достигают в диаметре 3—5 мм. Сами миндалины выполнены хлоритом, кальцитом, кварцем и эпидотом, причем характерно то, что по периферии миндалин развиваются преимущественно хлорит и эпидот, а в ядре преобладают карбонат и кварц.

Анальцимовые трахибазальты согласно налегают на трахиандезиты и трахиты, а также переслаиваются с лавовыми потоками трахибазальтов. Макроскопически это темно-серые, почти черные мелкозернистые породы с хорошо выраженной шаровой отделенностью. Величина "шаров" колеблется от 10 до 20 см, иногда больше.

Минералогический состав анальцимовых трахибазальтов: плагиоклаз (35—50%), анортотлаз (15—35%), идингсит и биотит (13%), авгит (6—7%), анальцит (3—7%), магнетит и апатит (5—6%). Структура пород долеритовая, участками офитовая и пойкилоофитовая. В отдельных шлифах видна неотчетливо выраженная трахитоидность.

Плагиоклаз в анальцимовых трахибазальтах представлен длиннопризматическими бесцветными зернами (0,25—0,60 мм), разбитыми тонкими поперечными трещинками, выполненными хлоритом. Нередко зерна плагиоклаза содержатся в виде включений в авгите или входят в последний своими конечными плоскостями. Иногда авгит оказывается зажатым между лейстами плагиоклаза. Плагиоклаз сдвойникован по карлсбад-

скому и альбитовому законам и относится к лабрадору № 50–55 (определения на федоровском столике).

Калиевый полевой шпат (анортоклаз) — водяно-прозрачный. В одних случаях он как бы облекает лейсты плаггиоклаза и заполняет промежутки между ними, в других — образует довольно правильные, слегка удлинённые зерна (0,2–0,4 мм), являясь по отношению к плаггиоклазу более ксеноморфным. Показатели преломления калинатриевого полевого шпата: $n_g - n_p = \pm 0,005$; $2V = 52-56^\circ$. В зернах анортоклаза имеются включения мелких кристаллов апатита.

Моноклинный пироксен-авгит присутствует в виде бледно-бурых изометричных, а также удлинённых зерен размером 0,1–0,6 мм ($c : Ng = 43^\circ$; $-2V = 60^\circ$). Минерал содержит пойкилитовые включения плаггиоклаза и апатита. Оливин в анальцимовых трахибазальтах не сохраняется. Обычно он целиком замещен бледно-зеленым хлоритом и магнетитом или желтовато-бурым идингситом. В тесной ассоциации с магнетитом и идингситом развивается розовато-бурый биотит. Анальцим резко ксеноморфен по отношению к главным породообразующим минералам. Он бесцветен, в большинстве случаев изотропный, в очень редких случаях слабоанизотропный. Выделения анальцима чаще всего приурочены к интерстициям полевых шпатов, причем концевые плоскости этих минералов часто имеют совершенные кристаллографические очертания. Показатель преломления анальцима колеблется в пределах 1,487–1,490. Второстепенными минералами в анальцимовых трахибазальтах являются буроватый лучистый цеолит с показателем преломления, несколько меньшим, чем у анальцима, а также карбонат, магнетит и апатит.

Брекчиевые лавы трахибазальтов переслаиваются с лавами трахибазальтов. Особенно отчетливо это наблюдается на водоразделе рек Нарын и Гегетуй. Брекчиевые лавы имеют бурую, кирпично-бурую или малиновую окраску. Обломки эффузивов (3–4 см) сцементированы лавовым материалом и отличаются от последнего окраской и текстурными особенностями. Структура как обломков, так и цемента пилотакситовая, причем состав их очень близок. Тесная ассоциация лавовых потоков с брекчиевыми лавами наводит на мысль о том, что последние образовывались при захвате жидкими лавовыми потоками обломков более ранних извержений.

Палеотипные трахиты подразделяются на афировые и порфировые. Афировые трахиты преимущественно распространены в нижней части разреза свиты в верховьях рек Ичетуй, Худога и Жаргалантуй. Макроскопически это коричневато-серые, иногда пепельно-серые неяснозернистые породы, дающие при выветривании плитчатые обломки. Структура пород ортофирровая или трахитовая. Они сложены мелкими изометричными или удлинёнными зернышками буроватого пелитизированного калиевого полевого шпата и плаггиоклаза с незначительной примесью биотита, в более редких случаях — роговой обманки. В немногочисленных пустотах (по-видимому, миаболитовые) наблюдаются скопления кварца. Акцессорные минералы — апатит, циркон. Магнетит встречается в количестве 1–3%. Интересно отметить, что правильно огранённые удлинённые

кристаллы апатита (0,25–0,30 мм) иногда в 4–5 раз превышают размеры основных породообразующих минералов.

Порфировые трахиты слагают вершину горы Барун-Бурин-Хан, а также ее северные отроги, образуя мощный поток протяженностью несколько десятков километров. Внешне это серые с коричневым оттенком породы. На фоне плотной основной массы отчетливо выделяются изометричные и слегка вытянутые таблички полевого шпата (4–6 мм) и чешуйки темно-бурого биотита (1–3 мм). Количество вкрапленников составляет 15–20% объема породы. Вкрапленники калиевого полевого шпата бурые, пелитизированные; частичное осветление в них вызвано альбитизацией. Биотит опацифицирован, в направлении спайности располагается агрегат рудного вещества. Вторичные изменения рассматриваемых пород выражены довольно слабо. Кроме пелита, отмечаются хлорит, кварц, реже карбонат.

Туфы трахитов встречаются лишь в верхней части разреза свиты. Они сложены преимущественно обломками трахитов, погруженных в тонко раскристаллизованный пепловый материал. Размеры обломков колеблются от 0,3 до 2 см. Кроме трахитов, главным образом афанитовых, среди обломков присутствуют зерна калиевого полевого шпата, а также раскристаллизованное стекло со сферолитовой структурой.

Туфопесчаники и туфоконгломераты встречаются несколько выше горизонта афанитовых трахитов и свидетельствуют, очевидно, о перерыве излияний. Туфоконгломераты в большей своей части представлены темно-серыми грубо- или среднеобломочными породами с буроватым или зеленоватым оттенком. Среди туфоконгломератов макроскопически можно выделить разновидности основного, среднего и кислого состава, что обусловлено различным соотношением обломочного материала основных и кислых эффузивов. Обломки сцементированы либо лавовым цементом, либо туфовым материалом.

Туфопесчаники пространственно тяготеют к туфоконгломератам. Это темно-серые, часто массивные или неяснослоистые полимиктовые породы с крупно-среднезернистой структурой. Угол падения туфоконгломератов на юго-запад – 25° . При сопоставлении вулканических пород ичетуйской свиты с более древними вулканогенными образованиями (триасовый и раннеюрский возраст) первые заметно отличаются более слабыми постагматическими изменениями.

Пространственно и генетически с вулканогенно-осадочными образованиями ичетуйской свиты связаны массивы гипабиссальных гранитов, граносиенитов и сиенитов нарынского интрузивного комплекса (Хренов и др., 1965).

Многочисленные наблюдения показали, что интрузии нарынского комплекса в одних случаях прорывают вулканогенные толщи ичетуйской свиты, в других – дают постепенные переходы к лавам.

Эруптивные контакты интрузий нарынского комплекса были отмечены на водораздельных участках рек Ичетуй, Нарын, а постепенные переходы от интрузий к эффузивным образованиям – на водоразделах рек Худога и Жаргалантуй.

Таблица 3

Химический состав сиенитов и трахитов (по средним данным, вес. %)

Компонент	Сиениты нарынско-го комплекса (9 анализов)	Трахиты ичетуйской свиты (17 анализов)	Средний состав трахитов, по Р. Дэли
SiO ₂	61,15	61,35	61,50
TiO ₂	1,39	0,84	0,40
Al ₂ O ₃	19,79	18,10	18,00
Fe ₂ O ₃	2,52	3,23	2,68
FeO	1,26	2,42	2,66
MnO	0,09	0,12	0,07
CaO	1,35	1,36	1,14
MgO	1,69	2,50	3,14
Na ₂ O	5,34	4,98	4,90
K ₂ O	5,42	5,10	5,54
Всего	100,0	100,0	100,3

По мнению Ю.В. Комарова, А.И. Киселева, Н.А. Ляминой и В.М. Скобло (1965), интрузии нарынского комплекса приурочены по времени к завершающим стадиям магматического цикла. Это подтверждается увеличением щелочности гранитов, граносиенитов и появлением щелочных граносиенитов.

Из табл. 3 видно, что химический состав интрузивных и эффузивных пород почти одинаковый.

Можно полагать, что содержания кремнезема, щелочей, магния и алюминия практически не различаются. В трахитах обнаружен недостаток титана и пересыщение известью по сравнению с сиенитами. Приводимый средний состав трахита (по Р. Дэли) также соответствует сиенитам и трахитам Забайкалья, что позволяет рассматривать эти разновидности совместно. Даже основываясь исключительно на одном только химическом составе вулканических и плутонических серий средней юры, можно полагать, что они являлись производными единой магмы, состав которой выражается в средних значениях нарынских сиенитов и ичетуйских трахитов.

Появление нарынских граносиенитов и сиенитов совместно с трахитами в верхних частях разреза ичетуйской свиты свидетельствует о продолжавшейся дифференциации трахибазальтовой магмы в верхнем структурном ярусе.

По-видимому, при рассмотрении магматизма среднеюрского этапа следует объединить эффузивы ичетуйской свиты и гранитоиды нарынского комплекса в единую среднеюрскую вулканоплутоническую серию, которая является составной частью юрской трахибазальтовой формации Западного Забайкалья.

Петрохимические особенности вулканогенных пород ичетуйской свиты, которые в работе рассматриваются в виде двух свит—алцасской

и худогинской, основываются на сравнительно большом количестве анализов, частично выполненных по нашим материалам, частично собранных по литературным источникам. В этой ассоциации выделяются три серии вулканогенных пород, различающиеся по содержанию кремнезема и щелочей: базальт-трахибазальты, трахиандезиты и палеотипные трахиты. Химизм лав ичетуйской свиты (повышенная щелочность) показывает их отличие от типичных базальтов и сближает с трахибазальтами.

ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ АССОЦИАЦИЯ

К этой ассоциации в Джидинской зоне Забайкалья относится верхнеюрская хилокская осадочно-вулканогенная свита и гусинозерская угленосная серия.

Вулканогенно-осадочные образования хилокской свиты структурно приурочены к краевым частям впадин забайкальского типа (Флоренсов, 1960). Сами впадины, как правило, заполнены терригенными породами гусинозерской серии. Ранее к хилокской свите относили либо вулканиды ичетуйской свиты, либо посленижнемеловые базальты (Михно, Соловьев, 1965; Ермиков, 1968).

Стратиграфическая принадлежность хилокской свиты определяется, с одной стороны, несогласным залеганием ее на вулканитах нижне-среднеюрской ичетуйской свиты (предгорья Малого Хамар-Дабана), с другой — тем, что породы хилокской свиты согласно перекрываются нижнемеловыми гусинозерскими отложениями. Среди хилокских отложений были обнаружены остатки фауны брюхоногих и пластинчатожабных моллюсков, указывающие на позднеюрский их возраст (Комаров и др., 1965). По формационному составу хилокская свита относится к вулканогенно-молассовой и трахибазальтовой формациям (по В.В. Скрипкиной, Ю.М. Холоду и др.).

Хилокские вулканиды достоверно известны в Джидинском районе по северному обрамлению Гегетуйской и Боргойской впадин; они описаны в скважинах ниже отложений гусинозерской серии по водоразделу рек Нарын, Гегетуй, Бургултай, в верховьях р. Джиды (Ермиков, 1973) и других местах.

Детальный разрез отложений хилокской свиты был составлен в юго-западной оконечности Хамбинского хребта, где породы хилокской свиты слагают моноклиналь, простирающуюся на юго-восток. Здесь потоки базальтов и лавобрекчий с угловым несогласием залегают на эффузивах цаган-хунтейской свиты. Выше по разрезу отмечается частое переслаивание потоков трахиандезитов, трахибазальтов, трахитов, лавобрекчий с пропластками туфобрекчий, туфов и туфосланцев.

Стратиграфически выше выделяются горизонтально залегающие и хорошо выраженные в разрезе потоки и покровы трахиандезитов и трахитов с маломощными горизонтами туфов и туфобрекчий, представляющих, по-видимому, верхние части разреза хилокской свиты в данном районе.

По северному обрамлению Гегетуйско-Боргойского грабена хилокская свита слагает узкую полосу восточнее пади Инцагатай. Здесь в осно-

вании разреза залегают конгломераты (мощность 10–100 м), галька которых состоит преимущественно из плохо окатанных вулканитов ичетуйской свиты, выше залегают вулканиты базальтового состава: в нижней части — трахибазальты, в верхней — трахибазальты и трахиандезиты. Мощность вулканической части разреза по Н.П. Михно (1964), — 1000 м, а по В.А. Афанасьеву (1964) — 300–350 м. По данным Н.П. Михно, на водоразделе рек Бургултай, Нарын, Гегетуй породы хилокской свиты выполняют узкий грабен. В основании разреза здесь залегают конгломераты (до 200 м), а выше следует толща трахибазальтов и трахиандезитов (до 1000 м). Прослой глинистых сланцев среди вулканогенных пород содержат отпечатки растений позднеюрско-раннемелового возраста (определения В.А. Вахрамеева).

Эти данные позволяют в составе хилокской свиты Джидинской зоны выделить две толщи: нижнюю — конгломератовую, залегающую в основании, и верхнюю — вулканогенную.

К хилокской свите, по-видимому, относятся и субвулканические тела — дайки, штоки, силлы, которые, по данным А.С. Киреева и В.П. Маняхина, образуют хилокский субвулканический комплекс. Так, на водоразделе рек Гегетуй—Цагатуй эти авторы наблюдали дайкообразные тела трахибазальтов, которые по простирацию сменяются покровными разностями, образующими небольшие нащепки на конгломератах хилокской свиты. Этот переход является постепенным и определяется по появлению пористых вулканитов, местами даже шлаков трахибазальтового состава.

Т р а х и б а з а л ь т ы слагают в основном покровы, переслаивающиеся с трахиандезитами и другими разновидностями. Внешне они имеют буроватую окраску различных оттенков (вишневые, серые, грязно-зеленые и т.д.). Вкрапленники представлены плагиоклазом, пироксеном, в более редких случаях сильно резорбированным оливином.

Плагиоклаз встречается в форме удлинненно-призматических и таблитчатых кристаллов длиной до 5 мм. В основной массе плагиоклазы присутствуют в виде микролитов, иногда с отчетливой двойниковой структурой. Нередко плагиоклазы пелитизируются и замещаются альбитом. Измерения на столике Федорова показали, что во вкрапленниках плагиоклаз (лабрадор) содержит 56–60% анортитовой молекулы, а в микролитах основной массы — 20–30% анортита (оликоглаз).

Пироксен во вкрапленниках и в основной массе имеет одинаковые оптические свойства ($+2V = 52-54^{\circ}$; $c : Ng = 41-43^{\circ}$; $Ng = 1,718 \pm 0,002$; $Np = 1,692 \pm 0,002$; $ng-np = 0,026$) и относится к авгиту. Он разрушен и замещен карбонатами, реже — хлоритом и эпидотом.

Калиевый полевой шпат во вкрапленниках довольно редок, хотя и образует крупные кристаллы (до 20 мм). В основной массе микролиты настолько пелитизированы, что их оптическое определение невозможно.

Измерение вкрапленников калиевого полевого шпата на федоровском столике дало: $-2V = 82^{\circ}$; угол между \perp (010) и $Ng = 80^{\circ}$; $Nm = 14^{\circ}$; $Np = 81^{\circ}$.

Щелочной полевой шпат распространен очень ограниченно и наблюдался нами всего в нескольких шлифах.

Магнетит присутствует в виде мелких кристалликов (0,002 мм) или в виде тонких удлинённых форм.

Трахиандезиты имеют миндалекаменные текстуры, причем очень часто миндалины вытянуты в одном направлении и выполнены цеолитами, карбонатами или эпидотом.

Основная масса трахиандезитов состоит из полнокристаллической трахитоидной или пропитанной небольшим количеством стекла смеси плагиоклаза (гиалопилитовая структура) и существенного количества калиевого полевого шпата (часто санидин).

В интерстициях между плагиоклазами отмечается тонкая сыпь рудного минерала (магнетит), иногда присутствует хлорит. Выделения санидина появляются в виде каемок вокруг плагиоклаза.

Было отмечено, что в нижних частях потоков северо-восточнее дер. Ноехон трахиандезиты имеют долеритовую или гиалопилитовую структуру, причем в состав их входит плагиоклаз (№ 52) и реже оливин ($-2V = 78^\circ$), а также лиловый титанистый авгит, микролиты эгирин-авгита, щелочной полевой шпат, магнетит, чешуйки биотита и мелкие кристаллики акцессорного апатита и иддингсита. Последний развивается по трещинкам в оливине. По минералогическому составу описанные выше трахиандезиты очень напоминают гавайиты, описанные Г. Макдональдом (Macdonald, 1960), о которых мы уже упоминали.

В вулканических породах, относимых к хилокской свите, наблюдается повышенное содержание щелочей, что сближает эти ассоциации с вулканогенными образованиями ичетуйской свиты.

Излияния хилокских лав как бы продолжают вулканический цикл, начавшийся в среднеюрское время. Ю.В. Комаров (1972) показал, что позднеюрский этап вулканизма имел и свои особенности, выразившиеся в том, что в это время среди излившихся пород полностью отсутствовали трахиты. Этот факт может свидетельствовать, по-видимому, о незавершенности дифференциации трахибазальтового расплава. Это хорошо видно на петрохимических диаграммах, построенных специально для сопоставления вулканитов ичетуйской и хилокской свит (Салтыковский, 1967).

Тектоническую принадлежность этого района определить довольно трудно. Пожалуй, наиболее характерной чертой его является наличие многочисленных блоков, обусловленных существованием системы разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Крупнейшими из них являются Малохамардабанский, Гегетуйско-Инцыгатуйский, Шулуг-Дабхорский и Боргойский блоки. Все они хорошо выражены в рельефе в виде хребтов одноименных названий.

Малохамардабанский блок имеет в плане почти прямоугольную форму. Он вытянут в северо-восточном направлении от р. Армак на юго-западе до пади Иро на северо-востоке. Северная граница этого блока трассируется массивами мезозойских гранитоидов, располагающихся вдоль разлома, а южная — системой мелких блоков с сильно раздробленными краями. Установлено (Соловьев, 1968, и др.), что Малохамардабанский блок надвинут на Гегетуйско-Инцыгатуйский. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, распространенные в преде-

лах Малого Хамар-Дабана и Боргойской впадины, формировались на различных этапах вулканизма: в триасовое, ранне-среднеюрское, а также в позднеюрское время. Мезозойские вулканиды залегают на терригенных метаморфических и интрузивных породах протерозоя и палеозоя и перекрыты нижнемеловыми осадочными породами гусиноозерской серии.

Слабая обнаженность не позволяет установить четкое взаимоотношение между породами основания мезозойской толщи и подстилающими их комплексами домезозойского фундамента, но залегание на них юрских отложений наблюдается во многих местах.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что базальные горизонты в основании юрских вулканогенно-осадочных пород приурочены к крайним частям вулканического поля (бассейны верховьев рек Армак, Гегетуй, Чагатуй, Бургултай и т.д.). Во многих местах установлено угловое несогласие между вулканидами и подстилающими их более древними породами. Можно предполагать, что рельеф района до начала интенсивного вулканизма в раннем мезозое был сложным, расчлененным.

Раннемезозойские (главным образом досреднеюрские) образования Малого Хамар-Дабана представлены мелкими изолированными выходами среди более молодых (преимущественно средне- и верхнеюрских) вулканидов. Среди них преобладают пирокластические образования. Например, по данным Ю.М. Холода и А.С. Киреева, в междуречье Бургултай—Ичетуй коэффициент эксплозивности составляет 70—80%, а в правом борту Боргойской впадины он достигает 100%.

* * *

Таким образом, в Западном Забайкалье продукты позднепалеозойского — мезозойского вулканизма представлены разнообразными излившимися, пирокластическими и субвулканическими образованиями, изменчивыми как во времени, так и в пространстве. Фактический материал позволяет выделить в развитии Западного Забайкалья два главных тектоно-магматических этапа: позднепалеозойский—раннемезозойский ($P_2^2 - T_1$, иногда J_1) и позднемезозойский ($J_2 - K_1$), различающиеся по масштабам вулканизма, составу его продуктов, степени изменения, типу дислокаций и т.д. Вулканизм в течение раннемезозойского этапа происходил не одновременно и не однотипно в различных частях Западного Забайкалья, что послужило основанием для выделения в его пределах двух зон: Малханской и Джидинской.

Раннемезозойский тектоно-магматический этап начался в Малханской зоне образованием унгуркуйской, алентуйской и тамирской свит, представленных сложным комплексом излившихся, пирокластических, вулканогенно-осадочных и субвулканических пород.

Максимальные мощности вулканогенных пород были приурочены к тамирскому времени. Поле их развития ограничивалось с севера сохранившимся с докембрия Заганским массивом, а с юга — Чикой-Ингодинским глубинным разломом — пограничной структурой между каледонидами Западного Забайкалья и герцинидами Монголо-Охотского пояса. Анализ строения тамирской свиты свидетельствует, что вулканическая

деятельность протекала в континентальных условиях весьма длительное время, вероятно, с поздней перми до среднего триаса. Западное Забайкалье в это время представляло собой область воздымания, где наряду с поднятиями (Заганский хребет) существовали и прогибы. Так, в юго-западной части Малханской зоны в пермо-триасе заложился прогиб, существенно отличавшийся от обычных межгорных верхнемезозойских впадин, выполненных грубообломочными и угленосными молассами. Мощность вулканогенных образований, достигающая здесь 6–8 км, свидетельствует об устойчивом и длительном прогибании земной коры, которое компенсировалось вулканогенными образованиями. При этом нормальная седиментация имела подчиненное значение.

Обилие кислых вулканитов и преобладание среди них различных туфов свидетельствуют об огромной взрывной силе тамирских палеовулканов. По-видимому, это были аппараты центрального типа, реликты которых сохранились в виде субвулканических тел полосчатых липаритов среди пород покровной и пирокластической фаций.

В конце среднего – начале позднего триаса породы тамирской свиты были подвергнуты складчатости. Это время фиксируется также крупным перерывом в осадконакоплении в соседнем Восточном Забайкалье. С поздне триасовой складчатостью, по-видимому, связано внедрение гранитоидов бичурского комплекса, а позднее – дайкового комплекса гранит-сиенитового и диоритового ряда (Киселев, Салтыковский, 1967). Появление даек отражает смену складчатых дислокаций разрывными и изменение общего плана деформаций.

После складчатости в позднем триасе юго-западная часть Малханской зоны вступила, по-видимому, в стадию растяжения. Без этого трудно объяснить резкую смену кислого магматизма трахибазальтовым и базальтовым. В районе Тамирской и Бичурской грив существовали крупные разломы глубинного типа, выводившие на поверхность жидкие лавы кислого состава. Они приводили к выравниванию древнего рельефа, создавая неблагоприятные условия для нормально-осадочной седиментации. Последнее обстоятельство подчеркивается единичными маломощными прослоями вулканогенно-осадочных пород, заключенных среди лавовых потоков.

Северо-западнее Заганского хребта располагается Джидинская зона. Она охватывает низовья рек Хилок, Чикой, предгорья Малого Хамар-Дабана и продолжается до северной части МНР. Она описана нами как Желтуринский прогиб. В Джидинской зоне в позднем триасе – ранней юре формировалась боргойская свита, внутреннее строение и состав которой указывают на несколько иные условия вулканизма, нежели в Малханской зоне.

В бассейне р. Желтуры, в Дабхорском массиве и западной части Боргойского хребта основание этой свиты сложено кислыми, а верхи – основными эффузивами. В низовьях р. Чикой в основании разреза преобладают базальты. Отсутствие закономерной смены основных пород кислыми, вероятно, свидетельствует об одновременном излиянии в различных местах Джидинской зоны как кислых, так и основных лав примерно в равных объемах.

Формирование боргойских вулканитов происходило в областях устойчивого прогибания на фоне дифференцированных тектонических движений, а вулканотектонические процессы приводили к созданию расчлененного рельефа. Маломощные прерывистые линзы тонкослоистых туфосланцев (иногда углистых), туфопесчаников и туфоконгломератов среди лав свидетельствуют об эпизодическом существовании озерных фаций; однако нормально-осадочная седиментация на общем фоне вулканизма оставалась малозначительной. Преобладание туфов над лавами объясняется высокой эксплозивностью вулканических аппаратов, давших все разнообразие кислых пород. Базальты же представлены покровной фацией и могли изливаться как по трещинам, так и из вулканов центрального типа.

В северо-восточном направлении трахибазальт-трахитовая ассоциация боргойской свиты постепенно пространственно замещается вулканитами трахит-трахилипаритовой ассоциации цаган-хунтейской свиты. На южных склонах хр. Цаган-Дабан цаган-хунтейские вулканиты с угловым и стратиграфическим несогласием перекрываются фаунистически охарактеризованными среднеюрскими отложениями ичетуйской свиты.

В конце ранней юры, после образования пород цаган-хунтейской свиты, усилились тектонические движения, охватившие всю территорию Западного Забайкалья. Вулканогенные породы подверглись складчатости. Так, по левобережью р. Хилок (в окрестностях Черноярова) вулканогенные породы представляют собой фрагмент крупной синклинали северо-восточного простирания, осложненной разломами того же направления. Размах крыльев синклинали составляет не менее 20 км. Углы их падения 38–40°.

Со средней юры отмечается общая тенденция к уменьшению тектонической активности Западного Забайкалья, сокращение масштабов вулканизма и резкое изменение его продуктов — от контрастных базальт-липаритовых серий к трахибазальтам. В это время в пределах Западного Забайкалья происходит образование сводовых поднятий, заложение межгорных впадин и прогибов, выполненных континентальными угленосными молассами. Отчетливо выраженная структурная перестройка Западного Забайкалья на границе ранней и средней юры сопровождалась качественным и количественным изменением магматических процессов. Если площадь, занятая нижнемезозойскими вулканитами, составляет более 12 000 км², то на долю верхнемезозойских эффузивов (начиная со среднеюрских) приходится около 4000 км². Качественное отличие позднемеозойского этапа заключается в том, что чрезвычайно пестрые по составу нижнемезозойские вулканогенные серии и сопровождающие их гранитоидные интрузии сменились лавами трахибазальтов, реже трахитов, возникших из обогащенной щелочами оливин-базальтовой магмы.

Позднемеозойскому этапу развития Западного Забайкалья предшествовали общее сводовое воздымание территории, значительная денудация нижнемезозойских вулканогенных серий и структур, следы которых мы видим в базальных конгломератах среднеюрских вулканогенно-осадочных толщ.

Современное расположение лавовых полей свидетельствует о том, что среднеюрский вулканизм, вероятно, был связан со структурами типа плоских межгорных прогибов. План среднеюрских прогибов наследует (с небольшими отклонениями) общее северо-восточное простирание как древних, так и нижнемезозойских структур.

Среднеюрские вулканические породы представлены излившимися, реже пирокластическими и субвулканическими (в том числе дайковыми) образованиями с колебанием состава от трахибазальтов до трахитов и комендитов, причем кислые дифференциаты имели подчиненное значение. Магмовыводящими каналами, судя по общей ориентировке вулканических полей, служили разломы северо-восточного простирания. Извержения имели преимущественно трещинный характер.

Верхнемезозойские впадины забайкальского типа, с которыми связан позднеюрский и раннемеловой вулканизм, оказываются частично наложенными на среднеюрские прогибы или на более древние структуры.

Верхнемезозойские вулканические породы характеризуются близкими петрографическими и петрохимическими особенностями.

Таким образом, характер проявления позднепалеозойского—мезозойского вулканизма Западного Забайкалья дает возможность выделить в его пределах два тектоно-магматических этапа, охвативших ранний триас (возможно, позднюю пермь) и раннюю юру (первый этап) и среднюю юру—ранний мел (второй этап). Липарито-дацитовый и трахибазальтовый вулканизм следует, очевидно, связывать в этом регионе со стадиями заложения и эволюции вулканической зоны: первый на раннем этапе орогенной активизации тектонических движений в области давно завершенной складчатости; второй — на позднем этапе, когда на фоне затухания тектонических движений происходило заложение впадин забайкальского типа. Отличия в химизме изливавшихся в этом районе магм были связаны с различной локализацией очагов, их генерировавших.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВУЛКАНОГЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ¹

О методе петрохимических пересчетов. Среди применяемых в настоящее время методов петрохимического анализа широко известны системы пересчетов А.Н. Заварицкого, П. Ниггли, Е.А. Кузнецова, В.А. Кутолина, Ю.М. Шейнманна, Ю.В. Комарова и др. Задача всех петрохимических построений в конечном счете сводится к изучению вариаций химизма различных групп геологических объектов, которые характеризуются постоянством одних параметров и соответственно закономерным изменением других. Все эти построения основаны на выявлении связей между различными химическими элементами, которые по возможности должны приближаться к реальным соотношениям в минералах.

Группы обычно выделяются по геологическому признаку, но по петрохимическим особенностям входящим в эти группы магматических пород они редко бывают однородными. Поэтому необходимой задачей является разделение групп, отличающихся друг от друга в петрохимическом отношении.

Наиболее важной характеристикой химизма вулканогенных ассоциаций являются парагенезисы отдельных петрогенных элементов. Они наиболее полно отражают сущность происходящих в расплаве процессов. Однако к настоящему времени связи между отдельными петрогенными элементами изучены явно недостаточно, и даже в перечисленных выше методиках они не всегда дают возможность правильно подойти к пониманию того или иного магматического процесса.

В этом отношении наиболее прогрессивным методом анализа является метод главных компонент (Харман, Лоули, 1974; Лоули, Максвелл, 1967), который широко используется в последнее время как в СССР, так и за рубежом.

Его сущность заключается в переходе от исходной системы переменных (содержания химических элементов) к новой системе. Этот метод является по существу одной из разновидностей корреляционного анализа (Кан, Миллер, Бурков). Известно, что парные коэффициенты корреляции содержат всю необходимую информацию о наиболее простых линейных зависимостях элементов.

Новые переменные, которые называются компонентами, главными осями или просто факторами и являются линейными комбинациями исходных, независимы между собой и вносят резко различный вклад в суммарную дисперсию (разброс) системы. Это дает возможность ограничиваться изучением только ведущих (главных) компонент без существенной потери инфор-

¹

Глава написана совместно с Л.Н. Дуденко.

мации. Компоненты рассматриваются как новые ортогональные координатные оси, на которые проектируются точки исходных химических анализов.

Модель метода главных компонент (МГК) выражается следующим уравнением (в матричном виде)¹:

$$x = A \cdot F,$$

где x – исходная группа пород, называемая обычно выборкой; переменные считаются нормированными к нулевому среднему и единичной дисперсии; F – матрица значений новых переменных (в проекции на новые координатные оси); A – матрица "факторных нагрузок", или, иными словами, переходный коэффициент от новой системы координат к начальной.

Более подробно метод главных компонент применительно к решению различных задач изложен Г. Харманом, Д. Лоули (1974), а также Д. Лоули и А. Максвеллом (1967).

При всех расчетах учитываются только те компоненты, суммарный вес которых составляет 70–80% общего веса всех компонентов. Такие компоненты называются главными, или ведущими.

Расчеты проводились под руководством Л.Н. Дуденко на ЭВМ БЭСМ-4 во ВСЕГЕИ по системе программ АСОГИ (автоматизированная система обработки геологической информации).

ЭВМ после обработки выдает следующие характеристики:

- 1) средние и дисперсии исходных переменных (средние концентрации и дисперсии всех учитываемых химических элементов);
- 2) матрицы парных коэффициентов корреляции между всеми переменными;
- 3) главные компоненты, т.е. те, которые играют определяющую роль в химизме данной породы.

Для каждой группы вулканогенных пород выдаются значимые нагрузки для определенных химических элементов, которые затем выписываются в порядке убывания абсолютной их величины.

Набор элементов удобно представлять в виде простой дроби, в числителе которой стоят элементы, связанные с компонентой положительно, а в знаменателе – отрицательно.

На месте нижнего (или верхнего) индекса у каждого элемента указывается соответствующая ему нагрузка, умноженная для удобства на 100. Слева от дроби ставится номер компоненты по весу.

Например:

$$\text{I (33,4)} \frac{\text{Ca}_{85} \text{Fe}_{76} \text{Mg}_{65}}{\text{Si}_{94} \text{K}_{72}} ;$$

$$\text{II (24,1)} \frac{\text{Ti}_{74} \text{Fe}_{62}}{\text{Mg}_{84}} .$$

¹ Под матрицей понимается система элементов a_{ij} (чисел, функций или иных величин, над которыми можно производить алгебраические операции), расположенных в виде прямоугольной схемы. Если схема имеет m строк и n столбцов, то говорят о $(m \cdot n)$ матрице.

Это означает, что мы имеем первую компоненту, которой соответствует нагрузка 33,4.

В числителе дроби Ca, Fe и Mg связаны с первой компонентой положительно, а Si и K — отрицательно. Определяющую роль в химизме данной породы играют в порядке убывания с одной стороны Ca, Fe и Mg, а с другой — Si и K.

Соответственным образом объясняется и компонента II.

Записанные выше дроби называются формулами компонент. Малые по весу компоненты обычно не учитываются, так как они отражают несущественные детали вариаций химизма, обусловленного главным образом случайными причинами.

На втором этапе обработки по полученным ЭВМ значениям компонент строится факторная диаграмма, т.е. составы пород наносятся в виде точек на плоскость (x, y). Причем в виде координат x и y поочередно рассматриваются все пары принимаемых во внимание компонент. ЭВМ выдает координаты всех исходных точек для нанесения на плоскость.

На диаграммах в положительном направлении каждой координатной оси увеличивается содержание элементов, связанных с компонентой положительно, и уменьшается содержание элементов, связанных отрицательно; в отрицательном направлении оси — наоборот. Поэтому у положительного конца каждой оси проставляются элементы, входящие в числитель формулы данной компоненты, а у отрицательного — входящие в знаменатель.

Дальнейший путь исследования состоит в интерпретации и анализе полученных формул компонент и факторных диаграмм. Здесь следует учитывать следующие моменты:

1) элементы, входящие в одну компоненту, ведут себя согласованно, иными словами, содержание всех элементов, входящих либо в числитель, либо в знаменатель формулы, в среднем возрастает или убывает одновременно. Если значения элементов в числителе возрастают, то соответственно убывают они в знаменателе. Таким образом, набор элементов в формуле в сущности представляет собой ассоциацию или линейный парагенезис;

2) поведение элементов, входящих в разные компоненты, в среднем независимо;

3) разные в петрохимическом отношении группы пород должны отличаться по крайней мере на одной из факторных диаграмм. Если таких различий нет, то это означает петрохимическую однородность рассматриваемых групп;

4) максимальной изменчивостью, или дисперсией, обладают элементы, входящие в первую компоненту;

5) поскольку каждая компонента отражает поведение целого набора химических элементов, то факторные диаграммы позволяют наглядно изображать и анализировать общие особенности изменения химизма во всех группах пород и во всех выборках.

Таким образом, в результате петрохимического анализа с помощью МГК выявляются особенности химизма, типичные для данной группы или всех групп пород в исследуемом районе (нахождение формул компо-

нент для каждой группы), и роль каждой ассоциации в суммарных вариациях химизма (всех компонент).

Представляется, что получаемые таким образом параметры являются принципиально новой информацией, недоступной при обычных петрохимических исследованиях.

Применение в данной работе метода главных компонент для изучения химического состава вулканогенных пород Северной Монголии и Западного Забайкалья было обусловлено тем, что анализ фигуративных полей на компонентных диаграммах имеет ряд преимуществ перед другими диаграммами состава:

- 1) позволяет проследить изменение практически всех петрогенных элементов в одной плоскости;
- 2) гарантирует оптимальность выбора координатных осей (компоненты — это направление максимальной изменчивости составов);
- 3) позволяет оценить долю вариаций химизма в суммарной изменчивости вулканогенных пород.

В работе было использовано около 1000 полных силикатных анализов (учитывались 10 главных элементов) по 27 группам вулканогенных пород Северной Монголии и Западного Забайкалья. Приведенный в предыдущих главах фактический материал по стратиграфическому положению вулканогенных толщ, их петрографическому составу и приуроченности к определенным структурам позволил объединить все вулканы в 27 групп, часть которых представлена в табл. 4. Для выявления типичных парагенезисов была составлена одна выборка, которая объединяла все 27 групп вулканитов. Сопоставление химизма всех групп на одной плоскости факторной диаграммы может наглядно показать общность или различия в химическом составе рассматриваемых ассоциаций.

После обработки исходных данных на ЭВМ были составлены формулы двух первых компонент, которые наиболее показательны при такого рода сравнительном анализе.

Для каждого элемента была вычислена соответствующая ему нагрузка.

Первая компонента имеет вид (для всех вулканогенных ассоциаций Северной Монголии и Западного Забайкалья):

Si, K	кислотная часть
Ca, Mg, Ti, Fe ²⁺ , Fe ³ , Mn, (Al)	основная часть

т.е. отражает кислотно-основной тренд дифференциации (известный Боуэновский ряд), а вторая компонента содержит только Na и Al, т.е. те элементы, которые отсутствуют в первой компоненте.

Такая картина взаимосвязи петрогенных элементов является типичной для достаточно дифференцированных, слабо измененных вулканических серий, которые при своем образовании практически не взаимодействовали с вмещающей средой (отсутствие процессов ассимиляции и контаминации).

Это предположение подтверждается более ранними исследованиями. Рассматривая трахибазальтовые ассоциации Западного Забайкалья и океа-

Таблица 4

Изученные группы вулканогенных пород Западного Забайкалья и Северной Монголии

№ группы	Свита, серия, породы	Возраст	Таблица приложения
Западное Забайкалье			
1	Хилокская	$K_1 - J_3$	1
2	Тугуйская	J_2	2
3	Алцакская	J_{1-2}	3
4	Худогинская	J_1	4
5	Перлитоносная	$J(?)$	5
6	Боргойская	$J_1 - T_3$	6
9	Вулканиды Харитоновского участка	J	7
10	Субвулканические тела Малого Хамар-Дабана	J_{1-2}	8
11	Цаган-хунтейская	$J_1 - T$	9
13	Тамирская	T_{1-2}	10
14	Алентуйская	T_{1-2}	11
Северная Монголия			
7	Вулканиды Желтуринского прогиба (Тарбагатайн-Гол)	$J_1 - T$	12
8	Вулканиды Орхонской впадины	$J_1 - T_3$	13
16	Вулканиды северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба (хадзинская серия)	$P_2 - T_1(?)$	14
19	То же	P_2	15
20	Могойн-булакская серия (центральная часть Орхон-Селенгинского прогиба)	P_2	16
21	Липариты р. Хучжирыйн-Гол	P_{1-2}	17
22	Трахилипариты р. Хануй-Гол		
23	Базальты р. Хучжирыйн-Гол		
27	Вулканиды бассейна р. Дээлтэр	$C_3 - P_1(?)$	18

нических островов, один из авторов пришел к выводу о том, что процессы ассимиляции и контаминации не могли играть сколько-нибудь существенной роли в изменении состава поднимающихся расплавов (Салтыковский, 1967).

Поведение глинозема в такой комбинации вполне независимо и, по-видимому, является общей закономерностью для контрастных магм, типичными представителями которых являются трахилипарит-трахибазальтовые вулканические ассоциации перми Орхон-Селенгинского прогиба (Ке-пезинкас, 1974), а также досреднеюрские вулканические ассоциации Западного Забайкалья (Салтыковский, 1967).

Отделение в рассчитанных компонентах Na от K и Si свидетельствует об активности процессов альбитизации.

На первые две компоненты приходится 56,5% общей изменчивости состава вулканогенных пород всего региона.

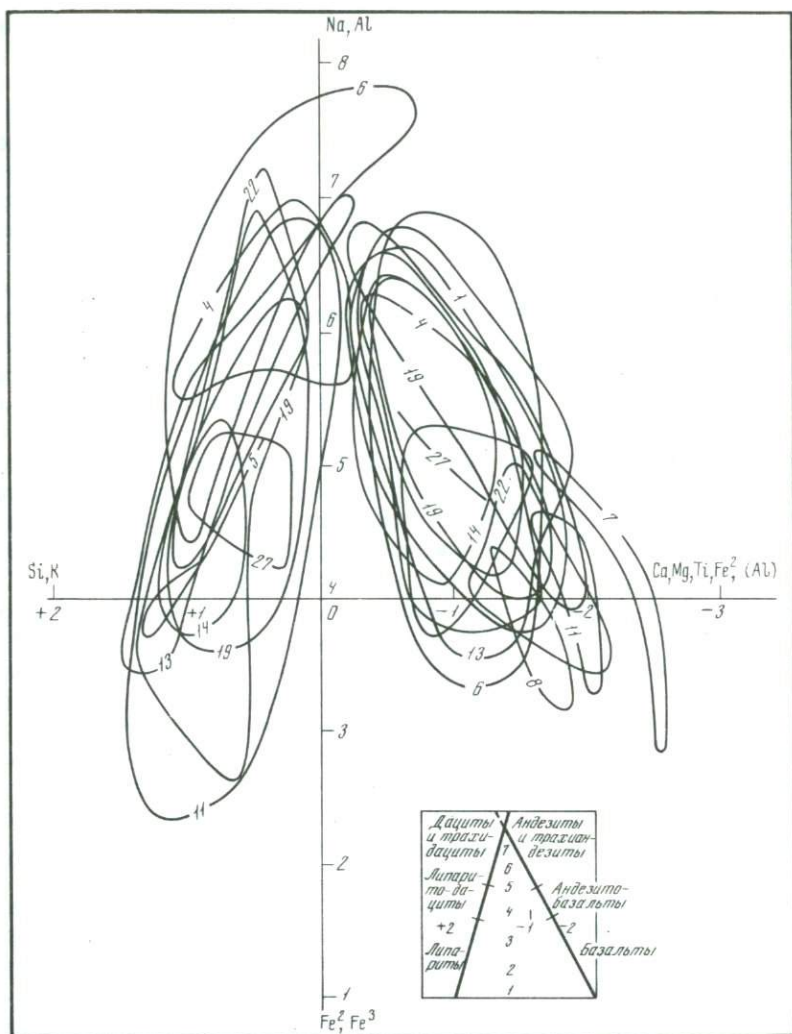


Рис. 19. Факторная диаграмма вулканических пород Северной Монголии и Западного Забайкалья

Объяснение в тексте

Содержательный смысл данных компонент, а также общие особенности рассматриваемых серий нагляднее всего видны на диаграмме, отражающей распределение анализов всех изученных групп в проекции на плоскость этих компонент (рис. 19). Фигуративные поля групп оконтурены линиями, образующими эллипсы. По оси x отложены проекции точек на первую компоненту; вправо по этой оси от начала координат увеличиваются содержания $Ca, Mg, Ti, Fe^2, (Al)$, а влево — Si и K . По оси y (II компонента) вверх возрастает содержание Na и Al .

На диаграмме показаны не все поля, а лишь те, которые занимают крайние положения, отдельно для кислых (левая часть диаграммы) и основных (правая ее часть) разновидностей вулканических пород в каждой группе. На рисунке видно, что поля представляют собой эллипсы, обычно с отчетливой анизотропией, которые по направлению главной оси разделяются на два резко различных класса: ориентированные на "северо-восток", примерно параллельно друг другу (липарито-дацитовая левая половина диаграммы) и на "северо-запад", также при наличии параллельности (базальтовая правая половина).

Такая направленность осей эллипсоидов свидетельствует о том, что последовательная дифференциация вулканогенных серий базальтового состава осуществляется путем обогащения кислых разновидностей — Na и Al, в меньшей степени Si и K, а основных — Ca, Mg, Fe и Ti. Для пород липарито-дацитового ряда характерен антагонизм Na и Al (в значительно меньшей мере Ca, Mg, Fe и Ti) к Si и K.

Таким образом, липарито-дацитовый и базальтоидный ряды характеризуются своими трендами кислотно-основной дифференциации; K тесно связан с SiO₂ и является показателем кислотности, а Na и Al играют двойственную роль: в липарито-дацитовом ряду они являются показателем основности вулканических пород, а в базальтовом — кислотности. В обоих рядах Na и Al достигают максимальных значений (наличие "щелочных" разновидностей пород в верхней части диаграммы).

Таким образом, I и II компоненты отражают результат смещения в одну выборку пород с указанными двумя ведущими тенденциями.

Фигуративное поле всех точек представляет собой сравнительно узкую полосу, протягивающуюся вдоль двух прямых линий с противоположными углами наклона (иными словами, образует равнобедренный треугольник) (см. рис. 19, врезка). Существенно то, что, приближаясь к точке пересечения, прямые не меняют наклона и вблизи них концентрируется лишь небольшое число анализов, т.е. переходные тренды дифференциации — от типичных липарито-дацитовых серий к характерным для базальтоидных серий — здесь не проявлены и промежуточные разновидности пород встречаются исключительно редко (такая ситуация наблюдается, например, среди пермских вулканогенных ассоциаций Орхон-Селенгинского прогиба, где андезиты более редки, чем остальные вулканогенные породы).

Распределение отдельных петрографических разностей пород вдоль прямых видно на врезке. Дациты и трахидациты наиболее обогащены Na и Al, т.е. "основными" элементами липарито-дацитового ряда, а андезиты и трахиандезиты в силу той же причины — "кислыми" дифференциатами базитового ряда.

Отчетливая анизотропия распределения точек, однонаправленность главных осей эллипсов и близость центров фигуративных полей разных групп свидетельствуют о высокой степени дифференцированности пород и единстве эволюции в пределах липарито-дацитового и базитового рядов вулканитов Северной Монголии и Западного Забайкалья. Однако отсутствие переходных разностей в свою очередь говорит об автономности формирования липарито-дацитовых и базальтоидных серий.

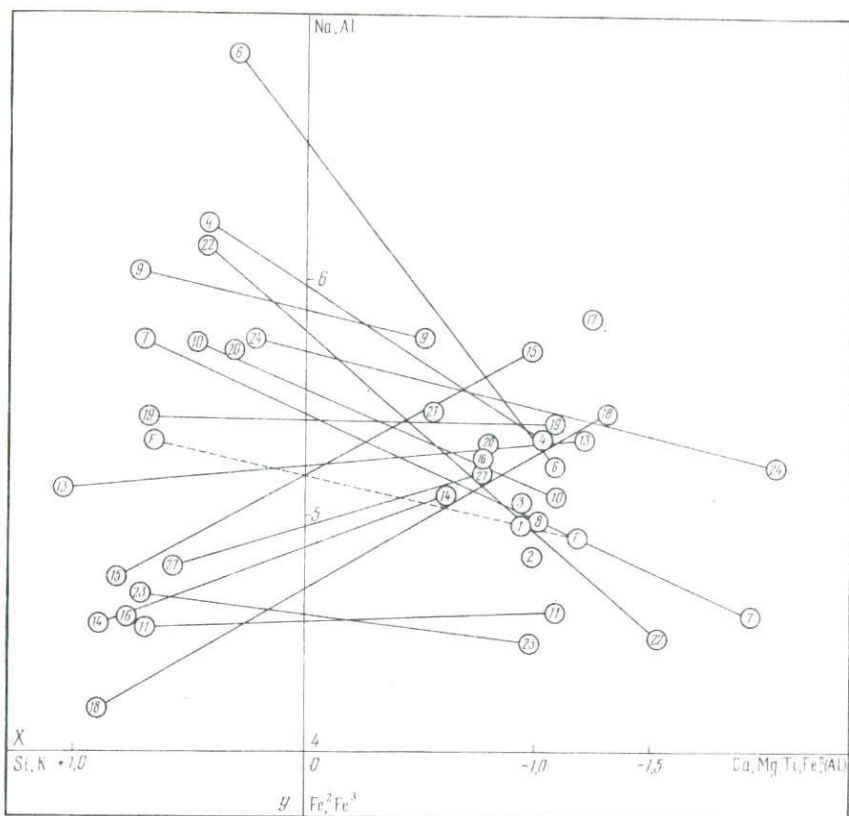


Рис. 20. Факторная диаграмма вулканических пород Северной Монголии и Западного Забайкалья (усредненные фигуративные поля)

Объяснение в тексте

На рис. 20 центры полей липарито-дацитовых и базальтовых серий для каждой группы соединены прямыми линиями. Видно, что центры, так же как и на предыдущем рисунке, располагаются вдоль двух пересекающихся прямых, ориентировка которых совпадает с направлениями главных осей эллипсов в каждой группе, что свидетельствует об устойчивости выявленных трендов. На втором рисунке еще четче видно отсутствие промежуточных разностей (групп, центры которых располагались бы в области воображаемого пересечения прямых). Прямые, проходящие через центры полей липарито-дацитовой и базальтовой составляющих, по углу наклона относительно главной оси делятся на три вида: с отрицательным и положительным наклонами, а также прямые, параллельные оси x .

Анализ положения прямых на рис. 20 позволил выделить ряд групп вулканогенных ассоциаций Северной Монголии и Западного Забайкалья, которые характеризуются определенными особенностями химического состава.

I тип объединяет группы с 3 по 9, а также 20 и 22 (см. табл. 4), которые представлены в Западном Забайкалье трахибазальтовой ассоциацией алцакской свиты, трахибазальт-трахитовой ассоциацией худогинской свиты, вулканогенными сериями р. Джиды, трахибазальтовой вулканогенной ассоциацией боргойской свиты. В Северной Монголии к I типу относятся трахилипаритовые ассоциации хануйской серии, а также липариты и липарито-дациты могойн-булакской серии. Все эти вулканические ассоциации характеризуются максимальной основностью пород липарито-дацитового ряда (см. рис. 20, отрицательные наклоны прямых, а также трахилипаритовый состав кислых серий), т.е. для всех разновидностей пород этой ассоциации характерно повышение щелочности, что определило отношение их к трахилипарит-трахиандезит-трахибазальтовым ассоциациям по петрохимическим и минералогическим особенностям.

Вулканогенные ассоциации Желтуринского прогиба и Орхонской впадины (группы 7 и 8) отличаются по химизму от остальных вулканитов наибольшей контрастностью. Они очень близки между собой. Учитывая их возраст (поздний триас—ранняя юра), можно говорить об идентичности этих андезит-трахиандезитовых вулканогенных ассоциаций, сопровождавших формирование наложенных впадин (Орхонской и Желтуринской).

Для II, III и IV типов характерно параллельное оси x расположение прямых, соединяющих центры полей кислых и основных пород. Липарито-дацитовые серии входящих сюда групп характеризуются значительно большей кремнекислотностью, чем вулканиты I типа.

Тип II представлен только одной группой пород, в состав которой входят липариты, липарито-порфириты, фельзиты и андезито-дациты, которые наиболее распространены среди пермских ассоциаций в окрестностях г. Дархан.

Тип III (группа 13) содержит вулканиты тамирской контрастной базальт-липаритовой ассоциации (T_{1-2}). По петрохимическим особенностям последняя близка к вулканитам II типа, но отличается от него большей общей контрастностью и пониженным содержанием Na и Al.

В тип IV (группы 17 и 23) включены трахиандезит-трахилипаритовые вулканогенные ассоциации цаган-хунтейской свиты Забайкалья и базальтоидная часть разреза хануйской серии Орхон-Селенгинского прогиба. Обе эти серии характеризуются минимальной основностью липарито-дацитовых и максимальной — базальтовых разновидностей (минимальные содержания Na и Al) в обеих составляющих. Базальтоиды этого типа аномально обогащены K и Si (центр базальтовых составляющих расположен левее средней линии для базальтового ряда).

Таким образом, при переходе от II к IV типу наблюдается общее понижение основности для липарито-дацитовых серий и повышение ее для базальтовых серий; характерно повышение степени контрастности групп.

V тип объединяет группы с 14 по 18 (см. табл. 4). Отличительной особенностью вулканитов этого типа является минимальная основность пород как базальтового, так и липарито-дацитового состава (положительный наклон прямых, проходящих через центры групп, а также трахибазальт-трахиандезитовый состав базитов). Вулканиты хадзинской серии (группа 16) и алентуйской свиты (группа 14) практически неотличимы. Этот момент является очень существенным, так как область распространения вулкани-

тов по р. Хадзе непосредственно продолжается в Западном Забайкалье и представляет собой единую вулканическую зону, которую можно рассматривать в виде северо-восточного фрагмента Орхон-Селенгинского прогиба.

Пермская вулканогенная ассоциация центральной части Орхон-Селенгинского прогиба (группа 19) отличается максимальной для всех вулкаников Селенгино-Витимской зоны кислотностью липарито-дацитового ряда и в связи с этим очень высокой контрастностью.

Линия $F-F$ (см. рис. 20) соединяет центры кислых (древние граниты) и основных (амфиболиты) метаморфических пород фундамента Малого Хамар-Дабана, который, видимо являлся исходным материалом при образовании магм в Юго-Западном Забайкалье. Расположение линии $F-F$ на диаграмме показывает, что средний состав пород фундамента соответствует средним величинам для липаритовых и базитовых пород всей вулканической зоны. Более того, ориентировка главных осей эллипсов кислых, а также средних и основных пород фундамента совпадает с ориентировкой этих осей соответствующих вулкаников (см. рис. 20; фигуративное поле локализации вулкаников липарито-дацитового ряда).

Таким образом, между породами фундамента и вулканиками позднего палеозоя—мезозоя, формировавшими всю вулканическую зону Северной Монголии и Западного Забайкалья, не наблюдается существенных различий.

Такое предположение наряду со сказанным выше может, по-видимому, являться дополнительным подтверждением корового происхождения (во всяком случае для большей части вулкаников) как липаритовых, так и базальтовых расплавов и показывает, что породы фундамента могли служить исходным материалом для образования различных по составу магм. Отмеченная выше автономность поведения липарито-дацитового и базитового рядов позволяет полагать, что кислые и основные разновидности вулкаников не являются дифференциатами какого-либо одного магматического очага, а скорее всего представляют собой производные разных разобщенных очагов и различного исходного субстрата.

Этот вывод согласуется с данными, полученными нами несколько раньше для вулкаников Западного Забайкалья (Салтыковский, 1966).

Использование в данной работе метода главных компонент для выявления общих особенностей эволюции химизма вулкаников в Селенгинском вулканогенном поясе позволило сделать следующие выводы.

Для вулкаников позднепалеозойского—мезозойского возраста Северной Монголии и Западного Забайкалья наблюдается сходство среднего состава и главных направлений изменчивости химизма как липарито-дацитов, так и базальтов.

Липарито-дацитовый и базальтовый ряды вулкаников обладают разными устойчивыми трендами дифференциации. Для первых характерен антагонизм Si и K к Na и Al , для вторых — антагонизм Na и Al к Ca , Mg , Fe и Ti . Поведение K и Na в вулканиках резко различно. Изменение содержания Na и Al нельзя рассматривать как колебания щелочности и глиноземистости вулкаников; оно связано с поведением остальных петрогенных элементов. Повышение концентраций Na и Al в липарито-дацитовых сериях является закономерным следствием увеличения их основности, а в базитовых — кислотности.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО – МЕЗОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Приведенный в работе фактический материал свидетельствует о сложном, полициклическом и неравномерном проявлении позднепалеозойского – мезозойского вулканизма в Северной Монголии и Западном Забайкалье. Представленный разнообразными ассоциациями вулканогенных пород, этот вулканизм соответствовал различным этапам геологического развития огромной территории, протяженность которой с юго-запада на северо-восток составляет более 1500 км.

Пространственная приуроченность вулканогенных ассоциаций к крупным структурным зонам – Орхон-Селенгинскому орогенному прогибу в Северной Монголии и Западно-Забайкальской области орогенной активизации, накопление грубообломочных терригенных отложений, относящихся к классу межгорных моласс, – все это свидетельствует о существовании в этом районе орогенного тектонического режима.

Фациальный состав вулканогенных пород отражает этап мощного горообразования, вулканизма, дальнейшего разрушения и нивелировки рельефа, происходивших в пределах раннекаледонских и герцинских зон Северной Монголии и Западного Забайкалья.

Позднепалеозойский – мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья обусловил развитие в этом регионе сравнительно мощных контрастных вулканических и вулканогенно-осадочных пород. Они распространены в относительно узкой вытянутой с юго-запада на северо-восток зоне (шириной около 120–150 км), приуроченной к стыку раннекаледонских и герцинских структур. Большая по площади часть вулкаников располагается на породах раннекаледонского складчатого фундамента, захватывая бассейны Селенги, Орхона, Чикоя, Уды; она доходит до южного края Витимского плоскогорья.

Поскольку это область магмообразования, то выделение структур такого рода определяется только подъемом магм, контролируемым почти во всех случаях разломами различной степени проницаемости. Многочисленными исследованиями, проведенными в Забайкалье и Северной Монголии, установлено широкое развитие разломов преимущественно двух направлений: северо-восточного и северо-западного. Многие из них были заложены на гетерогенном, сложно построенном фундаменте в различные периоды геологической истории района. В мезозойское время разломы активизировались и способствовали интенсивному вулканизму практически на всей территории Северной Монголии и Западного Забайкалья (Зоненшайн, Хасин, 1973; Нагибина, 1974; Тихонов, 1974; Амантов, 1975, и др.).

Описываемый регион представляет собой совокупность поднятий и разделяющих их впадин и прогибов, выполненных континентальными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, из которых наиболее древние (главным образом досреднеюрские) подверглись складчатости и были прорваны плутонами гипабиссальных гранитоидов нормального и субщелочного рядов (Тихомиров и др., 1964; Комаров, 1972; Павленко и др., 1974).

Фактический материал, имеющийся к настоящему времени, позволил выделить три этапа в развитии позднепалеозойского—мезозойского вулканизма Северной Монголии и Западного Забайкалья: позднепалеозойский (ранняя и поздняя пермь, возможно ранний триас), раннемезозойский (поздний триас—ранняя юра) и позднемезозойский (среднеюрский—раннемеловой), отличающиеся друг от друга по масштабам вулканизма, составу продуктов вулканической деятельности, степени их изменения, типу дислокаций и т.п.

Вулканическая деятельность в течение первого и второго этапов происходила не одновременно в различных частях Северной Монголии и Западного Забайкалья. Здесь удается выделить несколько разновозрастных вулканогенных зон: Орхон-Селенгинскую, Еро-Малханскую, Джидинскую и Удино-Витимскую.

Продукты позднепалеозойского—мезозойского вулканизма образуют ряд вулканических ассоциаций, последовательно сменяющих одна другую во времени и пространстве.

В ранней и поздней перми основными ареалами развития вулканизма были приселенгинская часть МНР и небольшие разобщенные поля в Юго-Западном Забайкалье (алентуйская, унгуркуйская и частично тамирская свиты). Мощность этих накоплений исчисляется километрами, терригенные породы занимают резко подчиненное положение, а вещественный состав характеризуется значительным разнообразием.

Позднепалеозойский этап развития вулканизма рассматриваемого региона начался на его юго-западном фланге, включающем правобережье р. Селенги на территории МНР. Суммарная мощность разреза пермской вулканической серии по р. Хануй-Гол (правый приток Селенги) достигает 8000—9000 м (Кебезинская, Лучицкий, 1973). Далее к востоку по рекам Хучжирийн-Гол, Могойн-Булак, Ихэ-Тулбури-Гол, Еро-Гол и другим (притоки Селенги и Орхона) пермские вулканические толщи, по нашим данным, также занимают преобладающее положение в разрезе. Рассматриваемый этап вулканизма ознаменовался накоплением мощных толщ пирокластического материала, среди которого выделяются игнибриды, трахилипариты, трахиты, трахиандезиты и т.д. Ассоциации вулканогенных пород и их петрохимия свидетельствуют о субщелочном характере всего пермского вулканизма (Кебезинская, 1974; Салтыковский, 1974б).

В ранней перми начало мощного вулканизма в бассейнах рек Селенги, Орхона, Еро-Гола и других совпало во времени с превращением Хангай-Хэнтэйской геосинклинали в герцинскую складчатую систему и началом орогенных движений в ее пределах (Моссаковский, 1970; Моссаковский, Томуртоого, 1972).

В Западном и Северо-Восточном Забайкалье пермские вулканогенные образования до последнего времени не выделялись. Лишь недавно появились данные (Б.А. Литвиновский, устное сообщение) о наличии среднепалеозойских вулканитов, представленных породами липаритовой ассоциации, которые распространены севернее Еравнинских озер, а также в южной части Витимского плато. Эти данные основаны главным образом на соотношении вулканитов и интрузивных пород (прорывание липаритовых порфиров, относимых ранее к цаган-хунтейской свите, гранитоидами витимканского интрузивного комплекса). Кроме того, на хребте Гунзан среди вулканитов была обнаружена флора, которая по предварительному определению М.В. Дуранте относится к перми (И.В. Гордиенко, устное сообщение). Все это говорит о том, что позднепалеозойские образования могли быть распространены значительно шире, чем это имеет место в настоящее время.

В раннем и среднем триасе на площади Орхон-Селенгинского прогиба наблюдался повсеместный перерыв в осадконакоплении и размыв, а в Западном Забайкалье вулканическая активность усилилась, что привело к появлению вначале пород липаритовой и андезит-трахиандезитовой ассоциации, а позднее — вулканитов контрастной базальт-липаритовой ассоциаций, относящейся к известково-щелочной серии. Они локализируются преимущественно по отрогам Малханского хребта (Бичурская, Тамирская и Кударинская гривы). Вулканизм здесь сопровождался значительной тектонической активностью, которая проявилась вертикальными движениями и не слишком сильной складчатостью. О величине первых можно судить по накоплению 6—8-километровой толщи туфов и лав с прослоями грубых осадков (тамирская свита). Здесь наблюдаются крупные открытые складки и моноклинали с наклоном слоев до 40—50° (Комаров, 1972; Тихомиров и др., 1974). По-видимому, близкое стратиграфическое положение занимают и вулканиты цаган-хунтейской свиты (хр. Цаган-Хуртэй), представленные ассоциацией пород смешанного состава.

На пермо-триасовом этапе в пределах рассматриваемого региона можно выделить два различных ареала вулканизма. Они разделены хребтами Бутэлийн-Нуру в Северной Монголии, а в Юго-Западном Забайкалье — хребтами Малханским и Заганским. Эти хребты сложены различными по составу гранитами, которые к периферии постепенно сменяются гранито-гнейсами, а затем мигматитами и метаморфическими породами (гнейсы, кристаллические сланцы и т.п.) протерозойского возраста (Комаров, 1972; Палей, Благоврахов, 1974).

Одной из главных особенностей вулканизма этого этапа является широкое развитие некков, вулканических даек, жерловых фаций и т.д. Такие образования отмечались В.А. Новиковым (1972) по правому берегу р. Тамир, авторами в 1974 г. по левобережью р. Хабцагайн-Гол (междуречье Чикоя и Еро-Гола), а также по левобережью Дээлтэр (Желтура) и в других местах.

В Юго-Западном Забайкалье в междуречье Ара-Киреть—Бичура В.А. Новиковым (1972) описаны Бичурский и Белореченский палеовулканы, часть которых хорошо реконструируется в настоящее время. Там же изучены Синдитуйский и Святовский раннемезозойские палео-

вулканы, ассоциирующие с серией субвулканических тел, которые рассматриваются как подводящие каналы вулканических аппаратов.

По петрохимическим особенностям вулканические серии раннего этапа относятся к трахилипаритовым и базальт-трахибазальтовым ассоциациям.

Таким образом, ранняя эпоха вулканизма на севере Монголии и в Западном Забайкалье характеризуется следующими главными особенностями:

1) максимальной тектонической активностью, проявившейся в юго-западной части региона; 2) наличием двух зон развития вулканизма, разделенных древними устойчивыми поднятиями; 3) большим числом вулканических аппаратов и жерловин, особенно в центральной части области; 4) преимущественным развитием контрастных базальт-липаритовых ассоциаций, большая часть которых обладает повышенной щелочностью. Этот этап, по видимому, был обусловлен высокой тектонической активностью в пределах рассматриваемого региона.

В позднем триасе наступил новый этап развития, связанный с формированием серии наложенных впадин, заполнявшихся пестроцветной ритмичной молассой. Он характеризовался появлением наземной трахиандезитовой ассоциации. Возникновение некоторых впадин в пределах Орхон-Селенгинского прогиба (Орхонская, Ихэ-Ульская и др.) было обусловлено глыбовыми перемещениями раннекаледонского складчатого фундамента (Зоненшайн, 1972; Моссаковский, 1972; Томуртогов, 1972). Об этом свидетельствует структурная позиция впадин, приуроченных к зонам глубинных разломов — Баянгольскому, Булганскому, Селенгинскому и др. На этом этапе произошло перемещение площади вулканизма далее на северо-восток и северо-запад. На территории Монголии (в Орхонской впадине и Желтуринском прогибе) выделена триасовая трахиандезитовая и триас-юрская ареальная липаритовая ассоциации.

На втором этапе вулканизма произошли существенные латеральные изменения химизма пород, которые обусловили выделение определенных петрохимических провинций: с одной стороны, субщелочной с калиевой специализацией вулканических серий (Джидинская зона), с другой — с натровой специализацией (Орхонская впадина). Общей чертой всех контрастных по составу пород второго этапа развития является их повышенная глиноземистость (содержание Al_2O_3 составляет 16–17%).

В Желтуринском прогибе широко распространена ассоциация вулканогенных пород, генетически и пространственно связанная с интрузивными комплексами (Коваль и др., 1974). Этот район представляет собой крупную впадину, наложенную на раннекаледонское складчатое основание, которая по особенностям своего развития и характеру вулканизма может быть сопоставлена скорее всего с Орхон-Селенгинским прогибом, хотя вулканогенные ассоциации ее отличаются несколько более высокой щелочностью (трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовая вулканогенная ассоциация).

Второй этап в Западном Забайкалье ознаменовался формированием трахиандезитовой ассоциации, представленной вулканитами боргойской свиты. Они начинаются базальтами и переходят в трахиандезитовые базальты и трахиандезиты.

Таким образом, с позднего триаса начался следующий этап развития области, связанный с процессами тектонической активизации.

В Северной Монголии и Западном Забайкалье тектоническая активизация выразилась в образовании многочисленных впадин, где накапливались молассовые отложения и продукты вулканической деятельности: трахиандезитовые ассоциации — в Северной Монголии, трахиандезит-трахибазальтовые — в Западном Забайкалье. Существенно то, что вкрест простирания этой области отмечаются площадные вариации химического состава вулканитов (Зоненшайн и др., 1975): от натровых ассоциаций Орхонского прогиба до существенно калиевых — в Желтуринском. Повидимому, одним из возможных объяснений такой зональности может служить горизонтальная гетерогенность глубоких зон земной коры или верхней мантии, являющихся областью генерации соответствующих расплавов в пределах Северной Монголии.

В середине юрского периода наступил третий этап развития, в течение которого по многочисленным разломам северо-восточного, широтного и северо-западного простираний раннекаледонский складчатый фундамент Селенгино-Витимской зоны был раздроблен на ряд ступенчатых блоков. Это привело к образованию в нижнемезозойском и верхнепалеозойском осадочно-вулканогенном чехле этих блоков многочисленных горстов и грабенов. В средне- и позднеюрское время накапливалась сероцветная моласса, фирмировались малые интрузии гранитоидов, а также небольшие субвулканические и экструзивные тела липаритов и дацитов (Томуртоого, 1973; Моссаковский, 1975).

В Забайкалье позднемезозойский этап отличался от раннемезозойского главным образом по характеру вулканизма. Масштабы вулканической деятельности сократились, на поверхность поступали преимущественно щелочные и субщелочные расплавы, резко ослабевала интрузивная деятельность. Удаётся наблюдать лишь мелкие субвулканические тела, генетически связанные с вулканитами. С этим этапом связано формирование юрской трахит-трахиандезитовой и юрско-меловой трахиандезит-трахибазальтовой ассоциаций, а также начало образования посленижнемеловой трахибазальтовой ассоциации. Первая распространена в бассейнах Джиды и Хилка и представлена вулканитами алцакской и худогинской свит; в бассейнах Уды и Витима аналогичные по составу вулканиты объединены в удинскую свиту. Вторая представлена вулканогенными образованиями хилокской свиты. Завершают позднемезозойский этап посленижнемеловые базальты.

Позднемезозойскому этапу предшествовало общее сводовое воздымание территории Западного Забайкалья, значительная денудация нижнемезозойских вулканических серий, следы которой сохранились в виде базальных конгломератов среднеюрских вулканогенно-осадочных толщ. Современное расположение лавовых полей среднеюрских вулканитов свидетельствует о приуроченности их к структурам типа плоских межгорных прогибов. План таких прогибов наследует (с незначительными отклонениями) общее северо-восточное простирание как древних, так и нижнемезозойских структур.

Судя по общей ориентировке полей вулканитов, магмоподводящими каналами следует считать разломы северо-восточного простирания. Излияния имели преимущественно трещинный характер, и лишь отдельные мелкие субвулканические тела сиенитов и граносиенитов (например, гора Барун-Бурин-Хан, южные отроги хр. Малый Хамар-Дабан) могут рассматриваться в качестве корневых частей мезозойских палеовулканов.

В отличие от нижнемезозойских среднеюрские вулканиты дислоцированы слабо (наклоны не превышают $10-15^{\circ}$). Верхнемезозойские впадины забайкальского типа, с которыми тесно связан позднеюрский и раннемеловой вулканизм, частично наложены на среднеюрские прогибы (Боргойская и Тугнуйская впадины), но возникли также и вне их пределов на более древних структурах, например в Северной Монголии (Орхонская, Ихэ-Ульская и другие впадины).

Петрохимический анализ, проведенный с целью выяснения общих особенностей эволюции химизма, показал, что:

а) позднепалеозойские и мезозойские вулканиты Северной Монголии и Западного Забайкалья по средним составам и главным направлениям изменчивости химизма очень близки;

б) выделяемые здесь два контрастирующих ряда вулканогенных пород (дациты и базальты) характеризуются устойчивыми направлениями дифференциации. Дацитам и липаритам свойственна несовместимость (антагонизм) SiO_2 и K_2O , с одной стороны, и Na_2O с Al_2O_3 , с другой. В базальтах такой антагонизм характерен для пары натрия и глинозема к CaO , MgO и $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$; изменение количества Na_2O и Al_2O_3 , по-видимому, нельзя рассматривать просто как колебания щелочности и глиноземистости вулканитов — оно тесным образом связано с поведением всех остальных петрогенных элементов;

в) частая независимость проявления кислого и основного вулканизма, отсутствие значительных объемов андезитов и аналогичных им пород промежуточного состава, различные соотношения между характером кислых и основных пород и, наконец, удивительное сходство их состава с составом соответствующих пород фундамента — все это противоречит предположению о возникновении рассматриваемых вулканических серий из единой родоначальной магмы.

Таким образом, геолого-петрологические особенности вулканогенных ассоциаций Северной Монголии и Западного Забайкалья свидетельствуют о своеобразии позднепалеозойского—мезозойского вулканизма, сказывающемся прежде всего в его этапности и приуроченности к определенному тектоническому режиму.

Ранний этап вулканизма был, по-видимому, непосредственно связан с орогенным режимом на большей части описываемой территории. Он характеризовался контрастными трахибазальт-трахилипаритовыми ассоциациями, относительно большими мощностями вулканогенно-осадочных толщ и наличием многочисленных вулканических центров как в Забайкалье, так и в Северной Монголии.

Второй этап, к которому были приурочены липарит-дацитовые и трахибазальтовые ассоциации, был скорее всего связан с условиями

завершенной складчатости, когда на площадях отмирающих складчатых областей произошла тектоническая активизация. Этот этап почти всегда начинался с излияния кислых магм, а базальтоиды и андезиты играли здесь подчиненную роль. К этому этапу приурочены мощные накопления вулканогенно-осадочных пород и большая тектоническая активность.

И, наконец, на завершающем этапе вулканизма тектоническая активность практически не выражена (складчатости нет, отмечаются лишь небольшие опускания отдельных участков с образованием плоских впадин). Вулканизм характеризовался исключительно трахибазальтовыми ассоциациями.

* * *

В ходе далеко не полного рассмотрения особенностей развития позднепалеозойского—мезозойского вулканизма Северной Монголии и Западного Забайкалья наметилось большое число дискуссионных вопросов, на которые авторы пытались обратить внимание читателей. Вполне возможно, что трактовка, данная по некоторым из них, не является достаточно убедительной, хотя мы и старались основываться только на вполне надежных геологических фактах.

В заключение хотелось еще раз подчеркнуть, что позднепалеозойский—мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья характеризовался определенной спецификой, выразившейся не только в последовательной эволюции вещественного состава продуктов вулканизма, но и в четкой этапности его проявления на поверхности.

В развитии мощного континентального вулканизма Северной Монголии и Западного Забайкалья, происходившего в позднем палеозое и мезозое, выделены три этапа:

1) первый (позднепалеозойский), охвативший пермское, а в некоторых районах и триасовое время, был связан с орогенным режимом, существовавшим на большей части рассматриваемого региона; он характеризовался контрастными трахибазальт-трахилипаритовыми вулканическими ассоциациями;

2) второй (раннемезозойский), охвативший интервал от позднего триаса до ранней юры, происходил в условиях законченной складчатости и характеризовался липарит-дацитовыми и трахибазальтовыми ассоциациями; этот этап почти всегда начинался с излияния кислых магм, а заканчивался излияниями базальтоидов;

3) завершающий этап (средняя юра—ранний мел), характеризовавшийся слабой тектонической активностью (складчатость отсутствует, отмечается лишь образование плоских наложенных впадин) и преимущественно трахибазальтовой ассоциацией.

Использование в работе метода главных компонент при петрохимическом анализе вулканогенных ассоциаций показало, что позднепалеозойские и мезозойские вулканогенные образования Северной Монголии и Западного Забайкалья близки по среднему составу и главным направлениям изменчивости химизма основных петрогенных элементов и характеризуются устойчивыми трендами дифференциации.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Таблица 1

Химический состав вулканических пород хилокской свиты (в вес. %)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
56,04	1,44	14,88	6,09	2,72	0,16	2,75	6,61	3,33	3,65	1,38	—
54,62	1,20	16,57	6,28	1,79	0,07	2,87	5,63	3,59	4,37	0,77	0,45
54,40	1,60	16,52	4,95	2,87	0,09	2,77	6,25	3,74	2,90	1,15	—
54,24	1,26	18,53	4,96	2,01	0,23	2,25	4,49	3,74	5,36	0,22	—
53,76	1,32	17,60	6,37	1,29	0,10	2,99	4,34	4,84	4,74	0,78	0,18
53,54	1,58	19,19	5,08	1,75	0,11	2,82	6,00	4,77	2,63	0,64	0,99
53,44	1,77	16,73	8,33	1,82	0,05	1,82	3,67	4,59	3,59	0,96	0,18
53,40	2,00	15,00	9,12	1,83	0,09	1,88	4,00	4,47	4,16	0,91	0,50
53,28	1,42	17,64	5,43	1,72	0,10	2,79	5,50	6,21	4,51	0,96	0,50
53,14	1,44	15,35	2,10	7,51	0,12	2,80	6,90	4,80	2,68	1,48	—
52,76	1,50	16,44	7,10	1,93	0,12	3,31	6,14	4,38	3,29	0,70	0,53
52,72	1,70	15,88	7,01	1,44	0,09	3,26	6,98	3,11	3,46	1,36	—
52,60	1,70	16,10	6,63	2,30	0,07	3,20	7,06	3,02	3,64	1,38	—
52,46	1,96	16,73	7,87	0,83	0,11	3,22	5,42	4,45	4,20	0,40	—
52,40	1,75	16,17	3,61	4,38	0,10	2,73	5,45	4,90	3,79	1,15	—
52,00	1,80	16,64	6,23	2,72	0,08	3,41	6,56	4,36	3,06	1,38	—
52,40	1,70	16,47	3,83	4,09	0,20	2,45	7,33	3,75	2,61	1,22	—
51,60	1,90	15,24	3,61	4,38	0,10	4,38	2,45	3,68	2,57	1,19	—
51,56	1,74	16,10	5,49	3,92	0,16	3,02	8,53	3,05	2,70	1,26	—
51,56	1,10	14,53	2,21	5,31	0,09	3,98	7,01	3,77	2,82	0,80	—
51,54	2,46	16,12	5,38	5,01	0,14	2,38	7,15	3,56	2,11	1,20	1,13
51,38	2,89	16,00	8,73	3,05	0,02	3,50	3,08	2,41	3,74	0,75	1,79
51,28	1,86	16,73	8,01	0,97	0,10	5,99	3,08	4,57	4,40	0,04	—
50,80	1,90	15,69	3,53	4,59	0,10	2,73	6,62	4,60	3,36	1,19	—
50,80	1,67	16,56	7,88	1,03	0,11	2,64	6,89	4,75	3,31	1,51	—
50,68	2,80	15,75	7,47	3,66	0,01	4,05	7,73	2,65	1,68	0,02	1,25
50,30	2,28	15,65	8,45	1,94	0,16	2,24	9,55	2,81	2,71	1,05	0,71
50,26	1,45	18,39	9,30	1,04	0,15	2,23	6,90	4,04	2,87	0,98	0,60
50,09	1,00	15,84	7,85	0,52	0,07	2,30	7,61	6,50	1,49	0,94	—
49,82	1,80	15,30	6,89	2,72	0,23	3,38	7,91	4,00	3,02	1,26	—
49,80	1,60	15,80	6,96	2,51	0,10	4,85	7,23	2,21	2,70	1,70	—
49,60	4,30	14,04	7,42	3,62	0,12	3,07	8,31	3,26	2,11	1,38	1,30
49,41	2,10	18,22	5,95	5,21	0,19	2,74	6,13	5,73	2,60	0,80	0,30
48,14	2,00	16,85	7,25	2,59	0,21	2,08	10,53	3,59	3,10	0,90	0,61
47,36	0,69	16,45	4,66	7,38	0,07	5,67	7,12	4,40	1,85	1,25	—
46,86	1,91	16,02	3,97	6,92	0,15	5,65	8,16	3,62	1,90	1,46	—

Примечание. По данным В.М. Афанасьева, Л.В. Дехтяревой, В.Н. Кадачигова, А.И. Киселева, Ю.В. Комарова, И.Н. Панова, В.И. Сизых, В.М. Скобло, Ц.В. Торчицаева, Ю.М. Холода, Ю.М. Янова и др.

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
1,56	100,61	Трахиандезит	Малетинская впадина
0,99	99,47	”	Среднее течение р. Капчеранки
2,00	99,24	”	Малетинская впадина
1,94	99,23	”	Левый борт долины р. Нарын, возле дер. Нарын
1,54	99,70	Биотит-авгитовый трахиандезит	Водораздел рек Нарын—Гегетуй
1,01	99,12	Трахиандезит	То же
2,43	99,40	”	Р. Капчеранка
2,47	99,50	”	Верховья пади Торей
1,24	100,81	Биотит-авгитовый трахиандезито-базальт	Водораздел рек Нарын—Гегетуй
2,17	100,49	Трахиандезито-базальт	Левый борт долины р. Малый Жиндокон
2,39	100,27	Миндалекаменный трахиандезито-базальт	Левый борт долины р. Торей
2,91	99,92	Трахиандезито-базальт	Малетинская впадина
2,50	100,20	То же	То же
1,90	99,55	”	Р. Торей, вблизи с. Верхний Торей
2,76	99,19	”	Малетинская впадина
2,00	100,14	”	То же
2,61	99,08	”	”
4,90	99,10	”	Малетинская впадина, правый берег р. Хилок
2,84	100,37	”	Малетинская впадина, р. Зардама
5,76	99,94	”	Малетинская впадина, р. Хилок
3,18	100,17	”	Междуречье Заза—Шандыгота
3,99	99,55	”	Правобережье р. Хилок, ниже с. Мотня
3,11	99,59	”	Р. Торей, с. Верхний Торей
3,90	99,01	”	Малетинская впадина
2,36	99,51	”	Р. Чикой, выше дер. Береговой
3,26	99,76	”	Боргойская впадина, с. Инцагатуй
2,79	99,83	”	Левый борт долины р. Торей
2,15	99,75	”	Верховья р. Торей
5,56	99,77	”	Правый берег р. Чикой, выше дер. Береговой
3,00	99,33	”	Малетинская впадина, устье р. Зардамы
5,00	100,46	Базальт	Малетинская впадина
2,63	99,87	Трахиандезито-базальт	Правый берег р. Алянги
1,04	100,12	Биотитовый трахиандезито-базальт	Водораздел рек Нарын — Бургултай, южнее р. Иран-Дабан
3,19	100,49	Базальтовый трахибазальт	Левый борт долины р. Торей
2,44	99,47	То же	Боргойская впадина, севернее с. Инцагатуй
2,88	99,50	”	Р. Буй, приток р. Хилок

Таблица 2

Химический состав трахизбазальтов Тугнуйской впадины (в вес. %)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
60,00	0,77	16,86	5,90	0,58	0,06	1,18	3,26	4,60	3,55
56,70	2,93	15,13	5,43	1,08	0,11	1,74	4,69	4,50	3,60
54,46	2,20	16,55	4,21	4,18	0,22	3,34	5,26	4,54	2,58
52,40	2,56	15,51	6,37	2,74	0,11	1,79	7,54	4,20	2,70
51,26	2,22	15,26	5,20	6,03	0,19	3,21	7,23	3,02	2,16
50,56	1,74	15,72	5,44	4,85	0,15	4,20	8,43	3,45	1,65
49,88	2,93	15,00	4,31	5,85	0,15	3,99	8,06	3,50	1,55
49,30	2,74	14,99	6,31	3,68	0,17	4,11	10,20	3,70	2,40

Примечание. По данным В.В. Скрипкиной.

Таблица 3

Химический состав вулканических пород алцакской свиты (Западное Забайкалье)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
74,08	0,08	10,88	2,23	0,32	0,00	0,11	0,95	1,16	6,84	0,01	1,00
72,68	0,17	15,32	0,93	0,16	0,02	0,08	0,85	4,64	3,86	—	0,24
72,52	0,09	14,40	1,58	0,32	0,00	0,07	0,56	3,46	6,51	0,01	0,04
72,52	0,09	14,40	1,58	0,32	0,00	0,07	0,56	3,46	6,51	0,01	0,04
72,48	0,08	12,86	2,23	0,32	0,00	0,07	0,50	3,22	6,39	0,33	1,18
72,13	0,13	13,93	0,13	0,56	0,04	0,28	1,45	2,81	4,71	0,02	1,88
71,66	0,10	13,15	3,19	0,32	0,00	0,34	0,67	3,84	5,24	—	0,02
71,58	0,24	13,91	0,55	0,36	0,00	0,32	1,40	2,48	3,03	—	—
70,15	0,15	13,57	0,80	0,34	0,08	0,15	1,02	3,70	4,62	0,02	0,28
70,10	0,30	14,00	0,90	0,50	0,00	0,30	0,80	3,20	4,10	—	—
70,08	0,14	14,22	0,04	0,99	0,07	0,14	1,08	3,84	3,91	0,02	0,83
69,97	0,13	13,12	1,31	0,24	0,04	0,12	0,84	3,19	4,49	0,02	1,90
69,88	0,30	13,69	0,72	0,36	0,00	0,29	0,90	3,86	3,63	—	—
69,79	0,14	14,32	0,86	0,49	0,05	0,15	0,78	3,70	4,03	0,03	0,54
69,69	0,15	14,23	0,52	0,32	0,06	0,18	0,65	3,35	4,16	—	1,57
69,62	0,36	13,56	0,68	0,37	0,00	0,16	1,35	3,18	4,01	—	—
69,60	0,40	13,60	0,70	0,30	0,00	0,16	1,40	3,20	4,60	—	—
69,59	0,15	14,16	0,89	0,34	0,06	0,13	0,61	3,10	4,65	0,01	1,46
69,52	0,30	13,92	0,47	0,72	0,07	0,26	0,73	5,46	4,49	—	0,70
69,46	0,14	14,11	0,72	0,47	0,05	0,16	0,75	3,52	4,57	0,03	0,58
69,45	0,34	13,64	3,21	1,02	0,07	0,12	0,34	6,70	5,34	0,04	—
69,40	0,30	14,29	0,46	0,50	0,00	0,29	0,85	6,09	4,00	—	—
69,40	0,28	14,59	0,47	0,29	0,00	0,54	1,05	3,90	3,55	—	—
69,30	0,30	14,06	0,67	0,29	0,00	0,16	1,00	3,55	3,82	—	—
69,20	0,70	13,20	0,50	0,60	0,00	0,20	1,80	4,10	4,60	—	—

P_2O_5	H_2O^-	П.п.п.	Сумма	Местонахождение
0,57	0,43	0,43	99,52	Южный склон хр. Цаган-Дабан, падь Дабан-Аман
1,37	0,18	2,44	99,72	Район с. Халбажин
1,08	1,02	1,63	99,54	Скв. 316
1,30	0,47	2,07	99,29	Район оз. Цаган-Нур
1,36	1,18	1,56	99,35	Скв. 316
1,04	0,87	0,87	100,11	Южный склон хр. Цаган-Дабан, междуречье падей Намар-Зан-Дабан-Аман
1,68	0,34	2,57	99,47	Район с. Халбажин
1,14	0,20	2,53	101,28	Район оз. Цаган-Нур

(в вес. %)

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
2,00	99,66	Фельзит	Мухор-Тала
1,10	99,81	Комендитовое стекло	То же
0,81	100,36	Фельзит флюидального сложения	"
0,84	100,36	То же	"
1,00	99,48	"	"
3,56	99,75	Комендитовое стекло	"
1,14	99,65	Фельзит флюидального сложения	"
5,72	99,59	Перлит	"
5,47	100,09	"	"
5,50	99,70	"	"
5,30	99,83	Комендитовое стекло	"
6,39	99,86	То же	"
6,07	99,70	Перлит	"
6,07	100,41	Комендитовое стекло	"
5,52	100,40	То же	"
5,91	99,20	Перлит	"
5,90	99,86	"	"
5,78	99,47	Комендитовое стекло	"
4,56	100,50	То же	"
5,58	99,53	"	"
0,50	100,77	Анортоклазовый трахит	"
4,00	100,18	Перлит	"
6,30	100,36	"	"
6,30	99,45	"	"
4,80	99,70	"	"

Таблица 3 (продолжение)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	
68,79	0,32	16,59	1,72	1,32	0,03	0,06	0,50	4,82	6,15	—		
68,79	0,13	15,00	1,72	0,21	0,05	0,23	0,82	3,03	4,04	0,03	0,31	
68,52	0,53	15,62	0,61	0,15	0,03	0,02	0,12	5,78	6,18	0,03	0,10	
68,04	0,38	13,94	2,23	0,79	0,08	0,11	1,53	2,21	6,65	0,04		
67,00	0,66	12,58	0,90	0,43	0,08	0,26	1,51	4,94	5,22	0,19	0,16	
66,96	0,61	17,37	5,83	0,57	0,06	0,38	1,34	4,14	4,94	0,20	0,72	
66,64	0,62	16,70	1,03	0,63	0,03	0,49	0,73	6,51	6,27	0,14	0,42	
60,46	2,25	16,89	9,11	1,61	0,15	2,14	4,51	4,40	2,90	0,20	1,26	
56,00	2,36	17,73	7,12	2,00	0,08	2,17	6,17	2,87	2,58	—	0,35	
55,66	1,30	18,00	6,63	0,86	0,04	2,23	4,90	4,63	3,47	—	—	
54,62	1,20	16,57	6,28	1,79	0,07	2,87	5,63	3,59	4,37	0,45	0,77	
54,46	2,02	16,77	7,49	0,87	0,09	2,35	3,79	5,62	2,92	0,64	1,14	
54,00	1,25	16,34	3,30	4,43	0,10	3,01	5,52	5,00	2,00	0,19	0,68	
53,96	1,58	17,97	6,62	1,23	0,08	2,75	5,95	4,20	3,88	0,14	0,59	
53,96	1,58	16,91	6,61	1,38	0,12	3,48	5,28	4,90	3,20	0,09	0,69	
53,84	2,04	16,58	13,44	0,77	0,08	0,67	3,81	4,25	2,94	—	—	
53,50	2,00	16,67	9,65	0,44	0,10	2,40	2,88	5,62	3,40	0,19	1,10	
53,50	0,62	18,30	4,19	0,69	0,11	1,72	1,82	6,12	4,40	—	0,34	
53,44	1,77	16,73	8,33	1,82	0,05	1,82	3,67	4,59	3,59	0,18	0,96	
53,40	2,00	15,00	9,12	1,83	0,09	1,83	4,00	4,47	4,16	0,50	0,91	
52,94	2,00	17,64	7,90	0,80	0,06	2,21	4,40	5,00	3,82	0,19	0,74	
52,78	1,51	17,93	6,52	1,96	0,09	3,22	5,08	4,10	2,90	0,37	0,76	
52,76	1,50	16,44	7,10	1,93	0,12	3,31	6,14	4,38	3,25	0,59	0,70	
52,68	1,60	17,46	7,26	1,30	0,10	2,95	6,17	4,32	3,26	—	—	
52,62	2,48	17,24	10,50	0,79	0,07	1,08	4,31	4,45	2,70	0,49	1,46	
52,62	1,40	19,59	7,31	1,29	0,14	2,65	5,36	4,40	2,50	—	1,28	
52,46	1,36	16,73	7,83	0,83	0,11	3,22	5,42	4,45	4,20	—	0,40	
52,36	1,65	16,29	7,94	2,41	0,14	2,61	4,47	5,00	2,38	—	0,89	
52,29	1,60	17,64	7,81	0,95	0,08	2,58	5,49	4,82	3,30	—	—	
52,16	2,33	16,56	8,23	1,94	0,07	2,94	6,63	4,00	2,90	0,17	1,05	
52,16	2,19	17,04	7,25	2,86	0,13	3,30	5,85	4,00	2,10	0,07	1,19	
51,96	1,70	15,89	7,19	1,54	0,14	2,42	5,77	4,00	2,75	0,20	0,96	
51,94	1,95	16,26	6,72	2,59	0,11	6,43	3,55	4,05	3,00	—	—	
51,88	2,10	17,64	5,49	1,55	0,08	2,88	5,98	4,93	2,82	—	—	
51,88	2,55	17,15	7,94	2,55	0,03	1,57	5,70	4,55	2,20	—	1,10	
51,80	1,82	17,37	7,63	2,62	0,14	2,89	6,23	3,60	2,30	0,27	0,87	

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
0,34	100,64	Анортоклазовый трахит	Мухор-Тала
6,55	99,22	Комендитовое стекло	То же
0,10	99,03	Анортитовый трахит	"
5,60	99,18	Перлит	"
0,98	99,64	Фельзит с вкрапленниками андезина	"
1,76	99,04	То же	"
0,50	100,53	Трахит	"
1,69	100,55	Трахидациит	Правый склон пади Торей, пади Нарын, Кундуй и Цалдултый
1,20	99,63	Трахиандезито-базальт	То же
1,81	99,54	Трахиандезит	Падь Жаргалантуй
0,96	99,47	"	Междуречье Торей-Капчеранка
1,17	99,38	"	Левый борт пади Торей, против с. Верхний Торей
5,05	100,87	Трахиандезито-базальт	Левый берег пади Титова
1,24	100,05	Трахиандезит	Пади Кундуй и Алцаг
1,39	99,52	"	Левый борт пади Торей, против с. Верхний Торей
1,58	100,00	"	Падь Жаргалантуй
1,48	99,25	"	Правый берег пади Торей, в 1 км ниже с. Верхний Торей
1,64	99,45	Трахит	Правый борт пади Инцагатуй, междуречье Торей-Капчеранка
2,43	99,40	Трахиандезит	Междуречье Торей-Капчеранка
2,46	99,52	"	То же
1,87	99,36	"	Верховья пади Подхулдочи
2,95	100,17	Трахиандезито-базальт	Падь Нарын
2,36	100,27	Трахиандезит	Междуречье Торей-Капчеранка
2,46	99,56	"	Падь Жаргалантуй
2,44	99,84	Трахиандезито-базальт	Левый склон пади Зун-Гол
1,72	100,26	То же	Левый борт пади Цагатуй, выше с. Цагатуй
1,90	99,51	Трахиандезит	Падь Торей, в 2 км западнее с. Верхний Торей
3,01	99,14	"	Левый берег пади Капчеранка
2,98	99,54	"	Падь Торей, вблизи устья пади Соростуй
1,75	100,50	"	Падь Цагатуй, гора Кундулюй
2,18	100,29	"	Правый склон пади Торей, пади Нарын, Кундуй и Цалдултый
4,86	99,25	"	То же
3,04	-	Трахибазальт	Левый склон пади Нарын, падь Алцак
2,61	-	Трахиандезито-базальт	Правый борт пади Торей, в 1 км выше устья пади Соростуй
2,31	99,49	То же	То же
2,39	99,93	"	Падь Нарын

Таблица 3 (продолжение)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	
51,80	1,88	16,38	5,12	3,37	0,11	2,50	6,78	4,40	2,70	0,02	1,05	
51,80	2,08	16,81	6,88	2,48	0,17	2,65	5,81	5,20	2,25	0,55	0,47	
51,74	1,82	15,94	8,16	1,68	0,08	3,28	5,62	3,56	4,13	1,03	0,49	
51,72	2,42	15,72	5,74	4,47	0,18	3,97	5,98	4,20	1,90	0,15	1,33	
51,68	1,95	18,56	8,76	0,82	0,10	0,89	5,54	5,05	3,82	—	—	
51,58	8,71	16,57	10,23	1,22	0,14	3,08	6,24	3,55	2,35	0,48	1,04	
51,54	1,46	18,79	7,47	0,86	0,12	2,81	6,00	4,80	2,70	0,21	1,28	
51,46	2,44	16,20	9,16	1,23	0,14	2,51	6,84	2,84	2,71	—	1,28	
51,46	2,42	16,53	5,39	4,44	0,13	3,43	6,67	4,50	2,00	0,92	0,92	
51,42	0,83	16,70	10,02	0,80	0,13	2,05	6,60	4,25	3,00	0,38	—	
51,36	2,15	17,31	9,20	1,10	0,11	2,61	5,42	4,70	3,60	0,30	1,19	
51,32	1,40	18,15	7,95	1,14	0,15	3,24	6,43	4,40	2,30	0,26	1,28	
51,28	1,86	16,73	8,01	0,97	0,10	5,44	3,08	4,57	4,40	—	0,04	
51,28	2,20	16,78	4,85	5,96	0,12	3,44	6,13	3,10	1,48	0,16	1,04	
51,22	1,91	16,37	7,98	1,98	0,11	2,98	4,65	4,50	3,00	—	1,17	
51,20	2,03	17,26	6,97	2,64	0,12	3,46	5,53	4,70	3,10	0,13	1,19	
51,14	2,37	16,10	9,26	1,18	0,11	2,89	5,00	5,12	2,00	—	1,10	
51,08	2,20	17,27	9,33	1,85	0,11	3,13	7,19	3,55	2,28	0,27	1,31	
50,96	1,77	16,72	8,14	1,25	0,11	1,24	7,33	3,49	3,45	0,27	0,96	
50,92	1,65	16,54	8,18	1,71	0,13	2,67	5,95	5,65	3,00	—	0,89	
50,82	2,49	16,81	7,82	2,29	0,19	2,79	5,36	4,70	2,90	—	1,01	
50,78	1,95	15,84	6,04	4,05	0,08	3,80	5,80	3,50	1,88	—	—	
50,66	2,45	15,20	11,83	2,00	0,10	2,76	4,77	4,31	3,00	0,70	0,48	
50,64	1,60	18,98	7,98	1,42	0,12	2,03	7,48	3,93	2,77	1,04	0,54	
50,62	2,42	17,24	8,51	1,63	0,10	1,51	5,00	6,15	3,60	—	1,01	
50,62	2,26	16,87	8,83	2,40	0,09	2,66	5,19	3,70	2,75	0,05	0,98	
50,60	2,36	17,70	9,91	2,87	0,08	2,11	5,27	2,95	3,80	0,33	0,20	
50,60	3,01	16,13	11,12	1,40	0,13	2,19	5,41	4,55	2,00	0,60		
50,51	2,00	17,60	8,60	1,36	0,15	2,78	5,67	4,20	3,40	0,40	0,69	
50,50	1,08	19,40	6,02	1,01	0,11	3,73	6,28	5,99	2,42	—	0,36	

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
3,55	99,78	Трахиандезито-базальт	Правый склон пади Торей, пади Нарын, Кундуй и Цалдултый
3,30	99,98	Анальцимовый трахиандезито-базальт	Правый борт долины р. Еро-Гол
2,10	99,14	Миндалекаменный трахиандезито-базальт	Правый борт пади Худога
2,66	100,41	Трахиандезито-базальт	Левый борт пади Торей, падь Орголюк
2,27	99,44	Крупнолейстовый трахиандезито-базальт	Правый склон долины р. Торей
1,30	100,51	Трахиандезито-базальт	Левый склон пади Зун-Гол
2,26	100,12	То же	Левый борт пади Цагатуй, выше с. Цагатуй
2,76	99,57	"	Левый борт пади Торей, против устья пади Соростуй
1,96	95,85	"	Левый склон пади Зун-Торей
3,50	99,58	"	Правый борт пади Инцагатуй
1,75	100,52	"	Правый борт пади Торей
2,20	99,96	Трахиандезито-базальт	Левый борт пади Цагатуй, в 1 км выше с. Цагатуй
3,11	99,59	Трахиандезит	Падь Торей, в 2 км западнее с. Верхний Торей
3,52	99,90	Трахиандезито-базальт	Левый борт пади Зун-Гол
3,40	99,29	То же	Правый склон пади Торей, пади Нарын, Кундуй и Цалдултый
2,61	100,94	"	Левый склон пади Торей, падь Орголюк
2,73	99,50	"	Левый борт пади Джаргалантуй
1,63	100,20	"	Левый борт пади Зун-Гол
3,87	99,72	"	Междуречье Торей-Капчеранка
3,52	100,81	"	Левый борт пади Джаргалантуй
2,85	99,23	"	Левый борт пади Капчеранка
6,23	100,00	Трахиандезитовый базальт	Правый борт долины р. Алцак
1,68	99,54	Авгитовый трахиандезито-базальт	Западная оконечность хр. Хоруха
1,32	99,85	Трахиандезито-базальт	Левобережье р. Хилок, западная оконечность Тунгуйской впадины
5,29	100,08	То же	Правый борт пади Торей, в 1 км выше устья пади Соростуй
3,28	99,62	"	Левый борт пади Торей, падь Орголюк
1,40	99,38	Оливиновый трахиандезито-базальт	Западная часть хр. Хоруха
2,75	99,83	Трахиандезито-базальт	Правый борт долины р. Еро-Гол
2,08	99,44	То же	Верховья пади Ичетуй
3,71	100,25	"	Юго-восточный склон горы Барун-Бурин-Хан

Таблица 3 (продолжение)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
50,50	2,44	17,02	7,80	2,34	0,17	3,36	6,98	3,20	2,70	0,27	1,11
50,44	2,18	16,47	9,37	1,74	0,10	2,81	6,59	2,67	3,03	-	1,28
50,34	1,97	17,10	5,67	3,80	0,13	3,50	7,83	4,05	2,64		-
50,30	2,28	15,65	8,45	1,85	0,16	2,24	9,55	2,81	2,71	1,05	1,05
50,30	2,37	13,60	3,85	6,39	0,12	3,79	8,60	3,80	2,00	0,15	1,19
50,29	2,27	15,65	6,52	4,51	0,15	4,09	6,95	2,95	2,97	0,18	1,17
50,26	2,30	18,23	5,23	4,50	0,18	3,81	5,83	4,38	2,37	0,67	0,76
50,24	1,40	16,59	6,68	1,10	0,11	3,89	8,50	5,69	1,45	0,08	1,27
50,18	2,00	15,92	7,99	2,57	0,13	3,29	5,55	3,71	3,99	0,57	1,17
50,06	1,94	15,97	8,46	1,59	0,10	3,72	5,86	1,94	6,18	-	1,28
50,06	1,68	17,74	9,36	0,60	0,20	2,53	5,96	4,35	2,84	0,28	1,58
50,06	1,50	17,45	4,91	4,61	0,15	3,36	6,33	4,60	2,90	0,45	0,41
50,04	2,55	15,14	8,23	2,85	0,19	2,75	6,34	5,75	1,50	-	1,28
49,98	2,44	17,41	6,63	4,10	0,10	4,32	5,96	3,50	2,28	0,82	1,14
49,94	2,55	15,93	8,72	2,00	0,11	3,22	5,62	4,40	3,12	-	1,19
49,84	1,98	16,50	2,43	6,00	0,16	6,72	7,32	3,00	2,00	0,55	0,80
49,72	1,55	17,41	9,00	1,12	0,10	2,45	5,89	5,93	1,41	0,50	1,02
49,66	1,89	16,56	7,28	1,21	0,13	4,80	6,60	4,25	3,00	0,35	1,95
49,60	1,09	17,97	6,67	0,54	0,15	2,45	8,40	4,37	3,73	-	0,53
49,56	1,92	16,77	5,49	4,00	0,11	3,98	6,81	4,00	2,55	0,82	0,82
49,32	2,01	16,70	10,65	2,08	0,13	2,88	6,68	3,70	2,16	0,17	1,25
49,30	1,84	17,58	5,61	4,21	0,15	5,01	6,69	4,00	2,20	-	1,28
49,24	2,02	16,53	9,81	1,18	0,13	2,82	5,64	3,76	2,94	0,52	1,17
49,24	2,19	14,90	7,57	3,04	0,13	4,57	7,07	4,40	2,30	0,08	1,58
49,20	2,50	16,28	9,34	2,04	0,13	2,89	3,69	4,90	3,28	-	1,19
49,18	2,25	17,15	10,69	1,00	0,09	3,43	5,67	4,30	2,47	-	0,92
49,06	2,34	18,00	8,36	1,67	0,14	3,32	8,03	4,65	1,85	0,33	0,98
49,02	2,15	17,99	5,90	3,70	0,13	3,16	6,44	3,65	2,65	-	0,86
48,86	2,37	15,58	10,15	1,71	0,10	2,23	5,64	5,50	2,37	-	1,47
48,86	2,25	17,80	10,69	1,55	0,13	4,95	3,18	4,64	2,64	-	-
48,80	3,03	16,30	6,05	5,40	0,16	5,16	6,41	3,65	1,42	0,34	1,19

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
2,13	99,76	Трахиандезито-базальт	Левый борт пади Цагатуй, в 1 км выше с. Цагатуй
2,58	99,24	То же	Левый борт пади Торей, против устья пади Соростуй
3,06	100,09	Трахибазальт	Падь Торей
2,78	100,03	Трахиандезито-базальт	Междуречье Торей – Капчеранка
3,13	99,30	То же	Левый борт пади Торей и падь Орголюк
2,28	99,93	”	Левый борт пади Зун-Торей
1,81	99,66	”	Междуречье Нарын – Гегестуй
2,63	99,28	”	Правый борт пади Инцагатуй
2,28	99,31	”	Верховья пади Капчеранка
3,05	100,15	Трахиандезит	Падь Торей, вблизи устья пади Соростуй
2,32	99,50	Трахиандезито-базальт	Левобережье р. Хилок, западная оконечность Тугнуйской впадины
2,58	99,31	То же	Верховья р. Цагатуй
2,71	99,23	”	Левый борт пади Зун-Торей
1,73	99,60	Трахибазальт	Левый борт пади Зун-Гол
2,85	99,72	Трахиандезито-базальт	Левый борт пади Зун-Торей
2,37	99,67	Трахибазальт	То же
3,37	100,10	Трахиандезито-базальт	Левый борт пади Алцак, ниже устья пади Огир-Дабан
2,82	100,09	То же	Хр. Хоруха
4,99	99,96	Трахиандезито-базальт	Левый борт пади Худога
0,14	99,56	То же	Верховья пади Западный Нарын
1,82	99,40	”	Левый борт пади Зун-Гол
2,32	100,29	Трахибазальт	То же
3,08	99,83	”	Междуречье Торей – Капчеранка
2,12	99,12	”	Правый борт пади Торей, пади Нарын, Кундуй и Цалдултый
4,07	99,56	”	Левый борт пади Капчеранка
2,32	99,47	”	Правый борт пади Торей, в 1 км выше устья пади Соростуй
2,02	100,42	Трахиандезито-базальт	Правый борт пади Торей, в 1 км ниже с. Верхний Торей
3,95	99,60	То же	Левый борт пади Торей, падь Орголюк
3,27	99,25	Трахибазальт	Правый борт пади Торей, в 1 км выше устья пади Соростуй
3,31	99,00	”	Пади Нарын и Аршак
1,83	99,40	”	Левый борт пади Зун-Гол

Таблица 3 (окончание)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
48,58	2,11	18,05	8,21	2,86	0,11	2,56	5,03	3,70	2,83	0,13	1,83
48,56	2,61	15,84	5,60	4,81	0,18	3,31	6,51	4,00	5,25	-	1,19
48,56	2,25	17,80	10,69	1,55	0,13	3,18	4,95	4,64	2,64	-	-
48,55	1,79	15,36	8,65	2,13	0,14	4,03	6,48	4,95	3,30	0,05	1,08
48,34	2,25	16,03	10,96	0,96	0,10	1,95	8,26	3,46	2,69	0,27	1,28
48,30	2,58	16,68	5,60	5,60	0,17	4,18	7,01	3,57	2,86	0,26	0,86
48,18	4,47	17,28	6,15	3,33	0,11	3,55	6,00	4,18	2,52	-	1,06
48,14	2,80	17,50	5,06	2,56	0,08	4,47	7,90	3,65	3,20	0,13	0,62
47,86	2,00	16,89	7,25	5,29	0,21	2,08	0,53	3,59	3,10	0,61	0,90
47,78	2,61	16,10	6,21	4,00	0,16	4,00	7,82	4,20	2,90	-	1,19
47,56	1,90	16,10	3,83	5,56	0,02	5,29	8,72	2,62	2,40	0,18	0,70
47,52	1,72	17,12	5,00	5,91	0,13	7,03	9,12	2,42	1,66	-	0,56
47,50	1,76	18,05	5,68	4,09	0,21	3,17	5,50	6,65	4,52	0,50	-
47,32	2,50	17,68	8,79	4,18	0,13	3,77	6,45	5,09	2,41	0,62	0,82
47,32	2,77	16,67	6,68	5,17	0,15	4,48	6,79	3,50	2,10	0,80	1,38
47,10	3,15	15,98	8,98	2,37	0,12	4,50	7,83	3,68	3,22	-	-
46,96	2,35	16,94	8,27	2,83	0,09	3,24	6,49	4,30	2,10	0,11	0,90
46,84	2,21	17,31	5,48	4,45	0,16	6,72	7,00	3,20	2,08	0,66	0,92
46,56	2,42	15,93	5,22	5,30	0,11	6,65	6,95	4,40	2,00	-	0,90
46,54	2,36	16,05	7,48	3,11	0,12	5,00	7,62	3,59	3,41	-	1,36
46,42	1,84	18,14	4,95	5,58	0,14	6,85	8,20	2,28	1,20	-	1,08
46,10	1,86	16,53	6,76	2,77	0,18	2,64	9,02	3,92	2,52	-	-
44,90	1,61	17,02	5,15	4,77	0,10	7,79	11,02	2,65	0,77	-	0,67

Примечание. По данным В.М. Афанасьева, И.В. Белова, А.Я. Волянюка, В.Н. Кадачигова, А.А. Карбаинова, А.С. Киреева, А.И. Кисслева, Ю.В. Комарова, И.И. Панова, Д.Д. Сагалуева, А.Я. Салтыковского, В.В. Скрипкиной, В.И. Турунхаева.

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
4,28	100,02	Трахиандезито-базальт	Левый борт пади Зун-Гол
2,64	100,50	То же	То же
3,13	99,52	Базальтовый трахибазальт	Правый борт долины р. Алцак
3,20	100,74	То же	Устье р. Джиды, левый берег
3,17	99,45	”	Верховья р. Капчеранки
2,24	99,59	Трахибазальтовый базальт	Правобережье р. Ичтуй
3,50	100,33	Базальтовый трахибазальт	Падь Нарын, севернее с. Алцак
3,34	99,48	То же	Правый борт долины р. Еро-Гол
3,19	100,49	Трахибазальт	Междуречье Торей-Капчеранка
2,75	99,72	”	Падь Торей, в 0,5 км выше устья пади Соростуй
4,70	99,58	Базальтовый трахибазальт	Р. Бургултай
1,86	99,49	Базальт	Юго-восточный склон горы Барун-Бурин-Хан
2,45	100,08	Тефрит	Водораздел рек Нарын и Ичтуй
1,84	100,78	Трахибазальтовый базальт	То же
2,13	99,52	Трахибазальт	Левый борт пади Цагатуй
2,60	99,53	”	Падь Цалдултый, в 1 км западнее с. Верхний Торей
1,85	99,32	Трахиандезито-базальт	Левый борт пади Торей, падь Орголюк
3,08	99,45	Трахибазальт	Левый борт пади Цагатуй
2,93	99,37	”	Водораздел падей Зун-Торей и Бургултай
2,56	99,22	”	Левый борт пади Торей, против устья пади Соростуй
2,66	99,25	Базальтовый трахибазальт	Западный склон горы Барун-Бурин-Хан
7,06	99,36	То же	Правый склон долины р. Алцак
3,98	99,78	”	Гора Барун-Бурин-Хан

Таблица 4

Химический состав вулканических пород худогинской свиты (в вес. %)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
73,52	0,27	12,62	1,52	2,80	0,08	0,19	0,59	4,72	4,01	—	—
72,44	0,15	14,73	0,54	0,25	0,03	0,27	0,35	4,66	3,89	1,38	—
72,02	0,18	13,30	2,21	0,44	0,05	0,49	0,22	4,50	4,20	0,35	0,51
70,96	0,50	15,15	1,84	0,36	0,13	0,12	0,49	4,50	4,60	0,17	1,06
70,32	0,20	14,44	0,37	0,39	0,09	0,01	0,74	3,45	4,89	—	5,12
70,24	0,19	13,26	1,10	0,44	0,08	0,06	0,74	3,31	5,36	—	5,44
69,66	1,21	12,38	1,96	0,36	0,08	0,12	0,90	3,33	4,54	—	5,20
69,48	0,26	14,70	1,24	0,32	0,08	0,42	0,01	3,58	4,78	0,15	3,08
69,38	0,27	14,77	0,71	0,52	0,08	0,40	0,96	4,14	4,46	0,20	3,10
68,70	0,30	16,17	1,74	0,81	0,08	0,61	0,64	5,23	5,48	0,35	—
68,66	0,31	15,90	2,16	0,65	0,12	1,35	1,03	4,50	5,80	0,29	0,12
68,56	0,25	16,45	2,15	0,20	0,12	0,22	0,54	4,22	6,34	—	—
68,10	0,37	14,71	2,12	0,72	0,05	0,50	0,75	5,70	5,70	—	0,70
68,00	0,40	14,30	4,40	0,54	0,04	1,01	0,96	5,54	4,36	0,10	0,40
67,68	0,40	14,78	2,27	0,71	0,09	0,76	0,70	5,10	7,65	0,07	—
67,64	0,29	14,01	0,96	0,72	0,07	0,08	0,62	5,28	4,20	5,60	—
66,28	0,38	18,74	2,23	0,31	0,05	0,27	0,86	5,82	4,35	0,06	0,87
66,28	0,34	18,17	2,91	0,14	0,04	0,03	0,16	4,74	6,77	—	—
65,18	0,32	19,14	2,87	0,28	0,01	0,15	0,45	4,08	6,62	—	—
64,89	0,68	17,76	2,96	0,45	0,10	1,06	1,23	5,22	5,47	0,20	0,06
64,86	0,60	17,62	2,38	1,01	0,06	1,02	0,79	5,00	5,13	0,15	—
64,10	0,33	16,14	3,27	0,83	0,14	1,09	1,04	2,70	8,00	1,60	0,30
63,92	0,70	18,33	1,44	2,15	0,10	0,77	0,95	4,97	6,33	0,44	0,35
63,62	0,94	17,69	1,92	2,44	0,12	0,72	1,01	5,52	5,78	0,20	0,18
63,54	0,68	17,88	3,97	0,22	0,07	0,40	0,53	5,00	5,35	0,27	—
63,34	0,67	17,48	2,27	0,85	0,07	0,98	1,80	4,35	7,35	0,22	—
62,87	0,74	16,91	3,86	0,25	0,09	1,34	1,82	5,67	5,30	0,22	0,12
62,64	0,77	16,88	3,34	0,65	0,12	1,86	2,07	5,00	5,35	0,28	0,11
62,61	0,80	17,45	3,56	0,31	0,16	1,19	1,82	5,20	5,37	0,28	0,16
62,50	1,10	17,30	2,50	1,09	0,01	1,60	1,56	4,60	6,50	0,25	0,30
62,46	0,76	17,64	3,73	0,20	0,10	1,25	1,60	5,75	5,20	0,26	0,12
62,40	0,56	16,76	3,23	0,87	0,04	1,20	1,64	5,50	7,10	0,22	0,16
61,88	0,78	17,40	3,36	0,68	0,17	1,45	2,07	5,20	5,20	0,27	0,07
61,88	0,78	17,40	4,20	0,20	0,13	1,09	2,14	4,60	5,57	0,24	0,12
61,72	0,82	17,95	4,67	0,14	0,10	0,48	0,68	4,40	6,25	0,37	0,05
61,46	0,60	18,72	4,98	0,95	0,08	0,74	1,92	4,71	6,07	0,15	—
61,37	0,47	18,11	2,60	0,80	0,06	1,56	2,07	7,40	3,50	—	1,56
60,85	0,77	17,76	2,94	2,54	0,25	0,56	1,12	6,70	4,50	0,35	1,79
60,60	1,23	17,81	3,35	2,16	0,11	1,19	1,52	5,36	6,16	0,16	0,32
60,58	0,59	17,24	4,06	1,31	0,07	0,72	2,00	6,20	6,30	0,11	0,18

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
0,04	100,36	Фельзит-порфир	Нижнее течение р. Читинки
—	99,29	Фельзит	Мухор-Тала
1,07	99,43	Фельзит-порфир	Правый берег пади Инцагатуй
0,04	99,75	Фельзит	Ключ Колодезный
—	100,02	Вулканическое стекло	Мухор-Тала
—	100,22	То же	То же
—	99,74	”	”
0,20	99,25	”	”
0,31	99,30	”	”
0,03	99,79	Лава кислых эффу- зивов	Левый склон долины р. Торей, вблизи с. Верхний Торей
—	100,60	То же	С. Верхний Торей
0,40	99,45	Фельзит	Хамбинский хребет, р. Удунга
0,06	99,48	Трахилипарит	К востоку от с. Новоспасское
0,04	99,99	”	Верховья пади Цагатуй
0,53	100,74	Трахит	Левый борт пади Худога
—	99,53	Вулканическое стекло	Мухор-Тала
—	100,16	Кварцсодержащий трахит	Гора Барун-Бурин-Хан
—	99,58	Трахит	Южный склон Боргойского хребта
0,26	99,36	”	Южный склон хр. Харуха
0,73	99,68	”	Левый борт пади Худога
0,76	99,38	”	Юго-западный склон горы Барун-Бурин-Хан
—	99,69	Кварцсодержащий трахит	Правый борт пади Инцагатуй
0,16	100,17	Афанитовый трахит	Падь Худога к юго-западу от горы Барун- Бурин-Хан
0,08	100,02	Трахитовый порфир	Левобережье р. Темник, ниже дер. Иро
1,26	99,39	Трахит	Правый борт пади Худога
0,71	100,09	”	Гора Барун-Бурин-Хан
0,58	99,77	”	То же
0,55	99,50	”	”
0,73	99,64	”	Левый приток пади Иро
0,47	99,77	”	Верховья пади Зун-Худога
0,52	99,61	”	То же
0,77	100,29	”	Падь Зун-Худога
0,62	99,45	”	То же
1,25	99,60	”	”
1,75	99,39	”	Левый борт пади Зун-Гол
—	100,23	”	Падь Худога
0,30	99,80	”	Падь Инцагатуй
0,19	100,32	”	Верховья пади Цагатуй
0,11	99,92	”	Западная оконечность хр. Харуха
1,10	100,57	”	Падь Барун-Худога

Таблица 4 (окончание)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
60,37	0,91	18,71	3,79	1,07	0,14	1,01	0,73	5,50	5,35	0,14	—
59,68	0,39	16,36	4,36	1,17	0,10	2,57	3,30	4,70	4,60	0,37	—
59,68	0,71	17,64	3,10	1,17	0,12	1,44	3,47	6,50	3,80	—	1,26
59,40	1,19	18,68	3,03	2,87	0,15	1,58	1,69	5,64	6,07	0,20	0,20
58,60	1,74	17,32	6,39	3,51	0,12	2,90	6,60	6,00	2,20	0,60	0,33
58,52	0,96	16,10	5,46	0,95	0,05	2,14	4,42	4,70	3,90	0,62	0,70
58,36	0,44	16,48	4,60	0,88	0,99	3,75	2,48	5,50	3,60	0,05	—
58,22	1,51	17,10	4,45	1,22	0,10	1,35	1,40	5,50	5,50	0,64	—
58,00	0,47	15,78	2,62	2,85	0,11	1,94	4,23	5,25	2,80	0,37	—
57,92	0,45	16,64	5,71	0,62	0,11	2,84	2,56	6,20	3,60	0,38	—
57,04	0,62	16,90	6,52	1,02	0,10	2,41	3,19	5,63	3,70	0,62	—
55,06	1,46	18,93	6,33	0,90	0,07	2,57	4,42	5,50	2,96	0,73	0,54
55,44	0,56	17,13	6,48	1,02	0,12	2,44	4,15	4,90	3,90	0,66	—
55,01	1,90	16,47	8,66	0,29	0,06	2,70	3,90	5,75	2,50	0,58	1,85
54,80	0,44	17,03	6,25	0,33	0,29	2,19	4,04	5,80	4,65	0,60	—
54,24	1,73	15,84	8,55	0,77	0,10	2,96	6,61	3,65	3,00	0,88	0,03
53,90	1,98	17,69	5,56	1,51	0,87	2,29	4,42	4,20	4,30	1,14	—
53,90	2,07	15,95	7,64	1,96	0,10	3,78	5,12	4,10	2,85	0,86	0,35
53,82	1,87	16,45	7,09	1,66	0,19	3,50	5,79	4,30	3,10	0,37	0,98
53,54	0,80	17,38	5,28	2,70	0,08	2,97	4,67	4,50	2,90	2,71	—
52,56	1,51	17,78	4,96	3,00	0,12	3,20	7,57	3,80	2,20	0,86	0,25
52,55	1,50	15,28	7,40	0,88	0,12	5,42	5,33	5,00	2,80	0,55	1,08
52,53	1,28	17,57	5,68	2,93	0,10	3,06	7,00	4,90	2,25	0,88	0,15
52,24	1,74	17,55	8,76	1,08	0,13	3,14	5,18	5,25	3,00	1,08	—
51,84	0,79	16,66	5,09	3,44	0,14	2,44	5,71	3,90	3,70	1,03	—
51,80	2,08	16,81	6,88	2,48	0,17	2,65	5,80	5,20	2,25	0,55	0,77
51,64	1,71	15,98	6,41	2,48	0,14	3,58	5,92	4,45	3,71	1,06	0,58
51,42	8,30	16,70	10,02	0,80	0,15	2,05	4,93	5,38	2,80	0,38	—
51,17	1,79	16,87	9,05	0,68	0,15	3,06	7,07	4,12	2,87	1,04	0,77
50,91	1,79	15,73	5,43	4,01	0,14	4,03	7,93	3,20	2,25	0,91	0,78
50,72	1,20	17,66	7,37	0,72	0,09	0,59	10,60	4,90	2,00	0,52	0,80
50,72	2,01	16,80	8,50	1,52	0,10	3,02	6,52	4,40	3,30	0,86	0,89
50,24	1,40	16,59	6,68	1,10	0,11	3,89	8,50	5,69	1,45	1,03	0,27
49,94	1,20	18,41	5,03	4,20	0,14	3,49	5,86	5,50	3,00	1,43	—
49,40	1,16	17,28	4,81	2,70	1,14	3,44	6,55	4,00	3,30	0,80	0,30
49,14	2,80	17,50	5,06	2,56	0,08	4,47	7,90	3,65	3,20	0,02	—
48,39	1,92	16,35	5,32	5,12	0,13	5,15	8,02	3,90	2,20	0,96	0,52
48,42	1,84	16,28	6,35	3,47	0,20	4,49	7,91	3,70	2,70	—	—

Примечание. По данным В.М. Афанасьева, А.С. Киреева, В.М. Скобло, В.В. Скрипкиной, А.Я. Салтыковского.

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
0,34	99,40	Трахит	Правый борт пади Ичетуй, выше устья пади Хапчерок
1,65	99,28	То же	Левый борт пади Халгатуй
0,45	99,34	Альбитофир	Правый борт пади Халгатуй
0,06	100,56	Трахит	Юго-восточный склон Хамбинского хребта
1,57	100,14	Трахибазальт-трахиандезит	Правый борт пади Инцагатуй
2,04	99,27	Трахит	Левый борт пади Халгатуй
3,70	99,93	"	То же
1,82	99,57	"	Юго-западный склон горы Барун-Бурун-Хан
5,37	99,81	"	Правый борт пади Инцагатуй
2,24	99,27	Трахит	То же
2,12	99,93	"	"
1,74	100,66	Трахибазальт	Юго-западный склон горы Барун-Бурун-Хан
2,52	99,32	"	Правый борт пади Инцагатуй
1,85	99,53	Трахибазальт-трахиандезит	Правый борт пади Иро
3,63	100,04	То же	Правый борт пади Инцагатуй
1,41	99,77	"	То же
2,29	99,35	"	Гора Барун-Бурун-Хан
2,09	99,37	Трахибазальт	Левый борт пади Худога
0,77	100,25	Трахибазальт-трахиандезит	Падь Зун-Худога
3,62	99,15	То же	Правый борт пади Инцагатуй
1,80	99,61	"	То же
2,85	100,76	"	Правый борт пади Иро
1,46	99,79	"	То же
2,03	100,91	Трахибазальт	Левый борт пади Худога
4,43	99,27	Трахибазальт-трахиандезит	Правый борт пади Инцагатуй
3,30	100,95	То же	Правый борт пади Иро
2,17	99,63	"	Верховья пади Иро
3,50	99,46	"	Правый борт пади Инцагатуй
1,35	99,93	"	То же
2,66	99,97	"	Верховья пади Иро
3,00	100,15	Трахибазальт	Левый борт пади Худога
1,66	100,28	Трахибазальт-трахиандезит	Верховья пади Зун-Худога
2,63	99,25	То же	Правый борт пади Инцагатуй
2,43	100,72	Трахибазальт	Левый борт пади Зун-Гол
6,05	99,93	Трахибазальт-трахиандезит	То же
3,34	99,72	То же	Левый склон пади Халгатуй
1,78	99,73	"	Верховья пади Иро
-	100,14	"	Верховья пади Зун-Худога

Таблица 5

Химический состав перлитоносной формации (Забайкалье) (в вес. %)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
72,80	0,34	14,06	0,85	0,58	0,03	0,21	0,36	1,50	7,26	0,06
72,60	0,39	12,87	1,65	0,58	0,03	0,33	0,53	2,90	6,00	0,11
68,70	0,40	15,57	1,25	0,71	0,04	0,49	0,63	4,70	5,95	0,08
67,00	0,38	13,94	0,90	0,79	0,08	0,11	1,53	2,21	6,65	0,04
65,64	0,38	14,48	1,60	1,15	0,09	0,05	1,30	4,07	4,25	0,04
65,06	0,45	14,44	1,81	0,97	0,12	0,13	2,44	4,56	2,95	0,02

Примечание. По данным В.В. Скрипкиной.

Таблица 6

Химический состав вулканических пород Боргойской свиты (в вес.%)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
74,38	0,19	13,57	1,92	0,50	0,02	0,52	0,33	5,00	3,20	0,15	0,13
71,32	0,34	15,42	2,35	0,57	0,02	0,41	0,67	6,25	1,75	0,18	—
71,28	0,46	14,80	1,88	0,43	0,06	0,67	1,52	1,52	1,25	0,07	—
69,56	0,25	13,83	1,28	0,72	0,06	0,36	3,22	7,60	0,43	0,09	0,07
68,46	0,56	17,19	3,05	0,29	0,04	0,60	0,58	3,70	4,00	0,07	—
67,86	0,34	16,87	1,70	0,58	0,07	1,02	0,39	5,50	6,00	0,03	—
66,40	0,31	17,72	3,38	0,86	0,06	0,40	0,39	5,75	4,40	0,09	0,12
66,50	0,37	15,20	4,00	2,17	0,10	0,90	1,56	5,00	3,00	0,04	—
65,46	0,64	16,80	1,92	1,74	0,06	1,61	2,00	5,00	3,00	0,14	—
64,08	0,68	18,57	2,54	0,45	0,03	0,61	0,58	5,35	6,70	0,14	—
63,80	0,65	19,66	1,29	0,93	0,03	0,76	0,88	6,80	4,10	0,27	0,05
63,00	0,92	18,21	3,43	0,72	0,02	0,39	1,19	5,50	4,00	0,32	—
57,30	1,54	20,21	4,48	1,22	0,05	1,39	1,88	2,25	5,55	0,23	0,07
56,98	0,80	17,85	4,27	1,67	0,09	1,91	3,49	5,50	4,40	0,91	—
56,70	0,83	16,86	6,46	1,47	0,17	4,00	6,55	4,10	0,85	0,38	—
56,58	1,01	19,27	3,28	3,05	0,10	2,70	3,98	5,80	2,80	0,27	—
56,28	0,94	17,02	4,15	1,95	0,12	2,65	3,88	6,10	3,70	1,04	—
56,02	1,26	19,17	4,13	1,09	0,11	1,40	4,71	4,75	3,70	0,57	—
55,50	1,33	16,53	4,14	2,42	0,13	3,06	4,55	5,00	3,55	0,73	—
55,50	0,91	18,51	6,12	0,69	0,09	2,68	5,68	4,40	3,60	0,70	0,08
55,42	1,09	17,40	5,50	1,01	0,10	2,17	6,78	5,52	3,20	0,73	—
54,24	1,90	17,83	2,37	4,52	0,13	3,32	3,17	6,00	2,55	0,64	—
54,74	1,23	19,06	5,84	3,26	0,09	0,30	4,81	5,50	2,50	0,49	—
53,56	1,14	18,12	2,35	5,93	0,14	4,89	4,07	4,70	3,30	0,59	0,02
53,20	1,15	18,53	4,64	1,66	0,11	3,36	4,61	2,70	3,10	0,92	0,21
53,14	1,14	19,05	4,63	3,16	0,10	3,00	6,79	4,00	1,60	0,55	—
51,98	1,39	16,95	2,71	5,30	0,12	5,17	3,79	3,85	3,20	0,73	—
51,98	1,81	17,06	7,01	1,74	0,14	1,83	6,85	4,60	2,80	0,91	—

H_2O^-	П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
1,15	1,40	99,59	Липарит	Хр. Цаган-Дабан
0,24	1,37	99,36	Фельзит-порфир	Правый борт долины р. Тугнуйки
0,27	0,27	99,56	Липарит	Южный склон хр. Цаган-Дабан
—	5,50	99,28	Перлит	Рудопоявление Лиственничное
—	0,32	99,37	”	Рудопоявление Шинестуйское
—	6,22	99,31	”	Рудопоявление Кусотинское

	П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
	0,42	100,20	Липарит	Верховья пади Убур-Билютай
	0,74	100,20	”	Левый борт пади Убур-Билютай
	1,69	99,31	”	Западнее устья пади Убур-Билютай
	2,63	99,96	Альбитофир	Гора Баин-Улан
	0,96	99,50	Трахитовый порфир	Урочище Убур-Дзокой
	0,66	101,02	Трахит	Водораздел падей Крыжово-Ара-Билютай
	0,82	100,58	Трахидациит	Бассейн р. Ара-Билютай
	0,73	99,57	Түф трахидациита	То же
	1,72	100,09	Дациит	”
	1,28	100,01	Бостонит	Правый борт долины р. Селенги, урочище Убур-Дзокой
	0,64	99,81	Трахидациит	Бассейн р. Ара-Билютай
	1,60	99,30	”	Гора Джасак
	3,11	99,21	Андезит	Дер. Атхатуй
	—	99,47	”	Боргойский хребет
	2,69	101,11	”	Южнее урочища Убур-Дзокой
	2,29	100,88	Сиенит-диорит	Урочище Убур-Дзокой
	1,88	99,71	Трахиандезит	Падь Убур-Билютай
	2,53	99,44	Андезит	Левый борт долины р. Чикоя
	2,49	99,43	Сиенит-порфир	Южный склон Боргойского хребта
	0,45	100,83	Андезит	Водораздел рек Селенги и Чикоя
	2,67	100,32	”	Правый склон пади Гунжан
	3,17	99,25	”	Левый борт пади Убур-Билютай
	3,60	100,43	”	Гора Атхатуй
	1,98	100,77	”	Левый берег р. Селенги
	2,14	99,12	Андезито-базальт	Стрелка Селенги и Чикоя
	3,05	100,21	”	Правый борт пади Убур-Билютай
	4,24	99,43	”	Шток эссексита, левый борт пади Убур-Билютай
	—	99,45	”	Боргойский хребет

Таблица 6 (окончание)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
51,82	1,28	19,86	4,92	9,94	0,11	1,11	3,98	6,00	2,45	0,46	—
51,36	1,37	20,39	3,76	3,76	0,08	2,09	7,48	4,00	3,35	0,71	—
50,94	1,08	17,83	6,91	1,92	0,09	3,53	5,75	4,40	2,90	0,76	—
50,90	1,39	17,02	1,95	5,60	0,15	5,19	4,20	4,70	3,20	0,73	—
50,58	1,55	17,79	7,05	1,55	1,10	4,46	6,08	2,90	3,50	0,76	—
50,18	1,83	17,06	3,01	5,86	0,12	4,01	5,03	2,82	3,64	0,53	5,42
50,16	1,40	19,27	2,36	6,15	0,14	4,01	8,30	3,60	1,70	0,79	—
50,04	1,40	19,32	4,65	5,64	0,14	3,14	5,87	4,40	3,60	0,59	—
49,54	1,51	17,13	5,20	2,93	0,12	2,82	7,67	3,30	3,20	0,73	—
48,88	2,16	17,83	4,17	6,44	0,05	3,28	7,80	3,60	2,50	1,24	—
48,44	2,20	17,51	7,35	3,04	0,11	3,86	6,81	3,85	2,60	1,11	0,02
48,06	1,25	16,75	4,66	3,88	0,14	4,51	8,35	5,20	5,90	0,32	—
47,76	1,20	19,34	3,53	6,18	0,14	5,25	6,14	2,37	4,20	0,69	0,26
47,34	1,90	17,68	4,01	4,85	0,14	4,88	6,84	3,60	2,30	1,03	—
46,86	1,20	17,55	2,27	5,11	0,14	3,93	7,80	4,00	2,10	0,76	0,22
46,78	1,16	18,45	3,04	4,54	0,11	4,21	8,24	2,82	1,71	0,77	2,64
46,42	2,47	18,34	7,75	3,11	0,10	3,93	5,93	3,65	3,40	1,24	0,06

Примечание. По данным Ю.В. Комарова, В.В. Скрипкиной.

Таблица 7

Химический состав вулканических пород Харитоновского участка (в вес. %)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
76,14	0,17	11,41	1,10	2,44	0,05	0,28	0,28	5,20	3,42	—	0,42
74,76	0,25	11,46	1,74	1,87	0,15	0,64	0,72	6,28	1,50	0,01	0,34
73,62	0,17	14,05	2,29	0,51	0,05	0,00	0,67	4,50	3,20	0,03	0,28
73,28	0,08	13,98	1,72	0,30	0,00	0,22	0,53	2,66	6,09	0,06	0,18
72,54	0,26	14,87	0,47	1,30	0,02	0,21	0,13	2,98	6,09	—	0,14
72,48	0,19	15,35	0,96	0,72	0,07	0,60	1,02	2,58	6,04	—	—
71,54	0,16	14,13	2,56	0,73	0,05	0,44	0,77	4,00	5,00	0,05	0,33
71,50	0,24	15,09	1,25	0,75	0,06	0,30	0,67	2,32	6,09	—	0,40
71,00	0,20	14,13	2,81	0,80	0,12	0,80	0,60	5,00	4,30	0,04	0,48
70,94	0,31	15,14	1,41	0,22	0,00	0,32	0,72	5,00	4,50	0,07	0,90
70,92	0,48	14,59	1,37	1,33	0,06	0,54	0,80	2,77	5,83	0,03	0,13

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
3,45	99,45	Андезит	Гора Атхатуй
1,48	99,83	Андезито-базальт	Правый берег р. Чикой, в приустьевой части
4,20	100,61	"	Правый берег р. Чикой, падь Моностой
4,33	99,36	Андезито-базальт	У пади Михно, западнее пади Убур-Билютай
4,96	100,26	То же	Правый берег р. Чикой, падь Моностой
0,40	99,51	"	Правый борт пади Атхатуй-Хундуй
3,01	100,89	"	Левый берег р. Селенги, против урочища Убур-Дзокой
1,88	99,78	"	Водораздел падей Крыжово-Ара-Билютай
6,70	100,83	Базальт	То же
2,20	100,15	"	"
3,53	100,43	"	Правый склон пади Гунжан
5,21	99,52	"	У пади Михно, западнее пади Убур-Билютай
4,05	100,85	"	Левый берег р. Селенги, против урочища Убур-Дзокой
4,83	99,40	"	У пади Михно, гора Дзасак
7,99	99,71	"	Там же
0,30	99,47	"	Левый берег р. Селенги, против урочища Убур-Дзокой
4,40	100,74	"	Правый склон пади Атхатуй-Хундуй

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
0,32	100,81	Кварцевый порфир	Боргойский хребет, гора Атхатуй
1,38	100,76	Альбитофир	Боргойский хребет, левый склон пади Убур-Билютай
0,20	99,29	Фельзит	Левый борт долины р. Хилок, дер. Харитоново
0,20	99,20	Фельзит-порфир	Боргойский хребет, гора Бильчир
0,32	99,34	"	Правобережье р. Чикой, в приустьевой части
-	100,01	"	Падь Большой Тасархой, левобережье р. Джиды
0,19	99,62	Лава	Нижнее течение р. Хилок, водораздел падей Соготы Моностой
1,30	99,97	Фельзит-порфир	Падь Большой Тасархой, левобережье р. Джиды
0,10	99,80	Лава фельзитового состава	Нижнее течение р. Хилок, водораздел падей Соготы - Моностой
0,35	99,88	То же	То же
0,54	99,39	Фельзит	Боргойский хребет, правый борт долины р. Селенги

Таблица 7 (продолжение)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
70,78	0,30	15,05	1,08	1,30	0,13	0,67	0,69	4,71	5,00	0,03	—
70,64	0,20	14,80	2,81	0,36	0,00	0,56	0,61	4,60	4,50	0,02	0,33
70,24	0,47	14,89	2,92	0,80	0,13	0,97	1,03	4,70	4,20	0,14	0,33
70,20	0,16	15,47	2,27	0,44	0,01	1,92	0,88	4,75	3,00	0,05	0,63
69,68	0,32	15,49	1,14	0,65	0,06	0,81	0,76	4,80	4,25	0,03	1,14
69,20	0,67	15,61	3,00	0,73	0,22	0,67	0,67	5,15	2,25	0,11	0,78
69,14	0,60	14,62	3,45	0,75	0,15	0,26	0,25	5,45	4,24	0,16	0,45
69,00	0,27	15,47	2,58	0,65	0,06	1,00	0,61	5,50	4,00	0,12	0,13
68,66	0,35	14,13	2,73	0,87	0,10	1,00	0,60	5,70	5,00	0,38	0,13
68,62	0,35	14,90	3,23	0,58	0,06	1,28	0,83	5,00	5,00	0,32	0,17
67,94	0,30	15,68	2,60	0,62	0,03	1,20	0,97	5,00	5,30	0,10	0,04
67,60	0,50	16,85	2,42	0,65	0,17	0,46	0,67	4,50	5,00	0,35	0,30
67,50	0,47	15,47	3,40	0,58	0,02	1,00	0,50	5,00	5,00	0,35	0,12
67,34	0,27	15,00	3,32	0,94	0,13	2,20	0,83	5,00	5,00	0,03	0,10
67,08	0,75	16,66	2,72	0,41	0,09	0,30	0,27	5,88	4,56	0,28	0,12
66,80	0,35	15,82	2,65	1,08	0,14	1,00	0,88	5,50	5,00	0,24	0,13
66,73	0,43	16,70	2,19	0,94	0,17	0,54	0,87	5,25	4,30	0,31	0,11
66,68	0,85	15,41	2,67	0,58	0,18	0,89	0,95	5,05	5,20	0,36	0,11
66,50	0,48	16,06	2,73	0,80	0,14	1,20	1,10	5,75	5,00	0,12	0,20
66,46	0,63	17,08	2,27	1,79	0,05	0,58	0,59	2,39	5,93	0,09	—
66,38	0,63	16,58	2,27	0,94	0,20	0,67	0,79	4,50	5,05	0,12	0,93
65,73	0,00	15,89	5,33	0,00	0,00	1,27	4,16	4,37	3,19	—	—
65,70	0,35	16,48	2,73	0,73	0,12	2,00	0,66	5,50	5,45	0,09	0,33
65,03	0,73	17,18	1,76	2,02	0,16	0,59	0,46	4,83	6,41	—	—
64,58	0,00	18,95	1,91	0,00	0,00	0,72	1,58	4,37	4,65	—	—
63,54	0,18	17,66	2,26	1,45	0,13	0,92	2,55	5,00	3,80	0,16	2,17
63,50	0,40	16,92	3,50	0,80	0,06	0,90	0,83	5,75	6,43	0,07	0,31
63,31	0,83	18,42	2,90	0,50	0,10	0,34	0,54	5,35	6,18	0,08	—
62,78	0,46	18,03	2,55	0,07	0,04	0,72	1,60	3,50	5,41	0,15	—
62,42	0,53	15,87	3,84	2,57	0,11	0,81	2,13	6,30	3,99	0,20	0,22
62,32	1,13	20,35	0,47	1,87	0,10	0,94	0,98	8,00	2,70	0,37	—
61,68	0,58	15,57	4,48	2,29	0,10	1,22	2,62	6,30	2,96	0,25	0,10

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
0,04	99,78	Фельзит	Правый берег р. Селенги, падь Барун-Кундуй
0,06	99,16	Лава фельзитового состава	Нижнее течение р. Хилок водораздел падей Соготы- — Моностой
—	100,49	Фельзит	Низовья р. Хилок, район дер. Харитоново
0,17	100,32	Щелочной кварцевый порфир	То же
0,37	99,50	Фельзит	”
0,26	99,32	”	”
0,17	99,24	Кварцевый трахит-порфир	”
0,38	99,65	Кварцевый трахит	Падь Соготы
0,69	99,90	Граносиенит-порфир	Правый берег р. Хилок, выше дер. Харитоново
0,60	100,62	”	То же
0,30	99,88	Кварцевый сиенит-порфир	”
0,75	100,22	Кварцевый трахит	Падь Соготы
0,55	99,61	Граносиенит-порфир	Правый борт долины р. Хилок, выше дер. Харитоново
0,42	100,55	”	То же
0,30	99,64	”	”
0,63	99,32	Кварцевый сельс-бергит	Падь Соготы
0,73	99,30	То же	То же
0,71	99,64	Кварцевый трахит	”
0,29	100,17	Щелочной трахит-порфир	Низовья р. Хилок, дер. Харитоново
1,76	99,62	Кварцевый трахит	Боргойский хребет
0,27	99,33	Кварцевый трахит-порфир	Низовья р. Хилок, дер. Харитоново
0,69	100,63	Трахит	Правый берег р. Хилок, выше устья р. Ханхолой
0,13	99,94	Кварц-щелочной трахит-порфир	Низовья р. Хилок, дер. Харитоново
—	99,17	Ортофир	Нижнее течение р. Хилок, падь Сагатуй
0,36	99,07	Биотит-трахит	Сопка Базначир, южнее подножия хр. Цаган-Дабан
—	99,82	Трахитовый порфир	Низовья р. Хилок, дер. Харитоново
0,29	99,45	Щелочной ортофир	То же
1,00	99,55	То же	Приустьевая часть р. Хилок, падь Сагатуй
2,18	99,49	Ортофир	Южный склон Боргойского хребта
0,61	99,38	Биотитовый ортофир	Левобережье р. Хилок, южнее дер. Черноярво
0,40	99,63	Щелочной трахит	Устье р. Чикой, левый борт пади Гунжан
1,33	99,38	Биотитовый ортофир	Левобережье р. Хилок, южнее дер. Черноярво

Таблица 7 (окончание)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
61,64	0,91	14,36	3,86	3,43	0,17	1,31	2,13	4,27	5,37	0,19	0,10
60,92	0,55	17,17	6,23	1,58	0,19	0,95	2,29	6,11	2,23	0,15	0,20
59,06	0,86	17,73	5,86	0,89	0,08	1,49	4,08	5,68	3,28	0,56	0,95
59,10	0,84	18,55	1,92	3,52	0,11	2,93	1,88	6,76	2,64	0,05	0,25
57,78	1,02	18,16	3,00	2,99	0,13	1,55	3,32	5,55	4,32	0,33	0,16
56,60	0,81	15,90	6,56	2,43	0,14	2,01	3,02	6,30	3,32	0,31	0,02
56,26	0,89	18,56	6,26	2,02	0,20	1,87	2,20	6,13	3,27	0,49	0,48
55,18	1,65	17,79	2,25	4,87	0,14	1,99	3,57	5,75	5,00	0,08	0,22
54,82	0,90	17,70	6,56	0,51	0,17	1,98	5,39	4,70	2,90	0,88	2,26
54,26	1,65	16,07	4,34	4,43	0,13	2,04	4,43	3,55	6,92	0,36	0,22
53,50	1,15	17,45	6,74	1,16	0,14	3,55	6,33	5,00	2,10	0,60	1,34
53,33	1,71	17,96	8,03	2,89	0,15	1,63	2,93	7,15	1,84	0,41	0,44
52,75	1,36	18,56	6,90	1,60	0,14	2,14	5,35	6,75	0,76	0,34	0,58
52,71	0,83	20,76	7,23	2,72	0,08	2,59	7,79	3,92	1,07	—	—
52,42	1,46	16,54	8,00	2,00	0,12	2,23	5,38	5,13	5,00	0,28	0,28
52,12	1,50	16,68	9,12	0,36	0,20	2,76	4,68	4,55	2,80	0,78	1,83
51,24	1,30	17,45	8,07	1,38	0,21	2,60	6,54	4,60	2,30	0,78	0,46

Примечание. По данным Д. Жалсабона, А.К. Извекова, Н.М. Ивченко, В.В. Казакова, А.И. Киселева, В.А. Обручева, Д.Д. Сагалуева.

Таблица 8

Химический состав субвулканических пород Малого Хамар-Дабана (Забайкалье)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
75,66	0,02	13,00	1,00	1,02	0,04	0,40	0,88	6,25	0,50	0,05	—
74,12	0,22	13,92	2,14	0,51	0,05	0,49	0,27	4,40	3,30	0,05	0,24
72,62	0,23	12,31	0,86	1,39	0,07	1,67	1,47	3,50	5,10	0,08	—
72,38	0,11	13,26	1,40	0,71	0,15	0,40	0,92	5,00	5,00	—	—
71,96	0,29	14,56	1,92	0,43	0,08	0,41	0,38	5,25	3,80	0,02	0,10
71,61	0,52	13,82	2,00	0,90	0,09	0,88	0,67	5,25	3,95	0,18	0,06
71,18	0,22	13,46	1,83	0,58	0,10	1,33	1,30	3,20	6,37	0,02	—

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
1,80	99,43	Туфовый ортофир	Левобережье р. Хилок, южнее дер. Черноярво
0,65	99,22	Ортофир	Левый склон долины р. Джиды, ниже устья пади Большой Тасархой
0,35	99,92	Трахиандезитовый порфирит	Низовья р. Хилок, дер. Харитоново
1,00	99,55	Ортофир	Левый склон долины р. Джиды
0,99	99,14	"	Устье р. Чикой, гора Крест
2,11	99,51	Трахиандезит	Левобережье р. Хилок, южнее дер. Черноярво
2,15	100,30	"	Падь Тасархой
1,22	99,49	Авгитовый трахиандезит	Левобережье р. Хилок, южнее дер. Черноярво
0,94	99,31	Трахиандезитовый порфирит	Низовья р. Хилок, дер. Харитоново
1,17	99,35	Трахиандезит	Левобережье р. Хилок, южнее дер. Черноярво
0,53	100,39	Трахиандезитовый базальт	Низовья р. Хилок, дер. Харитоново
1,33	99,34	Альбитизированный трахибазальт	Падь Барун-Тасархой
2,61	99,26	Трахиандезитовый базальт	Падь Тасархой
-	99,70	Порфирит	Боргойский хребет, падь Убур-Дзокой
1,62	100,18	Трахиандезитовый базальт	Р. Хилок, севернее дер. Черноярво
1,92	99,30	Трахиандезито-базальт	Падь Соготы
2,35	99,28	То же	То же

(в вес. %)

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
0,55	99,37	Микрогранит	Правый борт пади Торей, в 1 км выше устья пади Титова
0,60	100,31	"	Левый борт пади Цагдултый
0,53	99,96	"	Водораздел падей Подхулдочи - Кундуй
1,45	100,79	"	Правый борт пади Торей, в 3 км выше устья пади Титова
0,46	99,76	"	Левый борт пади Цагдултый
0,24	100,59	"	Правый борт пади Торей, в 1 км выше устья пади Титова
0,02	99,75	"	То же

Таблица 8 (окончание)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
70,96	0,22	13,14	2,32	0,29	0,09	1,06	1,58	4,90	4,35	0,07	—
70,82	0,64	13,91	1,92	0,36	0,13	0,57	2,73	4,50	4,30	0,34	—
69,90	0,34	15,24	1,60	0,87	0,07	0,77	0,27	5,00	4,40	0,73	0,31
69,20	0,40	13,92	2,44	1,01	0,14	2,31	2,09	1,62	5,05	0,30	—
68,84	0,27	15,76	1,91	0,58	0,02	0,13	0,66	4,70	5,20	0,01	0,17
68,70	0,30	16,17	1,74	0,81	0,08	0,61	0,64	5,23	5,48	0,03	—
66,96	0,46	16,73	2,15	0,65	0,05	0,76	0,86	4,20	5,50	0,12	—
65,54	0,50	17,63	2,39	1,01	0,10	0,16	1,35	5,50	5,80	0,08	—
63,70	1,13	16,70	3,50	0,80	0,06	2,13	1,47	4,45	4,70	0,49	0,09
63,30	0,47	17,16	2,32	1,24	0,08	1,20	1,88	6,00	5,50	0,21	0,20
63,10	1,28	16,86	3,36	0,71	0,10	1,18	0,55	5,00	6,75	0,17	0,16
62,46	0,64	16,60	3,23	0,92	0,11	0,68	2,00	5,60	6,75	0,30	—
62,00	0,91	16,64	3,38	0,94	0,14	1,77	1,45	4,47	6,87	0,34	—
61,78	0,78	19,09	4,31	0,43	0,10	1,42	1,20	5,00	3,90	0,33	0,19
61,72	0,91	17,66	3,92	0,94	0,05	0,36	4,00	4,90	3,10	0,76	—
61,62	0,66	18,01	3,42	0,80	0,06	1,38	1,48	5,75	5,75	0,04	0,17
61,33	0,97	17,83	2,96	0,65	0,10	1,16	1,14	4,52	6,64	0,35	—
60,96	0,62	16,96	3,60	1,06	0,10	1,08	1,79	5,65	6,75	0,34	—
60,16	0,77	17,23	3,03	1,52	0,11	2,16	2,74	5,00	5,15	0,35	—
60,12	0,68	17,88	5,98	0,87	0,10	1,34	1,69	5,00	6,00	0,27	0,13
60,08	0,72	16,89	3,75	0,51	0,12	2,53	3,00	5,60	5,80	0,45	—
59,98	0,73	18,42	3,70	0,90	0,05	2,10	1,57	4,80	5,77	0,23	—
59,80	1,13	16,63	5,59	0,37	0,10	1,06	2,64	4,90	5,60	0,61	—
59,76	0,50	18,80	3,70	0,70	0,08	1,84	2,44	4,90	5,94	0,10	—
59,60	0,74	16,76	6,24	0,73	0,09	1,92	3,16	5,30	5,40	0,41	—
59,10	1,01	17,25	4,00	1,14	0,09	1,92	3,12	5,00	5,00	0,74	0,45
58,52	0,83	16,20	4,38	1,83	0,08	2,00	4,14	4,50	4,30	0,70	—
58,42	1,02	16,85	4,05	1,81	0,16	0,96	2,90	5,60	3,30	0,65	0,06
58,36	1,40	16,50	5,60	0,59	0,13	2,04	2,96	5,80	4,90	0,61	—
58,14	1,14	17,76	5,50	0,65	0,10	1,63	2,19	6,00	5,00	0,59	0,32
57,35	0,90	18,84	4,13	1,99	0,12	2,21	2,97	5,68	3,78	0,87	0,58
56,98	0,80	17,85	4,27	1,67	0,09	1,91	3,49	5,50	4,40	0,91	0,06
56,56	1,02	15,70	3,73	1,91	0,09	2,28	4,98	4,40	4,70	0,63	—
56,52	0,94	17,28	5,15	1,27	0,07	2,08	5,78	4,85	3,96	0,69	0,17
55,66	1,13	17,86	5,26	1,38	0,11	2,79	3,11	4,84	4,94	0,89	0,38
55,30	0,42	18,52	4,96	3,66	0,15	2,44	3,54	5,94	2,00	1,05	0,16
55,00	1,17	17,35	6,54	1,31	0,09	2,52	4,27	5,00	3,00	0,68	0,36
54,98	0,84	16,94	4,63	1,60	0,09	2,69	4,26	5,60	4,25	0,82	—
54,82	0,17	18,45	5,53	2,76	0,11	2,22	4,98	4,50	2,75	0,82	0,17
54,62	1,23	17,14	3,82	2,41	0,10	3,12	4,48	5,00	6,00	1,02	—
54,44	1,33	17,64	6,43	1,90	0,08	2,97	5,78	4,10	3,00	0,72	0,57
54,26	1,61	16,98	6,68	1,53	0,09	3,22	4,37	4,10	4,00	0,87	0,42
54,22	2,28	14,78	8,06	1,42	0,20	3,20	5,89	3,95	3,35	1,03	—

Примечание. По данным В.В. Скрипкиной.

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
0,60	99,58	Микрогранит	Правый борт пади Торей, в 1 км выше устья пади Титова
0,79	101,01	То же	Приустьевая часть пади Титова, левый борт
0,53	100,03	"	Левый борт пади Цагдултый
0,77	99,26	"	Правый борт пади Торей, в 3 км выше устья пади Титова
0,96	99,42	"	Устье пади Цагдултый
0,35	100,14	"	В 2 км западнее с. Верхний Торей
0,89	99,39	"	Устье пади Цагдултый
0,37	99,58	Сиенито-диорит	То же
1,58	100,71	"	Междуречье Армак — Алсак
0,35	99,56	"	Западнее с. Верхний Торей
1,03	100,25	"	Правый борт пади Торей
0,65	99,94	"	Устье пади Цагдултый
0,78	99,69	"	Левый борт пади Торей
0,98	99,51	"	Падь Цагдултый
1,47	99,79	"	Левый склон пади Худога
0,39	99,53	"	Падь Цагдултый
1,38	99,20	"	Левый борт пади Торей, против с. Верхний Торей
0,57	99,47	"	Пади Армак и Тымен
0,44	99,31	"	Падь Цагдултый
0,72	100,78	"	То же
0,81	100,20	"	Падь Подхулдочи
1,20	99,45	"	Западнее с. Верхний Торей
0,92	99,35	"	Падь Подхулдочи
0,73	99,55	"	То же
0,65	100,00	"	"
1,14	99,50	Сиенито-диорит	Правый берег р. Ичетуй, севернее горы Улан-Хота
1,59	99,17	То же	Левый борт пади Армак
2,96	99,51	Диорит-порфир, дайка	Левый борт пади Титова
1,02	99,91	Сиенит-порфир	Водораздел падей Подхулдочи и Цагдултый
1,09	100,11	То же	То же
1,03	99,85	Сиенито-диорит	Левый борт пади Армак
1,54	99,47	То же	Падь Нарын
3,40	99,59	"	Левый борт пади Армак
1,51	100,30	"	Междуречье Торей—Соростуй
2,05	100,02	"	Левый склон пади Худога
1,79	99,93	"	Устье р. Хурай
3,58	100,80	Диабаз, дайка	Верховья пади Цагдултый
2,50	99,42	Сиенито-диорит	Левый борт пади Улятуй
2,00	99,28	Диорит	Правый склон пади Худога
1,26	100,31	Сиенито-диорит	Пади Ичетуй и Хамчирак
1,10	100,06	Диорит	Левый склон пади Цагдултый
1,97	100,00	Диорит-порфир, дайка	Правый борт пади Цагдултый
1,22	99,54	Диорит-порфир	Левый склон пади Ичетуй, в 5 км выше устья р. Нарын

Таблица 9

Химический состав вулканических пород цаган-хунтейской свиты (в вес. %)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
75,56	0,25	11,73	2,19	0,73	0,06	0,36	0,11	2,80	5,50	—	—
75,10	0,16	12,67	1,77	2,46	0,00	0,05	0,37	1,70	3,98	0,08	—
75,04	0,25	13,20	0,95	3,15	0,00	0,10	1,10	3,00	2,85	0,08	—
75,00	0,50	10,44	3,80	1,32	0,00	0,08	0,22	1,38	4,63	0,06	0,60
74,70	0,61	11,15	3,61	1,10	0,18	0,93	0,17	4,10	3,00	0,02	—
73,98	0,33	14,03	1,13	1,00	0,00	0,40	0,14	1,89	6,23	0,06	1,21
73,76	0,18	11,64	1,21	4,14	0,00	1,11	0,46	2,45	3,94	0,10	—
73,54	0,26	12,95	1,52	1,00	0,02	0,04	0,01	3,80	5,84	0,02	0,06
73,28	0,44	12,14	1,84	1,58	0,15	0,24	0,00	4,58	4,40	0,16	0,22
73,20	0,35	14,91	1,49	0,30	0,01	0,08	0,48	1,37	7,61	—	—
73,18	0,56	15,23	0,07	0,79	0,04	0,38	0,23	3,11	3,55	0,06	0,24
72,86	0,35	15,05	1,30	0,97	0,10	0,06	0,03	6,15	1,83	0,10	0,58
72,80	0,33	11,00	2,89	1,68	0,20	1,63	0,96	4,10	4,30	0,10	—
72,67	0,18	13,65	0,82	0,41	0,06	5,50	0,35	3,93	5,46	0,18	—
72,64	0,55	12,64	2,28	1,29	0,15	0,16	0,08	3,86	5,36	0,03	0,12
71,96	0,35	12,82	2,28	1,29	0,08	0,07	0,31	3,64	5,72	—	0,12
71,88	0,31	14,80	1,36	0,42	0,02	0,19	0,55	5,56	3,36	0,06	0,10
71,80	0,18	11,59	0,68	8,10	0,00	0,08	0,50	3,98	3,48	0,05	—
71,80	0,11	14,70	1,77	0,41	0,04	0,34	0,07	4,88	4,60	0,09	—
71,76	0,23	13,14	1,21	1,94	0,00	0,17	0,21	0,60	8,59	0,06	—
70,73	0,10	14,23	1,54	1,95	0,07	0,54	0,75	2,56	6,22	0,10	—
70,14	0,45	15,35	3,47	0,64	0,05	0,39	0,58	1,72	5,97	0,07	0,10
69,82	0,37	14,42	2,17	2,70	0,00	0,28	1,44	3,91	2,74	0,16	0,30
69,59	0,35	13,16	2,30	5,54	0,02	0,09	0,22	2,50	4,62	0,08	0,10
69,12	0,60	13,66	2,93	1,65	0,08	0,58	0,64	5,92	4,62	0,15	—
68,56	0,25	16,45	2,15	0,20	0,12	0,22	0,54	4,22	6,34	—	—
68,16	0,61	14,69	1,11	3,02	0,05	0,69	2,03	5,04	3,29	0,55	—
67,14	0,38	16,96	1,56	1,90	0,05	0,21	0,46	4,92	5,20	0,11	—
65,45	0,11	18,42	2,54	1,12	0,02	1,46	2,89	8,68	4,37	—	—
64,97	0,26	17,41	5,00	0,86	0,07	0,00	0,76	4,23	4,50	0,07	—
64,90	0,25	17,61	4,80	0,90	0,07	0,00	0,88	4,11	4,48	0,07	—
64,80	0,50	15,63	4,29	0,79	0,28	2,75	2,75	3,83	3,81	0,78	0,98
64,20	1,03	17,33	2,30	1,54	0,14	1,06	1,24	5,75	4,80	0,19	0,08
63,16	0,54	15,67	3,16	5,41	0,02	1,78	3,69	3,58	3,58	0,17	—
62,80	0,56	17,16	1,68	2,44	0,16	0,60	2,37	6,42	4,04	0,13	0,09

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
0,85	100,14	Кластолава фельзитов	Хр. Цаган-Хуртей, верховья р. Харчетой
1,00	99,34	Кварцевый порфир	Р. Зун-Неметей
0,10	99,81	То же	Р. Тайдут
1,16	99,23	"	Р. Жепхес
0,20	99,77	Фельзит-порфир	Хр. Цаган-Хуртэй, верховья р. Харчетой
0,26	99,45	Фельзит	Левый борт р. Темник, против устья р. Иро
0,40	99,39	"	Р. Курлукта
0,14	99,14	Кристаллокластический туф кварцевых порфи- ров	Хр. Тора, близ дер. Шибеты
0,12	99,15	Литокристаллокласти- ческий туф кварцевых порфиров	Хр. Орссо
0,18	99,12	Гранит-порфир	Ходжартуй
1,82	99,04	Кристалловитрофиро- вый туф кварцевых порфиров	Гора Колтыгей, близ дер. Поперечной
0,42	99,22	Фельзит	Хр. Цаган-Дабан, р. Брянка
0,28	100,27	"	Хр. Цаган-Хуртэй, р. Хазарта
1,17	99,43	Кластолава кислого состава	Водораздел рек Талакан-Джидотой
0,34	99,50	Кварцевый порфир	Гора Санджилхон, верховья р. Кудун
0,80	99,44	Кварцевый альбитофир	Хр. Орссо, верховья р. Кудун
0,50	99,01	Фельзит-порфир	Гора Колтыгей, близ дер. Поперечной
-	100,44	Фельзит	Р. Ара-Неметей
0,74	99,44	Фельзит-порфир	Левый борт пади Шушида
1,30	99,22	Порфир	Р. Хилок
1,13	99,82	Кластолава кислого состава	Водораздел рек Талакан-Джидотой
1,52	100,35	Фельзит-порфир	Окрестности дер. Большой Куналей
1,03	99,34	Туф фельзитов	Р. Хассури
1,30	99,87	Кварцевый порфир	Р. Зун-Неметей
0,24	100,19	Субщелочной фельзит- порфир	Нижнее течение р. Читинки
-	99,05	Фельзит	Хамбинский хребет, р. Удунга
-	99,24	"	Гора Шулул, севернее пос. Петропавловка
0,80	99,69	"	Р. Хила
0,86	99,99	Кварцсодержащий порфир	Р. Кегетэй, хр. Цаган-Дабан
1,40	99,53	То же	Гора Шулул, севернее пос. Петропавловка
1,43	99,44	"	То же
0,90	99,28	Трахидацил	Хр. Цаган-Хуртэй, р. Хила
0,40	99,98	Сиенит-порфир	Хр. Цаган-Хуртэй, верховья р. Хатертост
-	100,74	Дацил	Хр. Ахта
0,88	99,33	Кристаллокластиче- ский туф ортофинов	Хр. Тора, близ дер. Шибеты

Таблица 9 (окончание)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
62,45	0,42	16,51	4,26	0,03	0,06	1,31	2,90	0,71	7,71	0,49	1,26
60,12	1,30	17,80	1,99	2,15	0,10	1,30	2,21	5,88	4,68	0,46	0,22

Примечание. По данным А.А. Арсеньева, А.А. Афанасьева, А.В. Дегтяревой, А.И. Киселева, Ю.В. Комарова, В.П. Кузнецова, П.И. Налетова, В.А. Новикова, В.А. Обручева, А.Я. Салтыковского, В.И. Фельдмана, И.Н. Фомина, К.Ф. Хачкевич.

Таблица 10

Химический состав вулканических пород тамирской свиты (Забайкалье)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
77,00	0,21	12,05	0,00	1,08	0,02	0,41	0,45	2,00	7,00	-	0,16
76,56	0,12	13,03	1,17	0,50	0,02	0,48	1,47	2,20	3,65	0,05	-
75,64	0,15	12,90	0,62	0,65	0,03	0,25	1,09	3,20	4,25	0,04	0,08
75,62	0,13	12,94	0,80	0,40	0,00	0,70	0,76	3,10	4,20	0,01	-
74,80	0,09	12,48	0,63	0,66	0,04	1,35	2,02	3,95	4,45	0,01	-
74,62	0,23	13,34	0,93	1,40	0,02	0,20	0,53	4,13	4,27	-	0,55
74,48	0,19	13,76	0,93	0,29	0,02	0,69	0,76	4,30	4,20	0,05	-
74,38	0,31	13,79	1,20	1,02	0,07	0,28	0,56	2,46	5,13	-	1,23
74,36	0,23	14,32	0,92	1,64	0,00	0,10	0,45	2,76	3,36	-	0,80
74,21	0,26	14,06	1,13	0,62	0,02	0,10	0,35	4,33	3,71	0,23	0,38
74,14	0,30	13,56	0,79	0,94	0,05	0,33	1,35	3,65	4,15	-	-
74,12	0,14	14,31	0,54	0,40	0,01	0,22	0,28	5,17	3,96	0,12	-
73,26	0,22	13,68	1,17	0,50	0,01	0,10	0,96	4,10	4,50	0,05	-
72,70	0,20	13,27	1,42	0,88	0,03	0,65	1,81	4,10	4,50	0,06	-
72,64	0,25	14,81	0,79	1,65	0,02	0,32	0,40	3,37	4,43	-	1,70
70,69	0,30	14,78	1,30	3,00	0,06	0,18	2,15	2,92	4,31	-	-
70,44	0,39	16,96	0,17	0,57	0,02	0,49	0,73	5,20	4,45	0,11	-
69,58	0,39	12,62	1,30	4,29	0,05	0,31	1,12	5,00	5,00	-	-
69,54	0,48	14,28	2,40	1,29	0,07	0,27	0,67	6,30	3,98	0,13	-
68,66	0,34	15,68	1,67	0,98	0,05	0,91	0,94	5,75	3,40	0,11	-
67,67	0,50	18,32	1,22	1,83	0,02	0,10	0,57	5,29	3,84	-	1,27
67,61	1,08	13,83	2,05	6,44	0,15	0,51	1,11	8,13	0,27	0,42	0,04
67,60	0,47	15,54	1,63	2,61	0,06	0,60	1,83	3,91	4,57	-	0,28
66,58	0,71	15,52	3,03	1,62	0,08	0,52	1,46	4,58	4,29	-	0,65
65,28	0,50	17,79	3,10	1,49	0,13	2,50	1,06	0,99	5,17	0,07	1,32
64,84	0,66	14,79	2,57	3,37	0,06	1,57	2,50	3,80	4,75	-	0,46
64,42	0,78	17,84	1,97	2,76	0,14	1,24	3,22	4,60	1,30	0,20	0,12
63,98	0,77	17,20	3,62	1,45	0,11	0,90	2,35	5,30	2,50	0,20	0,07

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
1,86	99,96	Кварцсодержащий трахит	Хр. Цаган-Хуртэй, р. Хила
1,14	99,35	Ортофир	Хр. Хухайта, р. Кулькисон

(в вес. %).

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
0,16	100,38	Кварцевый порфир	Падь Новый Кундуй
0,17	99,45	Фельзит-порфир	Правый борт пади Шазага
0,52	99,34	Кварцевый порфир	Северо-западнее с. Кудара-Сомон
0,68	99,35	То же, дайка	Правый борт долины р. Кудары
0,49	100,90	"	Правый берег р. Тамир
0,12	100,40	Кварцсодержащий порфир	Гора Гонгота
0,67	100,37	Туфолава	Водораздел рек Тамир и Шазага
-	100,43	Фельзит	Заганский хребст, падь Березовка
0,10	99,03	"	Гора Гингота
0,18	99,95	Фельзит-порфир	Правый берег р. Чикой
-	99,69	Фельзит	Правый берег р. Тамир
0,44	99,71	"	Р. Тамир
0,75	99,39	Гранит-порфир, дайка	Правый берег, р. Тамир
0,53	101,15	То же	То же
0,07	100,45	Фельзит	Р. Хонхолойка
0,13	99,82	Кварцсодержащий порфир	Гора Гонгота
0,50	100,03	Гранит-порфир	Междуречье Тамир-Шазага
0,04	99,62	Трахилипарит	Р. Тамир
0,30	99,71	" шток	Правый берег р. Кудары, ниже устья р. Тамир
0,77	99,23	Липарит	Правый борт долины р. Тамир
0,20	100,83	Фельзит-порфир	Хр. Осиновый
0,24	99,50	Альбитофир	Тамирская грива, падь Новый Кундуй
0,15	99,25	Фельзит-порфир	Правобережье р. Ингоды
0,22	99,26	Кварцсодержащий трахит	То же
0,04	99,37	Кварцсодержащий порфир	Правобережье р. Тамир
0,29	99,66	Трахит	Левобережье р. Ингоды
1,16	99,75	Дациг	Правобережье р. Тамир
0,91	99,40	"	Правобережье р. Кудары, выше устья Тамира

Таблица 10 (окончание)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
63,80	0,71	16,23	3,91	1,17	0,12	1,06	2,56	5,85	2,75	0,20	—
63,76	0,50	16,92	2,15	1,95	0,10	1,32	2,69	5,67	3,30	0,37	—
63,28	0,70	15,92	3,69	1,39	0,11	1,92	2,83	6,15	2,25	0,25	—
62,32	0,83	15,61	1,89	4,45	0,23	1,80	4,41	4,40	2,84	0,20	0,47
59,74	0,85	16,40	2,05	3,34	0,14	1,92	3,28	5,20	3,40	0,36	0,10
59,18	0,68	17,67	3,80	3,52	0,16	1,77	3,50	4,44	2,77	0,15	1,11
58,68	1,44	18,75	0,03	4,60	0,18	1,87	3,00	5,76	3,00	0,10	1,60
58,60	1,44	18,75	0,00	4,60	0,18	1,87	3,00	5,76	3,00	0,40	0,10
58,22	0,85	16,59	5,73	1,90	0,07	1,64	5,25	5,11	1,95	0,42	0,00
58,10	0,68	17,67	3,80	3,52	0,16	1,77	3,50	4,44	2,77	0,48	0,05
57,94	1,09	16,62	2,99	3,92	0,20	2,58	4,22	5,20	2,52	0,48	1,80
57,58	1,43	17,00	4,23	3,70	0,17	3,12	4,53	4,60	2,65	0,52	—
57,40	1,20	19,20	6,16	1,03	0,13	1,59	2,27	4,35	3,75	0,32	—
57,34	1,76	15,99	4,08	4,86	0,17	2,96	4,64	4,80	2,92	0,35	0,18
57,26	1,65	17,40	3,31	3,70	0,19	4,30	4,64	5,00	2,00	0,53	0,00
57,07	0,80	18,15	2,01	9,21	0,00	1,45	4,52	2,80	2,48	0,20	0,30
56,68	1,22	17,71	3,71	3,92	0,15	2,61	5,48	4,50	3,00	0,55	0,25
55,80	0,75	17,48	1,81	4,06	0,14	3,93	1,91	4,80	1,60	0,19	0,19
55,13	1,33	12,05	8,80	6,08	0,30	2,65	5,87	4,38	3,00	0,34	—
53,72	1,55	16,94	4,55	6,04	0,17	3,36	7,15	3,35	1,00	0,31	—
52,92	1,34	16,50	5,16	3,88	0,13	4,45	6,58	3,92	2,80	0,55	—
52,88	1,53	17,10	2,97	4,80	0,12	4,69	7,19	4,00	3,35	0,51	0,04
52,78	1,95	16,83	7,52	3,12	0,13	1,93	5,23	4,05	3,57	—	1,68
52,54	1,60	18,11	2,98	4,58	0,13	5,09	4,02	4,60	2,00	0,66	—
52,28	2,14	15,42	4,43	6,59	0,22	3,18	5,86	5,45	2,09	0,42	0,52
51,90	1,42	18,11	4,01	3,66	0,13	4,39	7,60	4,80	1,50	0,76	—
51,58	1,76	15,36	6,96	6,00	0,18	3,45	7,18	3,98	1,10	0,31	0,20
50,94	1,06	18,48	3,37	5,74	0,12	3,78	9,41	3,60	1,30	0,31	0,14
50,70	0,90	17,64	9,00	1,08	0,16	4,40	7,55	4,45	0,79	—	0,52
50,24	1,76	20,36	4,14	5,72	0,15	3,55	8,26	4,16	1,10	0,36	0,25
49,98	1,76	17,00	6,31	6,58	0,16	3,58	7,44	4,80	0,63	0,16	0,29
49,96	1,54	17,61	6,65	4,51	0,17	4,52	6,93	1,65	0,89	0,37	0,04
49,96	1,40	19,15	1,61	7,26	0,13	3,27	9,80	3,40	1,35	0,31	0,14
49,92	1,04	19,40	4,61	4,28	0,15	3,98	9,80	2,50	1,20	0,24	0,05
49,90	1,62	17,62	7,92	2,35	0,14	3,53	6,71	4,00	2,18	0,59	0,02
49,80	1,30	18,44	9,33	1,38	0,11	5,10	7,21	3,60	1,25	0,43	0,25
49,38	1,37	19,59	3,23	6,75	0,26	3,35	9,06	4,82	1,00	0,31	0,06
49,36	1,51	18,03	6,35	4,28	0,16	3,74	10,10	3,10	0,88	0,32	0,10
49,30	1,30	18,06	5,46	4,94	0,12	3,42	9,44	3,60	1,40	0,31	0,11
48,30	0,96	20,96	2,98	6,98	0,16	4,55	9,48	3,04	1,07	0,07	0,11
47,60	0,60	19,80	6,44	3,77	0,18	3,70	7,92	3,60	2,40	0,39	0,10

Примечание. По данным А.И.Киселева, Ю.В.Комарова, В.П.Кузнецова, П.Е.Луниенко,

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
1,23	99,58	Дацит	Правобережье р. Тамир
1,05	99,78	То же	Р. Тамир
0,86	99,35	"	Правобережье р. Тамир
0,17	99,42	Роговообманковый ортофир	Бичурская грива
2,40	99,28	Андезит	Р. Кудара
0,48	99,23	Трахиандезит	Правый борт долины р. Тамир
0,40	99,28	"	То же
1,69	99,28	Андезит	Р. Тамир
1,71	99,44	"	То же
1,61	99,58	"	Правый борт долины р. Тамир
1,80	99,32	"	То же
1,21	100,77	"	Правый борт долины р. Кудары
2,80	100,20	"	Водораздел рек Шазага и Новый Кундук
0,12	99,65	"	Р. Тамир
1,56	101,11	"	Правый борт долины р. Кудары, близ с. Кудара-Сомон
0,32	99,31	"	Р. Ара-Бирхи
0,89	100,66	"	Левый борт долины р. Кудары, южнее дер. Ивановки
3,80	99,36	"	Водораздел рек Кудара и Тамир
0,06	99,99	"	Левый борт долины Кудары, ниже дер. Ивановки
1,55	99,69	Андезит-базальт	Правый борт долины р. Кудары
1,94	100,20	То же	Водораздел рек Шазага и Новый Кундук
0,19	99,33	"	Левый склон долины р. Тамир
0,72	99,50	Трахиандезитовый базальт	Правобережье р. Ингоды
3,29	99,60	Диабаз	Левый борт долины р. Тамир, у дер. Тамир
2,61	100,79	Роговообманковый трахиандезито-базальт	Тамирская грива, падь Новый Кундук
0,98	99,35	Диорит-порфир	Правый борт пади Шазага
1,20	99,66	Андезит-базальт	Падь Кундук
0,94	99,19	Базальт	То же
2,39	99,58	Базальтовый порфирит	Устье р. Тамир
0,70	100,39	То же	Водораздел рек Тамир и Шазага
1,22	99,75	Трахибазальт	Тамирская грива, падь Новый Кундук
1,93	99,73	Базальт	Правый борт долины р. Тамир
1,66	99,44	"	Правый борт долины р. Кудары
1,42	99,39	"	Правый борт р. Тамир
2,46	99,42	"	Левый берег р. Кудары, выше дер. Ивановки
2,41	100,62	"	Левый борт р. Тамир
1,11	100,23	"	Близ с. Кудара-Сомон
0,88	100,31	"	Правый борт р. Тамир
1,86	99,32	"	Водораздел рек Тамир и Кудара
1,50	100,07	Базальтовый порфирит	Устье р. Тамир
2,84	99,37	Базальт	Правый борт долины р. Тамир

А. Я. Салтыковского, В. И. Сизых, В. М. Скобло, В. И. Фельдмана, И. Н. Фомина, Р. В. Цой.

Таблица 11

Химический состав вулканических пород алентуйской свиты (Западное

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
75,20	0,19	13,14	1,17	0,70	0,09	0,10	0,61	4,06	4,02	0,05
73,50	0,23	14,22	1,21	1,12	0,06	0,37	0,72	3,28	4,92	0,05
72,40	0,35	14,70	1,27	1,15	0,07	0,26	0,06	4,55	4,14	0,06
72,20	0,33	14,58	1,60	1,30	0,01	0,25	0,38	4,02	4,48	0,09
70,80	0,40	11,90	1,23	2,29	0,10	0,54	3,27	4,16	1,70	0,09
70,50	0,34	15,30	2,03	1,00	0,01	0,27	0,36	4,24	4,45	0,09
69,40	0,30	14,40	0,53	3,59	0,08	0,48	1,14	5,37	3,65	0,09
66,32	0,40	16,17	2,15	1,36	0,05	1,47	2,04	2,90	4,35	0,18
62,50	0,68	16,30	0,80	4,34	0,07	1,87	3,04	5,17	3,13	0,23
61,35	0,63	16,02	1,06	4,02	0,08	2,88	2,21	4,11	3,83	0,23
59,32	0,90	17,25	4,55	2,51	0,08	1,70	4,62	5,77	1,36	0,46
58,92	0,75	16,60	3,73	3,30	0,12	2,20	5,15	5,06	1,98	0,16
56,78	0,94	16,28	5,42	3,15	0,11	2,53	5,68	3,52	2,09	0,48
54,60	1,20	16,42	5,64	3,08	0,11	3,05	5,82	4,39	2,44	0,80
51,66	1,16	17,72	7,71	0,51	1,48	3,55	10,74	1,48	1,66	0,84

Примечание. По данным В.В. Скрипкиной и В.И. Сизых.

Таблица 12

Химический состав вулканических пород Желтуринского прогиба (Гарбага

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
77,70	0,16	11,44	0,35	0,93	0,03	0,52	0,60	3,20	3,40	0,06	0,04
71,56	0,22	14,05	1,29	0,72	0,06	0,36	0,60	4,30	5,12	—	—
64,60	0,00	17,45	2,93	0,79	0,06	0,17	0,49	5,00	6,08	0,30	0,60
64,54	0,50	16,21	3,20	0,86	0,07	2,36	2,55	4,60	4,35	—	—
63,18	0,97	16,76	2,94	0,79	0,07	2,71	1,82	4,62	4,64	—	—
63,06	0,71	17,86	3,56	0,61	0,12	0,79	1,95	6,08	4,60	0,10	0,10
56,54	1,07	16,97	3,92	3,23	0,11	2,71	3,65	6,20	2,80	0,30	1,70
47,88	1,53	19,55	6,42	3,88	0,15	4,63	7,30	4,32	1,46	—	—
46,34	0,00	17,35	6,19	3,73	0,14	7,52	7,53	3,00	2,44	1,50	1,50
45,94	2,06	16,00	4,33	8,12	0,19	5,77	9,23	3,76	1,18	0,60	0,40

Примечание. По данным авторов.

Забайкалье) (в вес. %)

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
0,79	100,00	Фельзит	Заганский хребет, падь Березовка, р. Хилок, близ дер. Алентуй
1,12	100,80	"	То же
0,70	100,17	Кварцевый кератофир	Р. Маргентуй
1,20	100,20	Фельзит	Р. Хилок, дер. Алентуй
2,80	99,28	"	Верховья р. Сохотой, правый берег
1,35	99,90	"	Р. Хилок, близ дер. Алентуй
1,50	100,53	"	То же
2,94	100,33	Дацитовый порфир	Гора Харинга
1,90	100,00	Кварцевый трахит	Р. Хилок, близ дер. Алентуй
2,80	99,22	Кварцсодержащий андезит	То же
1,49	100,01	То же	Правый берег р. Хилок, гора Харинга
1,45	99,36	Трахиандезит	То же
2,22	99,20	Кварцсодержащий андезит	"
1,60	99,15	Андезито-базальт	"
2,80	99,94	То же	"

тайн-Гол) (в вес. %)

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
1,02	99,46	Липарит	Правобережье р. Тарбагатайн-Гол, в 2 км севернее г. Манхт-Ула
1,07	99,36	Ортофир	Правобережье р. Хужирт (верхняя толща)
0,06	99,48	"	Р. Эгийн-Гол, гора Дабхор-Ула
1,02	100,27	Трахидациит	Верховья р. Тарбагатайн-Гол
1,55	99,94	Ортофир	Правобережье р. Тарбагатайн-Гол, долина р. Улясутай
1,07	100,61	"	Верховья р. Тарбагатайн-Гол
1,96	100,16	Андезит	Правобережье р. Желтуры, р. Чулутуин-Гол
2,38	99,50	Базальт	Восточная окраина сомона Тэшиг
1,25	100,02	"	Верховья р. Тарбагатайн-Гол
2,50	100,18	"	Правобережье р. Хужирт (верхняя толща)

Таблица 13

Химический состав вулканических пород Орхонской впадины (междуречье)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
61,52	1,13	13,55	2,92	2,73	0,09	4,74	2,06	5,15	2,20
57,71	0,86	16,90	4,15	2,92	0,11	3,55	5,05	4,19	1,76
57,30	1,17	18,75	1,28	3,99	0,10	2,47	6,23	4,37	2,40
56,28	0,97	16,65	3,97	2,83	0,14	7,00	4,42	4,19	1,65
56,22	1,19	17,39	4,32	2,01	0,10	6,40	3,04	4,20	1,65
55,30	1,04	16,13	5,66	2,23	0,11	8,64	3,52	5,02	0,89
54,95	1,05	18,30	2,41	4,24	0,13	3,05	7,90	3,43	1,76
54,53	1,16	18,84	1,12	5,56	0,10	2,50	6,59	3,65	4,04
54,07	0,97	16,95	3,67	3,29	0,10	4,96	6,24	4,02	2,71
54,03	1,12	18,94	1,40	5,84	0,17	2,63	6,40	3,65	3,78
53,94	0,93	17,08	3,47	5,30	0,14	2,78	6,88	4,70	1,86
53,82	1,09	17,02	6,96	1,39	0,12	7,90	3,25	4,80	2,13
53,59	1,68	16,69	6,88	2,48	0,00	6,96	2,10	3,18	2,34
53,57	1,29	15,73	6,74	1,29	0,16	8,17	4,50	5,70	2,13
53,47	0,93	17,99	3,62	3,96	0,11	4,61	7,34	4,60	1,53
53,33	1,15	16,90	6,00	1,15	0,10	6,30	2,86	5,83	2,91
53,04	1,55	16,28	8,14	0,94	0,06	6,00	1,94	4,39	3,17
53,03	0,98	16,36	6,98	2,44	0,12	5,32	7,42	4,18	2,06
52,39	1,88	16,61	5,37	3,01	0,10	5,87	4,44	4,84	3,25
51,81	0,92	18,13	3,22	3,63	0,11	4,38	7,33	4,76	1,53
51,63	1,56	12,25	3,97	4,24	0,00	5,54	3,46	4,23	3,33
51,40	1,02	18,11	3,11	4,43	0,11	5,32	7,29	3,91	2,33
51,12	1,21	16,31	4,58	4,17	0,14	9,89	5,43	3,14	1,96
49,72	1,79	14,80	8,36	1,58	0,14	9,55	6,21	3,75	1,99

Примечание. По данным А.А. Моссаковского, А.Я.Салтыковского, О.Томуртоого.

Таблица 14

Химический состав вулканогенных пород северо-восточной части Орхон-

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
58,66	1,00	18,25	4,04	2,37	0,08	1,60	3,72	5,88	2,92	0,36	-
58,32	0,90	17,25	5,55	2,51	0,08	1,70	4,62	5,77	1,36	0,46	1,49
55,32	0,86	17,55	4,24	2,73	0,11	5,86	5,71	3,61	2,28	0,62	-
54,62	1,11	19,04	3,63	4,13	0,13	2,62	7,54	3,72	1,50	0,26	-
54,32	1,22	18,18	5,68	3,38	0,13	1,22	6,93	4,00	1,20	0,30	-
54,04	0,92	18,03	4,40	2,44	0,12	3,70	5,96	4,40	2,60	0,66	-
53,50	1,62	16,02	4,82	7,18	0,19	2,29	5,20	3,92	3,52	0,50	-
53,17	1,60	19,40	0,83	5,16	0,12	4,85	5,81	4,79	2,69	0,47	0,79
52,95	1,54	15,24	5,21	5,23	0,16	4,20	6,64	5,91	2,57	0,28	0,12
52,80	1,69	16,23	3,73	7,69	0,22	3,11	6,94	4,26	1,92	0,48	-
52,56	1,69	15,52	7,46	3,15	0,14	5,27	5,49	5,47	1,34	0,25	1,42

Толы и Орхона) (в вес. %)

P_2O_5	H_2O^-	П.п.п.	Сумма	Порода
0,41	0,49	1,20	100,19	Трахиандезито-дацит
0,25	—	0,40	99,82	Андезитовый порфирит
0,41	0,31	1,28	100,06	То же
0,27	0,50	1,12	99,99	”
0,27	0,35	0,56	99,70	”
0,27	0,25	1,03	100,09	”
0,39	0,25	1,74	99,60	Андезито-базальтовый порфирит
0,38	0,21	0,99	99,67	Трахиандезитовый порфирит
0,34	0,25	2,32	99,87	То же
0,32	0,30	1,69	100,27	”
0,62	0,41	1,87	100,29	Андезитовый порфирит
0,30	0,39	0,82	99,99	Трахиандезитовый порфирит
0,99	3,32	0,63	99,64	Андезитовый порфирит
0,46	0,40	0,61	100,12	Трахибазальт
0,33	0,23	1,52	100,24	Андезитовый порфирит
0,39	0,50	1,52	99,94	То же
0,77	3,29	0,55	99,59	Трахиандезитовый порфирит
0,30	0,24	1,33	100,46	Андезитовый порфирит
0,50	0,48	1,47	99,81	Трахиандезито-базальт
0,33	0,29	1,79	99,23	Трахибазальт
1,26	3,26	2,65	99,81	”
0,27	0,32	1,90	99,52	”
0,25	0,42	1,14	99,76	”
0,50	0,53	0,91	99,83	”

Селенгинского прогиба (верхняя пермь, нижний триас?) (в вес.%)

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
1,17	100,05	Трахиандезит	Левый борт долины р. Шабартуйн-Гол, в 2 км к северо-западу от оз. Шабартуйн-Нур
—	100,01	То же	В 2 км к северу от горы Даган-Дэль
1,54	100,39	”	Левобережье р. Чикой
1,37	49,66	Андезито-базальт	Правый борт долины р. Хацур-Гол
1,47	100,04	То же	То же
2,21	99,54	Трахиандезит	Правобережье р. Бухулэй
1,33	100,09	Трахиандезито-базальт	Западный склон горы Сонгино
0,41	99,68	Авгитовый трахиандезито-базальт	Северный склон горы Сэрэн-Булак-Ула
0,14	100,25	Эссексит	То же
1,07	100,17	Трахидолерит	Западный склон горы Сонгино
	99,67	Трахибазальт	Северный склон горы Сэрэн-Булак-Ула

Таблица 14 (окончание)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
52,22	1,10	17,40	7,39	3,02	0,14	3,32	6,57	3,88	1,74	0,53	1,07
51,96	1,31	18,31	2,81	6,32	0,13	4,18	6,69	3,80	2,40	0,69	—
51,70	1,10	16,26	4,32	4,13	0,14	4,57	6,30	3,94	3,60	0,83	0,10
51,58	1,33	17,12	6,66	4,88	0,10	4,57	4,47	6,09	1,04	0,35	2,30
51,36	0,15	17,03	7,52	2,10	0,12	4,18	7,20	3,50	3,20	0,66	—
51,08	1,41	17,72	3,46	5,89	0,14	4,89	6,94	4,49	3,08	0,66	—
50,70	1,36	18,22	6,51	2,01	0,11	4,37	6,20	3,08	4,28	0,74	—
49,86	1,36	18,02	7,75	1,87	0,13	3,65	6,94	5,20	2,40	0,66	0,80
47,48	1,18	17,30	6,61	5,03	0,19	5,85	8,76	2,80	1,28	0,20	1,40

Примечание. По данным авторов. Анализы выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ. Аналитик С.А. Шилина.

Таблица 15

Химический состав вулканических пород северо-восточной части Орхон-

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
77,96	0,16	11,44	0,20	1,72	0,04	0,18	—	3,59	4,40	0,02	—
77,54	0,20	11,30	3,18	0,76	0,07	0,06	0,96	5,86	0,52	0,01	0,21
76,18	0,15	11,97	0,59	2,01	0,08	—	0,59	3,88	3,68	0,01	—
76,16	0,23	11,37	1,13	1,01	0,03	0,26	0,24	2,60	5,44	0,07	—
75,40	0,08	12,15	0,65	0,70	0,01	0,48	0,67	4,70	4,90	0,03	0,10
75,27	0,00	14,75	0,13	1,86	0,00	0,12	0,18	4,70	2,64	0,02	0,65
74,56	1,30	11,26	1,54	2,45	0,10	0,75	0,60	4,82	1,23	0,05	—
73,57	0,29	13,08	2,21	3,13	0,00	0,00	0,25	5,51	2,37	—	—
73,46	0,28	13,46	0,50	2,55	0,04	0,27	0,74	4,92	3,44	0,04	—
72,62	0,43	13,37	1,56	1,01	0,07	0,47	1,88	3,98	3,91	0,03	0,25
72,16	0,27	14,52	0,22	2,33	0,10	0,27	0,99	5,20	3,88	0,05	—
71,56	0,29	14,50	1,73	1,44	0,09	0,18	0,62	5,48	3,08	0,07	—
71,40	0,32	14,23	1,28	2,01	0,06	0,18	0,50	5,00	4,32	—	—
70,90	0,45	13,88	0,78	3,59	0,14	0,18	0,50	5,80	1,72	0,03	—
69,82	0,35	14,21	0,75	4,09	0,10	0,53	0,84	5,64	3,52	0,05	—
69,34	0,32	15,45	0,75	2,05	0,09	0,61	0,73	3,72	6,24	0,07	—
69,10	0,60	15,36	0,52	3,48	0,15	0,80	0,99	5,63	2,28	0,12	—
69,00	0,45	14,55	0,60	3,59	0,08	0,35	2,81	5,40	1,92	0,06	—
68,62	0,25	14,53	0,81	3,99	0,11	0,27	0,50	2,84	7,68	0,03	—
68,44	0,52	14,36	4,71	0,28	0,07	2,18	2,31	4,07	2,24	0,40	—
68,13	0,49	13,72	2,12	0,79	0,10	0,85	3,88	3,30	2,29	0,11	1,65
67,72	0,33	15,82	2,42	0,93	0,19	0,98	1,40	7,04	2,44	0,23	0,44

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
1,02	99,52	Базальт	Правый борт долины р. Хадзы, северный склон горы Баян-Ундур-Обо
1,65	100,26	Трахидолерит	Левобережье р. Еро-Гол
2,75	99,60	"	Южный склон высоты 1200,0
0,32	99,59	Авгитовый трахи- базальт	Северный склон горы Сэрэн-Булак-Ула
1,32	99,35	Трахиандезито- базальт	Левобережье р. Еро-Гол, южный склон вы- соты 1200,0
0,84	100,61	Трахидолерит	Западный склон горы Сонгино
2,49	100,27	Трахибазальт	Правобережье р. Бухулэй
1,31	99,95	"	Западный склон горы Сонгино
2,03	100,20	Базальт	Левый борт долины р. Хашур-Гол, северо- восточный склон горы Сэрэн-Булак-Ула

Селенгинского прогиба (верхняя пермь) (в вес. %)

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
0,17	99,61	Липарит	Западный склон горы Сонгино
0,11	100,50	"	Левый борт долины р. Хадзы
0,52	99,66	"	Южный склон горы Цогт-Ула
1,28	99,82	"	То же
0,48	100,25	Трахилипарит	Гора Ноён-Хан-Ула
—	100,32	Липарит	Правый борт долины р. Хабцагайн-Булак
0,84	99,50	"	Северный склон высоты 1205,0
—	100,62	Витрокластический туф липаритов	В 10 км к северу от р. Хабцагайн-Булак
0,30	100,01	Липарит	Южный склон горы Унга
0,36	100,04	"	Левый борт долины р. Хадзы, южный склон высоты 1144,6
0,27	100,26	"	Западный склон горы Сонгино
0,36	99,05	Трахилипарит	Верховья р. Шабартуйн-Гол
	99,54	Ортофир	Правый борт долины р. Хабцагайн-Булак
0,31	99,12	Липарит	Северный склон горы Цогт-Ула
0,61	99,51	Дацитовый липарит	То же
0,94	100,36	Трахилипарит	Левый борт долины р. Хадзы
0,61	99,54	Дацитовый липарит	Южный склон высоты 1205,0
0,63	99,50	Липарит	То же
0,57	99,70	"	Родник Мунгул-Худук
0,94	100,53	Дацит	Правобережье р. Хабцагайн-Булак, вблизи верховьев р. Шабартуйн-Гол
2,62	100,05	Кварцевый дацит	Левый борт долины р. Хадзы
0,22	100,17	Трахилипарит	Правый борт долины р. Хадзы

Таблица 15 (окончание)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
67,84	0,69	15,30	0,84	3,38	0,16	0,35	1,33	6,72	1,60	0,06	
67,29	0,56	15,75	2,57	0,75	0,09	0,55	3,44	5,52	2,71	0,16	0,54
66,60	0,47	16,64	2,23	1,16	0,06	0,80	1,83	4,91	3,57	0,15	0,28
65,14	1,03	14,86	4,74	1,20	0,13	2,71	1,40	5,52	2,13	0,41	1,00
64,96	0,68	15,85	2,98	1,07	0,89	0,72	3,16	5,60		0,32	
64,30	0,55	16,17	2,00	1,79	0,07	1,84	1,82	4,00	5,20	0,25	-
63,86	0,81	14,97	1,48	3,41	0,17	0,53	2,11	5,87	2,89	0,23	1,06
63,64	0,65	16,45	2,65	1,69	0,08	1,49	2,80	5,04	3,16	0,26	-
63,46	0,61	18,36	0,94	4,24	0,14	1,06	3,30	5,88	2,88	0,24	-
63,06	0,62	15,80	3,17	2,10	0,16	1,92	4,00	4,55	1,90	0,34	0,36
62,14	0,82	16,27	2,61	3,81	0,09	1,42	4,33	4,32	2,84	0,26	-
62,12	0,73	16,32	1,93	4,27	0,13	1,16	3,84	5,00	2,52	0,23	-
61,36	0,84	16,46	1,78	5,17	0,20	1,66	3,06	5,88	1,72	0,31	-
61,20	0,88	15,87	0,97	5,00	0,19	1,76	4,80	3,52	3,30	0,39	0,16
60,96	0,53	19,64	0,10	4,30	0,10	1,68	2,12	2,80	5,00	0,19	0,10
60,72	0,94	17,24	1,16	5,32	0,16	1,00	3,22	4,52	3,20	0,23	-
60,38	1,03	15,86	3,16	6,00	0,22	1,16	4,21	4,92	1,68	0,43	-
58,82	1,11	16,42	3,56	4,35	0,18	2,19	5,72	4,48	1,30	0,41	-
58,60	1,05	16,64	5,15	4,53	0,27	2,67	4,83	4,92	0,23	0,23	-
58,42	0,91	17,52	2,48	4,45	0,17	1,42	4,04	5,52	2,72	0,26	-
58,12	1,14	15,79	2,63	6,00	0,19	1,69	5,94	4,20	1,92	0,62	-
57,15	1,11	67,49	2,85	4,32	0,16	2,79	6,23	4,64	0,77	0,14	0,62
55,18	1,00	17,20	1,81	7,22	0,17	3,56	8,05	3,00	1,16	0,32	-
54,32	0,96	17,23	4,25	4,71	0,17	4,54	7,93	3,52	1,32	0,32	-
53,90	1,07	17,42	2,98	6,32	0,14	4,18	8,67	3,40	0,40	0,32	-
53,90	1,21	16,54	3,44	6,75	0,21	3,01	7,99	3,08	1,48	0,39	-
53,68	0,91	16,73	3,99	4,63	0,17	4,27	7,55	3,12	0,52	0,32	1,56
53,34	0,94	18,82	2,63	5,75	0,14	4,37	8,03	3,52	0,74	0,44	-
53,31	1,11	18,08	5,53	3,59	0,21	3,43	7,51	4,58	1,25	0,18	0,34
52,72	1,11	18,45	4,69	3,41	0,15	3,58	6,57	4,32	0,84	0,31	1,10
49,60	1,11	21,66	3,46	3,75	0,14	3,31	10,71	3,37	0,74	0,16	0,84
49,50	1,02	20,05	4,76	5,76	0,14	4,09	10,03	2,48	0,48	0,24	-
49,36	1,11	17,99	4,51	5,67	0,17	5,86	9,73	2,72	0,34	0,22	-
49,08	0,98	18,25	3,43	7,40	0,17	5,13	9,22	3,36	0,78	0,24	-
48,74	0,14	18,36	6,70	6,68	0,27	3,70	8,48	3,40	1,00	0,40	-
47,78	1,26	18,39	5,77	5,10	0,19	5,07	9,72	3,00	0,24	0,58	0,84

Примечание. По данным авторов. Анализы выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ. Аналитик С.А. Шилина.

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
1,13	99,50	Липарит	Северный склон высоты 1205,0
0,12	99,55	Трахиллипарит	Правый борт долины р. Хадзы
—	99,25	”	К северу от долины р. Еро-Гол, в 3 км от горы Шара-Хада
—	100,27	Ортофир	Левый борт долины р. Хабцагайн-Булак
1,62	99,85	Трахиандезит	В 3 км к востоку от перевала Шабартуйн-Даба
2,30	100,22	Трахиандезит	Левобережье р. Хадзы
2,72	99,72	Ортофир	Гора Долон-Дабхуг
2,28	100,17	Трахиандезит-дацит	Северный склон высоты 1133,4, около перевала Хадза
1,44	99,56	Дацит	Южный склон высоты 1205,0
1,59	99,61	Андезит-дацит	Левый борт долины р. Хадзы
0,72	99,64	Дацит	Северный склон высоты 1205,0
1,28	99,53	Андезит-дацит	Родник Мунгун-Худук
1,72	99,35	Дацит	Северный склон высоты 1205,0
1,79	99,63	Андезит-дацит	Левый борт долины р. Хадзы
2,40	99,72	Трахиандезит	Правый борт долины р. Орхон
2,47	100,18	Липарито-дацит	Западный склон горы Сонгино
1,25	100,30	Трахиандезит	Южный склон высоты 1060,4
1,71	100,25	Андезитовый порфирит	Левый борт долины р. Хадзы
0,49	99,61	Андезит	Северный склон горы Ханчиргалын
1,26	99,18	Трахиандезит	Восточный склон высоты 1205,0
1,41	99,65	Андезит-базальт	Высота 1205,0
1,23	99,50	Андезит	Левый борт долины р. Хадзы
1,12	99,72	Пироксеновый андезит-базальт	Северо-западный склон горы Ханчиргалын
1,13	100,40	Крупнолестовый андезит-базальт	Южный склон горы Унга
1,23	100,30	Базальт	Восточный склон высоты 1205,0
1,34	99,35	Андезит-базальт	То же
2,45	99,90	То же	Южный склон горы Унга
1,34	100,05	”	Правобережье р. Хабцагайн-Булак, вблизи верховьев р. Шабартуйн-Гол
0,72	99,84	Пироксеновый базальт	Левый борт долины р. Хадзы
2,75	99,89	Андезит-базальт	Северный склон высоты 1133,4, около перевала Хадзы
0,69	99,54	Базальт	Левый борт долины р. Хадзы
1,85	100,39	Крупнолестовый базальт	В 2 км к северу от высоты 1205,0
2,55	100,24	Диабаз	Левый берег р. Хадзы
1,91	99,98	”	Юго-восточный склон высоты 1205,0
1,61	99,50	Крупнолестовый базальт	Северный склон горы Цогт-Ула
1,90	99,84	Базальт	Левобережье р. Хадзы

Таблица 16

Химический состав вулканических пород северной части Орхон-Селенгинского

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	
66,90	0,50	14,60	3,26	0,95	0,08	0,97	3,13	5,40	2,53	0,09	
60,75	0,64	15,75	3,46	2,50	0,06	1,40	2,50	5,24	3,76	0,43	
58,50	0,83	16,30	4,10	2,40	0,08	2,60	4,60	4,60	2,64	0,45	
56,80	0,67	16,50	2,80	4,50	0,09	2,54	4,60	4,30	3,20	0,78	
54,24	1,06	16,65	5,10	2,20	0,11	3,40	6,20	4,20	3,00	0,62	
53,42	1,18	16,23	5,22	3,22	0,10	3,14	6,06	4,80	3,00	0,72	
53,32	1,31	16,63	5,45	2,70	0,10	3,14	6,06	4,70	3,00	0,72	
52,50	1,30	17,00	8,68	1,02	0,01	3,06	4,26	5,10	3,40	0,90	
52,40	1,18	16,40	7,50	1,80	0,11	3,50	6,50	4,05	3,00	0,74	
50,60	1,43	16,32	8,90	0,75	0,08	3,60	6,51	4,80	2,83	0,90	
49,90	1,66	16,70	5,60	4,30	0,12	4,52	6,90	4,20	2,20	0,90	
49,60	1,43	16,60	7,17	2,73	0,13	3,87	7,65	4,22	2,25	0,94	
49,34	1,76	16,64	5,35	5,10	0,15	3,70	8,31	3,40	2,52	0,93	
48,30	1,43	16,70	7,50	2,75	0,01	4,00	6,55	3,60	4,40	1,00	

Примечание. По данным авторов. Анализы выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ. Аналитик С.А. Шилина.

Таблица 17

Химический состав вулканических пород по рекам Хануй-Гол и Хучжирыйн-

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
76,84	0,00	9,57	4,27	1,22	0,06	0,00	0,23	0,18	5,55	не обн.	0,24
76,40	0,17	12,60	0,00	1,43	0,09	0,08	0,41	3,60	4,70	0,04	0,10
71,64	0,00	15,56	1,44	1,94	0,08	0,00	0,23	5,10	3,20	0,08	0,20
71,24	0,42	13,36	1,36	1,43	0,21	0,21	0,64	4,90	4,92	0,09	0,06
70,92	0,35	13,57	1,76	1,68	0,22	0,08	0,64	3,98	5,66	0,06	0,18
70,42	0,64	14,76	1,73	0,75	0,17	0,29	0,93	5,58	2,75	0,13	0,32
70,04	0,71	14,81	0,34	1,72	0,20	0,33	1,27	5,20	4,66	0,13	0,22
69,70	0,64	14,10	2,67	1,65	0,26	0,12	0,69	4,36	4,63	0,13	0,12

прогиба по р. Могойн-Булак (в вес. %)

H_2O^-	П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
0,58	1,62	99,61	Трахидазит	Правый борт р. Могойн-Булак
0,60	2,81	99,81	Трахиандезито-дацит	То же
0,30	2,12	99,52	Трахиандезит	Левый борт р. Могойн-Булак, в 2 км от устья
0,95	2,70	100,45	"	То же
0,70	2,03	99,51	"	"
0,38	2,03	99,51	Трахиандезито-базальт	"
0,36	2,03	99,53	То же	"
0,76	1,58	99,56	"	"
0,50	1,82	99,51	"	В 4 км к югу от впадения р. Могойн-Булак в Селенгу
0,36	2,41	99,51	"	То же
0,94	1,97	99,93	"	"
0,50	2,53	99,63	Трахибазальт	"
0,40	2,03	99,64	"	Левый борт р. Могойн-Булак
0,40	2,73	99,54	"	То же

Гол (в вес. %)

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
1,37	99,53	Трахилипарит	Правый борт долины р. Хануй-Гол, к югу от сомона Баян-Агт, в районе горы Хусутай-Обо
0,41	100,48	"	Правобережье р. Хануй-Гол, к югу от сомона Баян-Агт, в районе горы Баян-Цаган-Ула
1,48	99,61	Афировый трахилипарит	Правобережье р. Хануй-Гол, к югу от сомона Баян-Агт, в районе горы Хусутай-Обо
0,30	99,64	Трахилипарит	То же
0,58	99,70	"	"
1,06	99,53	Липаритовый пелловый туф	Правобережье р. Хануй-Гол, к югу от сомона Баян-Агт, в 6 км к северо-востоку от горы Хусутай-Обо
1,03	100,66	Трахилипаритовый игнимбрит	То же
0,50	99,87	Трахилипарит	"

Таблица 17 (продолжение)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
63,70	0,55	17,57	2,81	1,93	0,14	0,25	1,76	6,40	3,46	0,11	0,24
63,64	0,85	17,35	3,07	2,07	0,11	1,00	2,67	4,83	2,96	0,50	0,20
63,64	0,30	17,21	2,53	3,27	0,19	0,58	2,44	5,23	3,19	0,11	не обн.
63,40	0,15	17,70	2,87	1,29	0,16	0,83	0,70	6,72	3,60	0,14	0,32
62,30	0,70	16,60	3,46	1,65	0,20	1,92	3,03	4,16	4,23	0,48	0,42
60,62	0,85	17,25	2,60	2,87	0,11	2,25	2,79	5,08	3,40	0,23	0,28
60,28	0,85	18,08	2,21	4,27	0,20	1,67	3,26	4,50	2,86	0,11	0,24
60,20	0,85	16,00	3,25	2,29	0,16	3,17	3,95	4,64	3,36	0,11	0,34
59,90	0,85	16,11	3,95	2,26	0,14	2,00	4,42	3,48	3,54	0,20	0,44
59,26	1,00	17,15	3,09	2,66	0,14	2,67	4,42	4,16	3,08	0,23	0,24
58,44	1,00	17,27	3,10	2,58	0,10	2,42	4,88	4,12	2,94	0,20	0,20
57,04	1,00	18,26	2,10	4,81	0,23	2,42	5,23	5,03	2,06	0,64	0,26
56,04	0,39	17,30	6,08	1,58	0,20	3,09	5,79	4,74	2,15	0,06	0,32
54,44	1,13	17,27	3,36	3,23	0,17	3,34	6,04	3,80	2,47	0,30	0,22
54,26	1,27	16,97	3,31	4,17	0,20	3,51	5,81	4,40	2,89	0,59	0,22
53,64	2,01	16,75	3,03	5,35	0,31	2,92	6,57	4,70	1,50	0,60	0,08
53,50	1,36	16,75	2,25	5,57	0,28	5,14	3,60	5,13	1,66	0,37	0,36
52,86	1,13	19,03	4,54	4,85	0,23	3,42	7,67	3,67	1,02	0,14	0,38
52,78	1,45	17,13	1,84	5,74	0,21	4,55	5,58	3,64	2,44	0,47	0,34

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
0,81	99,73	Трахидациит	Р. Унита (правый приток р. Селенги), к северу от вулкана Того-Ула
0,87	99,98	"	Устье р. Хучжирыйн-Гол
0,90	99,59	Крупновкрапленный плагиоклазовый дацит	Левобережье р. Хучжирыйн-Гол, близ впадения в р. Селенгу
2,24	100,12	Авгитовый трахидациит	Правобережье р. Хануй-Гол, к югу от сомона Баян-Агт, в 6 км к северо-востоку от горы Хусутай-Обо
1,42	100,09	Крупновкрапленный биотитовый трахитовый андезитодацит (покров)	Район сомона Бугут, к северо-востоку от г. Булган
1,43	99,71	Трахиандезит	Р. Хучжирыйн-Гол, в 7 км к юго-западу от горы Тахилту-Ула
1,21	99,72	То же (рвущее тело)	То же
1,47	99,79	Крупновкрапленный трахиандезит (рвущее тело)	"
2,29	99,58	Крупновкрапленный ортоклазовый, оливинсодержащий трахиандезит (рвущее тело)	В 7 км к юго-западу от горы Тахилту-Ула
1,41	99,51	Биотитсодержащий трахиандезит (рвущее тело)	То же
2,76	100,01	Ортоклазовый трахиандезит (покров)	Район сомона Бугут, к северо-востоку от г. Булган
0,91	99,99	То же	То же
1,85	99,41	Оливинсодержащий трахитовый андезитобазальт (покров)	"
4,21	99,97	Амфибол-пироксеновый трахитовый андезитобазальт (покров)	"
1,96	99,56	Олигоклазовый пироксенсодержащий андезитобазальт	"
2,25	99,76	Трахитовый андезитобазальт (покров)	Левобережье р. Хануй-Гол
3,53	99,50	То же	То же
0,99	99,92	Трахибазальт (покров)	Левобережье р. Хучжирыйн-Гол
3,49	99,64	Калиевый трахибазальт (покров)	Правобережье р. Хануй-Гол

Таблица 17 (окончание)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
51,36	1,07	19,57	3,93	4,95	0,23	3,51	7,44	3,48	2,18	0,48	0,04
50,94	1,20	17,86	2,17	7,04	0,23	4,34	7,67	3,48	1,65	0,46	0,12
50,36	1,27	17,40	5,90	2,44	0,20	3,97	7,67	4,16	3,08	0,62	0,40
50,04	1,50	17,28	1,38	7,25	0,14	4,82	8,30	3,40	2,08	0,54	0,17
50,04	1,37	17,28	2,86	6,21	0,28	6,77	8,02	3,20	1,20	0,42	0,26
49,92	1,71	16,70	8,35	1,43	0,26	4,85	6,80	4,20	2,08	0,44	0,32
49,76	1,30	17,13	3,04	5,67	0,26	5,14	8,54	4,28	2,03	0,47	0,14
49,28	1,07	18,86	3,86	5,31	0,22	4,34	7,67	3,48	1,65	0,46	0,98
49,02	1,35	17,29	0,00	7,72	0,19	6,19	10,34	2,84	0,82	0,30	0,32
48,96	1,15	18,15	4,97	4,34	0,20	5,35	8,83	3,58	1,18	0,31	0,36
48,86	2,00	16,60	1,80	8,62	0,25	4,18	7,44	3,67	2,32	0,73	0,22
48,18	1,37	16,54	5,29	1,05	0,26	3,17	9,76	2,42	4,65	0,36	1,22

Примечание. По данным В.В. Кепежинскас.

Таблица 18

Химический состав вулканических пород северо-восточной части Желтурин

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
71,23	0,29	14,52	0,43	2,27	0,09	—	0,95	4,65	4,46	0,08	0,34
53,69	0,80	16,67	3,08	6,01	0,19	3,51	4,77	4,00	2,84	1,25	0,52
53,66	1,10	16,20	4,88	5,03	0,11	2,33	3,70	5,05	4,87	1,11	0,74
51,65	1,03	16,77	3,98	4,03	0,11	4,02	4,93	4,32	3,86	1,11	0,22

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
1,55	99,79	Калиевый щелочной базальт (покров)	Район сомона Бутут, левобережье р. Хучжирыйн-Гол
2,38	99,54	Амфиболсодержащий базальт (покров)	Левобережье р. Хануй-Гол
2,07	99,50	Ортоклазовый базальт (покров)	Правобережье р. Хучжирыйн-Гол (верховья)
2,68	99,55	Калиевый щелочной базальт (покров)	То же
2,25	99,41	Щелочной оливинный базальт (рвущее тело)	Левобережье р. Хануй-Гол
2,39	99,44	Калиевый щелочной базальт (покров)	То же
2,49	100,25	Калиевый амфиболсодержащий базальт (покров)	”
1,79	99,54	Щелочной оливинный базальт (рвущее тело)	”
3,66	100,01	Лабрадорный базальт (покров)	”
2,18	99,61	Афировый базальт (покров)	”
3,31	100,00	Калиевый щелочной базальт (рвущее тело)	”
4,28	99,95	Ортоклазовый щелочной базальт	”

ского прогиба (левобережье р. Дзэлтер) (в вес. %)

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
1,94	100,54	Липарит	Междуречье Хормусуин-Гол – Халустуа, в 4,5 км к северо-востоку от горы Номту-Ундур
3,80	99,21	Андезит	В 3 км к северо-востоку от горы Номту-Ундур
0,90	99,58	Трахиандезит	Верховья пади Хормусуин-Гол
5,70	99,60	”	То же

Таблица 18 (окончание)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻
51,50	1,25	17,00	7,60	2,00	0,12	3,38	4,25	6,64	3,41	1,17	0,50
51,46	1,75	16,08	5,00	4,30	0,12	4,02	4,82	4,25	3,35	1,21	0,52
51,07	1,75	15,69	1,94	7,40	0,14	5,25	6,04	3,21	2,76	1,37	0,46
50,90	1,90	15,27	6,47	8,20	0,13	1,70	4,54	4,31	3,21	1,60	0,40
50,70	0,57	11,60	0,66	8,33	0,30	4,16	14,50	1,70	3,61	0,21	0,36
50,61	2,01	14,79	6,95	4,07	0,15	4,71	6,15	3,85	2,21	2,15	0,70
50,30	1,10	17,35	6,55	1,76	0,14	1,30	6,47	4,38	3,22	1,37	0,33
49,83	1,65	17,24	4,72	5,28	0,15	4,53	3,92	4,88	1,83	0,14	0,52
49,52	1,90	15,73	4,57	6,10	0,09	3,22	0,38	3,59	2,53	1,10	0,92
48,74	2,15	14,38	5,67	7,85	0,16	4,22	6,60	4,83	1,90	1,60	0,32
48,44	1,70	15,48	0,96	10,26	0,17	9,80	5,83	3,68	1,11	0,09	0,40
48,37	2,01	15,90	8,40	2,27	0,12	3,51	5,49	4,24	2,57	2,25	1,00
47,84	2,00	16,17	5,24	6,64	0,16	3,78	6,38	3,90	3,00	1,38	0,44
47,82	1,83	15,87	10,60	2,50	0,09	2,00	5,88	4,17	3,28	2,00	1,10
47,32	2,05	15,11	6,22	5,20	0,24	4,18	6,05	3,90	2,70	2,13	1,42

Примечание. По данным А.Я. Салтыковского. Анализы выполнены в лаборатории ИМГРЭ. Аналитик С.А. Шилина.

П.п.п.	Сумма	Порода	Местонахождение
1,72	99,54	Трахибазальт	В 3 км к северо-востоку от горы Номту-Ундур, верховья пади Халустуа
2,57	99,45	"	То же
4,28	99,58	Андезито-базальт	В 1,5 км к востоку от горы Номту-Ундур
0,16	98,79	"	То же
2,80	99,57	"	"
3,80	99,89	Андезито-базальт	Левобережье р. Дзэлтэр, в 3 км севернее от горы Номту-Ундур
7,49	99,50	"	То же
6,30	99,30	Трахибазальт	Верховья р. Халустуа
3,87	99,52	"	То же
1,60	100,02	Трахибазальт	" "
8,44	99,06	Базальт	Междуречье Халустуа – Хормусуин-Гол
5,42	99,96	Трахибазальт	То же
2,80	99,73	Базальт	Левый борт долины р. Хормусуин-Гол
2,36	99,50	Крупнопорфировый базальт	То же
3,00	99,50	То же	Правый борт долины р. Халустуа, в 3 км от ее устья

- Амантов В.А.* 1969а. Геологическое строение Монголо-Забайкальской складчатой системы. — "Изв. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР", т. 5, вып. 6.
- Амантов В.А.* 1969б. Полициклическое развитие Забайкалья и сопредельных зарубежных областей Азии. Вопросы систематики тектонотипов. — "Изв. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР", т. 5, вып. 6.
- Амантов В.А.* 1975. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л., "Недра".
- Амантов В.А., Владимирович В.П.* 1970. Чита. Биостратиграфия континентального триаса в обрамлении западного окончания Монголо-Охотской геосинклинальной области (Селенгинская Даурия, пограничный район Центральной и Восточной Азии), Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР.
- Арсентьев А.А., Нечаева Е.А.* 1951. Краткий очерк вулканизма Удинско-Хилокского междуречья (Западное Забайкалье). — "Труды ГИН АН СССР", вып. 128.
- Арсентьев В.П.* 1966. Фанерозойский магматизм Бурятской АССР. — В кн.: Магматические и метаморфические образования Сибири. М., "Недра".
- Беличенко В.Г.* 1969. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., "Наука".
- Беличенко В.Г., Комаров Ю.В., Мусин Ю.Б., Хренов П.М., Чернов Ю.А.* 1962. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья. — "Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та", вып. 8.
- Белов И.В.* 1963. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР.
- Белоусов В.В.* 1962. Основные вопросы геотектоники. М., Гостеолтехиздат.
- Белоусов В.В.* 1975. Основы геотектоники. М., "Недра".
- Благоурагов В.А.* 1973. Позднедокембрийско-раннекембрийский вулканизм. — В кн.: Геология МНР, т. II. М., "Недра".
- Благоурагов В.А., Зайцев Н.С.* 1972. Джидинская зона ранних каледонид. — "Геотектоника", № 6.
- Богданов А.А., Зоненшайн Л.П., Муратов М.В., Наливкин В.А., Пушаровский Ю.М., Хаин В.Е., Цейслер В.М., Штрейс Н.А.* 1972. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. — "Геотектоника", № 5.
- Горюшенко И.В.* 1969. Девонская вулканоплутоническая формация юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ.
- Грецкая Т.А., Моссаковский А.А.* 1969. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии. — "Изв. АН СССР. Серия геол.", № 2.
- Дир И.А., Хаун Р.А., Зусман Д.Ж.* 1966. Породообразующие минералы, т. II, IV. М., "Мир".
- Добрецов Н.А., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А.* 1971. Породообразующие пироксены. М., "Недра".
- Доржиев В.С., Турунхаев В.И.* 1965. Палеомагнитные данные о возрасте основных эффузивов р. Тамир и нижнего течения р. Хилок. — "Геология и геофизика", № 9.

- Ермиков В.Д. 1968. О нижней границе верхнемезозойского структурного яруса Западного Забайкалья. — "Геология и геофизика", № 1.
- Ермиков В.Д. 1973. Тектоника мезозойского орогенного комплекса Хангай-Хэнгай-Яблоново-Становой горной области. — В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, "Наука".
- Ермиков В.Д. 1974. Сравнительный тектонический анализ континентального мезозоя Забайкалья и Монголии. — "Геология и геофизика", № 9.
- Жалсабон Д.Д., Лямина Н.А., Максимова Э.А., Скрипкина В.В., Перинова Э.П., Язмир М.М. 1969. Магматические формации Западного Забайкалья. — В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ.
- Заварицкий А.Н. 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Зоненшайн Л.П. 1970. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. Автореф. докт. дис. МГУ.
- Зоненшайн Л.П. 1972. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., "Недра".
- Зоненшайн Л.П., Маркова Н.Г., Нагибина М.С. 1971. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии. — "Геотектоника", № 4.
- Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Салтыковский А.Я., Натанов Л.М. и др. 1973. Структурно-магматическая зональность и металлогения Западной части Тихоокеанского пояса. — "Геотектоника", № 5.
- Зоненшайн Л.П., Хасин Р.А. 1973. Разломы. — В кн.: Геология МНР, т. II. М., "Недра".
- Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Коваль П.В., Салтыковский А.Я., Ципуков Ю.П. 1975. Общая тектоно-магматическая зональность Монголо-Охотского пояса и место в ней мезозойских гранитоидов Монголии. — "Труды совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. геол. эксп.", вып. 11.
- Иванов А.Х. 1953. Восточное Прикозоголье. — "Труды Монгольск. комис. АН СССР", вып. 3.
- Иванов А.Х. 1961. Тектоника и основные черты геологического развития северо-востока Монголии. — "Сов. геол.", № 5.
- Кепежинская В.В. 1969. Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклиория (Центральный Казахстан). Новосибирск, "Наука".
- Кепежинская В.В. 1974. Петрохимия позднепалеозойских — раннемезозойских вулканических ассоциаций Центральной Монголии. — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск, "Наука".
- Кепежинская В.В., Лучицкий И.В. 1973. Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии. — "Труды совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. геол. эксп.", вып. 7.
- Киселев А.И. 1965. Мезозойский вулканизм Западного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск.
- Киселев А.И., Салтыковский А.Я. 1964. О некоторых петрохимических особенностях среднеюрских эффузивов Юго-Западного Забайкалья. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 36 (6).
- Киселев А.И., Салтыковский А.Я. 1967. Схема мезозойского вулканизма Западно-Забайкальского вулканического пояса. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 6.
- Коваль П.В., Салтыковский А.Я., Смирнов В.Н., Цэдэн Ц. 1974. Магматизм Джидинского района МНР. — Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР за 1973 г. Новосибирск, "Наука".
- Козубова Л.А. 1967. Интрузивный магматизм юго-западной части Хилокско-Олекминской зоны. Автореф. канд. дис. Л.
- Козубова Л.А. 1973. Взаимосвязь тектонических и магматических процессов в Монголо-Охотской складчатой области и ее раме на примере Центрального и Западного Забайкалья. — В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии. Материалы к X сессии науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ.
- Козубова Л.А., Радченко Г.П. 1961. Новые данные к уточнению возраста вулканогенных толщ джида-хилокской серии в Западном Забайкалье. — В кн.: Тезисы докладов

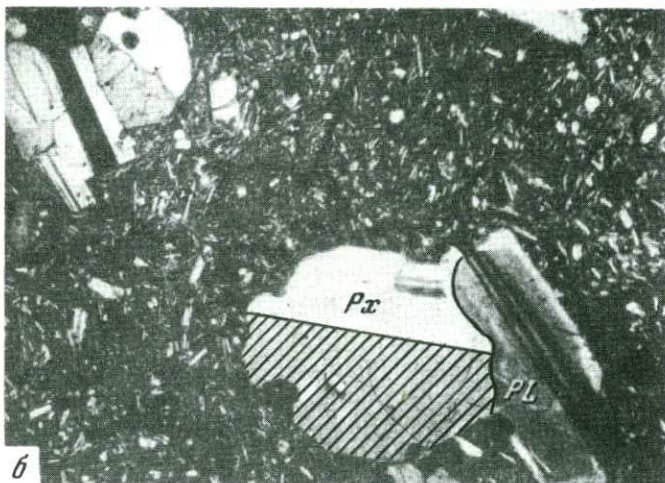
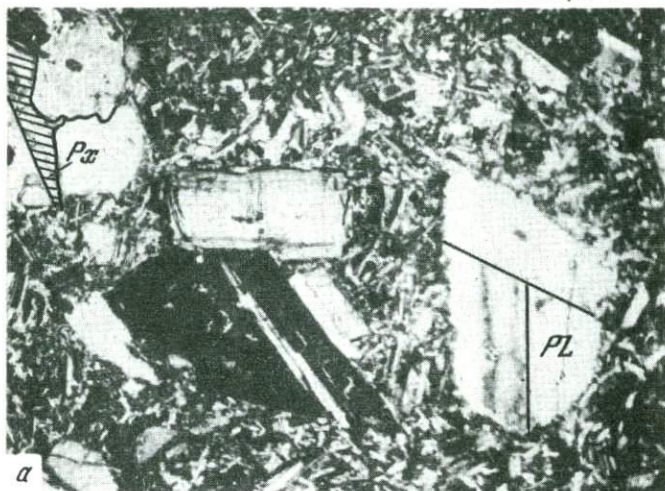
- дов Межведомственного совещания по разработке стратиграфических схем Забайкалья. Л.
- Козубова Л.А., Тихомиров И.Н.* 1974. Схема корреляции магматических образований Забайкалья. – В кн.: Геохронология СССР, т. II. М., "Наука".
- Комаров Ю.В.* 1959. Мезозойский магматизм и полиметаллическое оруденение бассейна р. Уды и Удино-Витимского междуречья. Автореф. канд. дис. Иркутск.
- Комаров Ю.В.* 1972. Мезозойский внегосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, "Наука".
- Комаров Ю.В., Киселев А.И.* 1963. О возрасте боргойской толщи в Западном Забайкалье. – Докл. АН СССР, т. 152, № 3.
- Комаров Ю.В., Киселев А.И., Лямина Н.А., Скобло В.М.* 1965. Среднеюрские эффузивные породы Юго-Западного Забайкалья. – В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. III. М., "Наука".
- Комаров Ю.В., Хренов П.М.* 1963. О типе развития континентальных мезозойских Восточной Азии. – Докл. АН СССР, т. 151, № 4.
- Комаров Ю.В., Хренов П.М.* 1964. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. – В кн.: Складчатые области Евразии. М., "Наука".
- Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А.* 1967. Вулканогенные породы и методы их изучения (на примере краснокаменно-измененных вулканогенных пород Казахстана). М., "Недра".
- Кузнецов Ю.А.* 1964. Главные типы магматических формаций. М., "Наука".
- Кутолин В.А.* 1972. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, "Наука".
- Лодочников В.Н.* 1938. О базальтах Юго-Западного Прибайкалья. – "Сов. геол.", №5.
- Лоули Д., Максвелл А.* 1967. Факторный анализ как статистический метод. М., "Мир".
- Луцицкий И.В.* 1940. О структурах Центрального Забайкалья. – "Сов. геол.", № 1.
- Луцицкий И.В.* 1941. Материалы по стратиграфии и тектонике Центрального Забайкалья. – "Изв. АН СССР. Серия геол.", вып. 1.
- Луцицкий И.В.* 1950. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья. В кн.: Петрография СССР, серия региональной петрографии, вып. 12. М.–Л., Изд-во АН СССР.
- Луцицкий И.В.* 1960. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР.
- Луцицкий И.В., Бровков Г.Н., Пилипенко В.Н.* 1963. Проблема палеовулканологии и палеовулканологические карты. – "Труды Лабор. палеовулканол. Казахстанск. ин-та мин. сырья", вып. 3.
- Маринов Н.А.* 1957. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР.
- Маринов Н.А.* 1964. Геологическое исследование МНР. М., "Недра".
- Матросов П.С.* 1969. Домезозойская история геологического развития Западной Монголии. Автореф. докт. дис. Л.
- Мирчинк Г.Ф.* 1940. Основные закономерности развития земного лика. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 18, вып. 3–4.
- Михно Н.П.* 1961. Мезозойский магматизм южной части Западного Забайкалья. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 7. Улан-Удэ.
- Михно Н.П.* 1964. Стратиграфия осадочно-вулканогенных образований мезозоя южной части Западного Забайкалья. – "Труды Бурятск. комплекс. НИИ", вып. 15.
- Михно Н.П., Соловьев В.А.* 1965. Тектонические условия образования мезозойских формаций Западного Забайкалья. – "Геология и геофизика", № 10.
- Моссаковский А.А.* 1970. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии. – "Геотектоника", № 4.
- Моссаковский А.А.* 1971. Тектоническое положение наземных вулканических формаций орогенного класса. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 46, вып. 5.

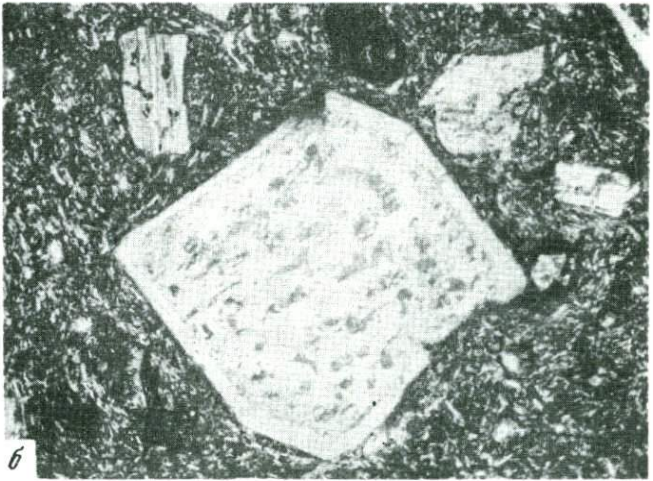
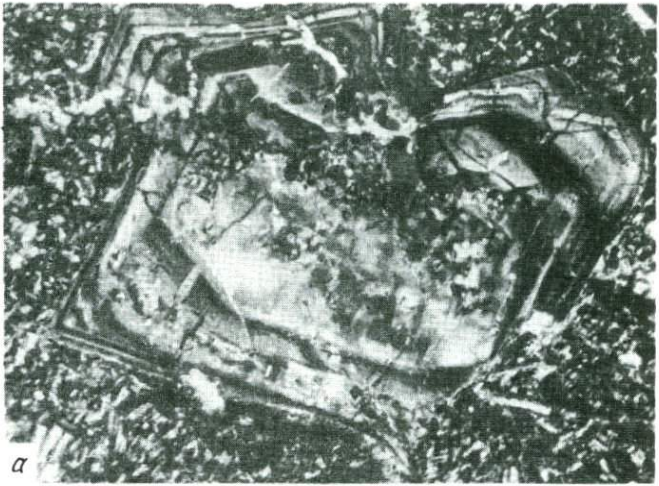
- Моссаковский А.А.* 1972. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения). — "Геотектоника", № 1.
- Моссаковский А.А.* 1974. Верхнепалеозойские—нижнемезозойские орогенные структуры и формационные комплексы. — "Труды совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. геол. эксп.", вып. 9.
- Моссаковский А.А.* 1975. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М., "Наука".
- Моссаковский А.А., Салтыковский А.Я., Томуртогов О.* 1973. Триасовые вулканогенные и молассовые образования Орхонской впадины в Центральной Монголии (стратиграфия, петрографический и петрохимический состав). — "Труды совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. геол. эксп.", вып. 7.
- Моссаковский А.А., Томуртогов О.* 1972. Схема стратиграфии пермских и раннемезозойских вулканогенно-осадочных образований Орхон-Селенгинского прогиба (МНР). — Докл. АН СССР, т. 206, № 5.
- Нагибина М.С.* 1960. История развития структур Монголо-Охотского пояса. — В сб.: Структуры земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Нагибина М.С.* 1963. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 79.
- Нагибина М.С.* 1969. Тектонические условия образования вулканоплутонических формаций. — В кн.: Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносность. М., "Наука".
- Нагибина М.С.* 1974. Структуры и формационные комплексы мезозойской ревивации и активизации. — "Труды совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. геол. эксп.", вып. 9.
- Нагибина М.С.* 1975. Мезозойские структуры. — "Труды совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. геол. эксп.", вып. 11.
- Новиков В.А.* 1961. Триасовые образования Юго-Западного Забайкалья. — Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке стратиграфических схем Забайкалья. Л.
- Новиков В.А.* 1972. Геологическое развитие Южной Бурятии в мезозое (Юго-Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Улан-Удэ.
- Обручев В.А.* 1893. Краткий геологический очерк пути от Кяхты до Калгана с геологической картой. — "Изв. Российск. геогр. о-ва", т. 29, вып. 5. СПб.
- Обручев В.А.* 1900. Центральная Азия, Северный Китай и Нань-Шань. Отчет о путешествии, совершенном по поручению Российского географического общества в 1892—1899 гг., горного инженера В.А. Обручева, т. I. СПб.
- Обручев В.А.* 1914. Орографический очерк Юго-Западного Забайкалья (Селенгинская Даурия). СПб.
- Обручев В.А.* 1929. Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк. Л.
- Обручев В.А.* 1932. Древнее тая или каледонская складчатая зона. — "Труды I Вост.-Сиб. краевого науч.-исслед. съезда", вып. 1. Иркутск.
- Обручев В.А.* 1945. О некоторых основных вопросах геологии Центральной Азии. — В кн.: Вопросы геологии Сибири, т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Одинцов М.М.* 1961. Раннемезозойский тектоно-магматический цикл на Восточно-Азиатской платформе. — "Геология и геофизика", № 1.
- Одинцов М.М., Флоренсов Н.А., Хренов П.М.* 1957. Некоторые геологические закономерности размещения полезных ископаемых в Юго-Восточной Сибири. — "Изв. Вост. фил. АН СССР", № 2.
- Палей И.П., Благодрагов В.А.* 1974. Протерозойские геосинклинальные структуры и формационные комплексы. — "Труды совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. геол. эксп.", вып. 9.

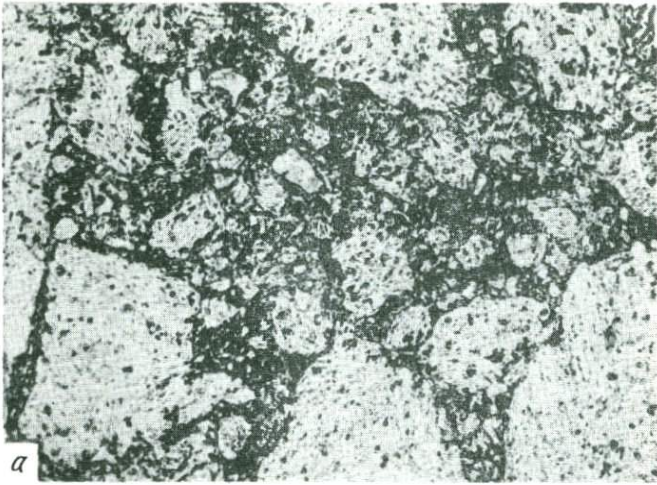
- Павленко А.С., Федорова М.Е., Коваленко В.И. и др. 1974. Гранитоидные формации. – "Труды совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. геол. эксп.", вып. 9.
- Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. 1974. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. М., "Наука".
- Павловский Е.В. 1948. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. – "Труды Ин-та геол. наук АН СССР. Серия геол.", вып. 99, № 31.
- Павловский Е.В. 1951. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. – "Изв. АН СССР. Серия геол.", № 10.
- Петрович Ю.Я. 1963. Стратиграфическое положение осадочно-эффузивных образований Селенгинского прогиба в Северной Монголии и некоторые особенности их формирования. – Материалы по геологии МНР. М., Гостоптехиздат.
- Петрушевский Б.А. 1964. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., "Наука".
- Ритман А. 1964. Вулканы и их деятельность. М., "Мир".
- Ротман В.К., Марковский Б.А. 1974. О притихооканских геосинклинальных базитах. – В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., "Наука".
- Салтыковский А.Я. 1966. О возможном исходном среднем составе магмы в Юго-Западном Забайкалье. – "Изв. АН СССР. Серия геол.", № 12.
- Салтыковский А.Я. 1967. Некоторые черты континентального вулканизма. М., "Наука".
- Салтыковский А.Я. 1974а. Контрастный наземный вулканизм Селенгинского вулканического пояса (север МНР и Западное Забайкалье). – В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермальные процессы. Материалы IV вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский.
- Салтыковский А.Я. 1974б. О латеральной зональности мезозойского вулканизма некоторых районов Восточной Азии. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. Труды I палеовулканол. симпозиума. М.
- Салтыковский А.Я. 1975. Опыт составления палеовулканологической карты Селенгино-Витимского вулканического пояса. – В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций. Вулканизм докембрия. Материалы II палеовулканол. симпозиума. Петрозаводск.
- Салтыковский А.Я., Орлова Л.П. 1973. О проявлениях субвулканического магматизма на северо-востоке МНР. – "Труды совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. геол. эксп.", вып. 7.
- Сапожников В.П., Сизых В.И. 1965. К стратиграфии пермо-триасовых образований Западного Забайкалья. – "Зап. Забайкальск. отд. Геогр. о-ва СССР", вып. 19.
- Скобло В.М. 1966. Схема биостратиграфии юрских толщ Западного Забайкалья. – В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1. Чита.
- Скобло В.М. 1967. Биостратиграфия и остракоды мезозойских отложений Забайкалья. Автореф. канд. дис. Новосибирск – Улан-Удэ.
- Скобло В.М. 1969. О возрастном скольжении границ верхнемезозойских толщ Западного Забайкалья. – В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ.
- Скобло В.М., Лямина Н.А. 1962. Новые данные к решению вопроса о возрасте и стратиграфическом положении петропавловской свиты. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 8. Улан-Удэ.
- Скобло В.М., Лямина Н.А. 1965. Относительно тугнуйского стратотипа. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 9. Улан-Удэ.
- Скрипкина В.В. 1966. Щелочная вулканоплутоническая ассоциация пород нижнего течения р. Хилка (Юго-Западное Забайкалье). – Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 10. Улан-Удэ.

- Сизых В.И.* 1967. Геологическое строение и история развития Малханского антиклинория (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Иркутск.
- Синицын В.М.* 1962. Палеогеография Азии. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Соловьев В.А.* 1967. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., "Наука".
- Сперанская И.М.* 1961. Игнимбриты в вулканогенных толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. — "Труды Лабор. вулканол. АН СССР", вып. 20.
- Тихомиров И.Н., Аргутина А.Т., Козубова Л.А., Юдоборовский И.Х.* 1974. Мезозойские магматические формации Западного и Северо-Западного Забайкалья и их металлогенические особенности. Экспресс-информация ВИЭМС, серия VII, вып. 1, общая и регион. геол. М.
- Тихомиров И.И., Козубова Л.А., Тихомиров И.Н.* 1964. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., "Недра".
- Тихонов В.И.* 1974. Разломы. — "Труды совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. геол. эксп.", вып. 9.
- Толстухин Н.И.* 1920. Краткий предварительный отчет о геологических данных, собранных за поездку летом 1919 г. по Монголии в бассейне р. Селенги. вып. 1. Иркутск.
- Томуртоого О.* 1972. Тектоника и история развития Орхонской впадины (север Центральной Монголии). — "Геотектоника", № 3.
- Томуртоого О.* 1973. Тектоника и история развития Орхон-Селенгинского прогиба. Автореф. канд. дис. М.
- Турунхаев В.И.* 1971. Мезозойские вулканические ассоциации Западного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Новосибирск — Улан-Удэ.
- Турунхаев В.И.* 1975. Мезозойский вулканизм. — В кн.: Мезозойская тектоника Забайкалья. Новосибирск, "Наука".
- Устиев Е.К.* 1959. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — "Сов. геол.", № 3.
- Устиев Е.К.* 1963а. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций. — В кн.: Проблемы магмы и генезис изверженных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Устиев Е.К.* 1963б. Проблемы вулканизма—плутонизма. Вулканоплутонические формации. — "Изв. АН СССР. Серия геол.", № 12.
- Устиев Е.К.* 1967. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса. — "Изв. АН СССР. Серия геол.", № 3.
- Фельдман В.И.* 1958. Геологическое строение части бассейнов средних течений рек Ингоды и Хилка. — "Труды Читинск. геол. упр.", вып. 2.
- Филиппова И.Б.* 1969. Основные черты строения и развития Хангайского синклиниория (Центральная Монголия). — "Геотектоника", № 5.
- Филиппова И.Б.* 1970. Строение и тектоническое развитие варисцид Центральной Монголии. Автореф. канд. дис. М.
- Флоренсов Н.А.* 1947. О структурном типе рельефа Забайкалья и термине "горный хребет". — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 22, вып. 6.
- Флоренсов Н.А.* 1948. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья — "Изв. АН СССР. Серия геол.", № 2.
- Флоренсов Н.А.* 1954. Геологическое строение Бурят-Монголии (краткий очерк). — Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монголии, вып. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Флоренсов Н.А.* 1960. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л., Изд-во АН СССР.

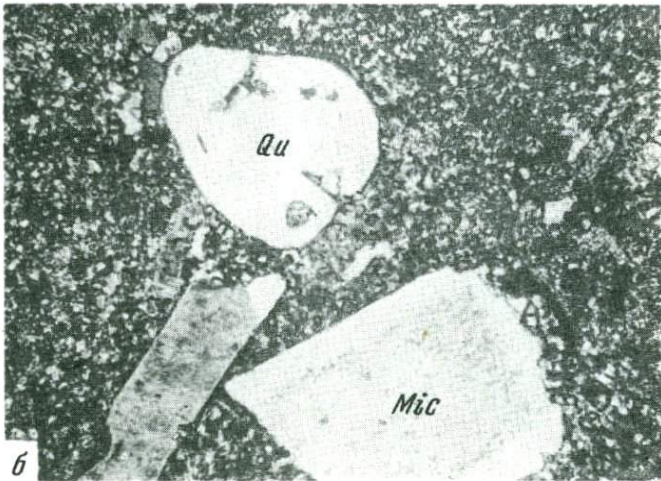
- Флоренсов Н.А. 1964. Общие черты геологического строения Бурятской АССР. — В кн.: Геология СССР, т. XXXV. Бурятская АССР, ч. I. М., "Недра".
- Фомин И.Н., Лашманов В.И. 1958. О юрских отложениях в междуречье среднего течения рек Хилка и Ингоды. — "Труды Читинск. геол. ун-ра", вып. 2.
- Харман Г.Г., Лоуди Д. 1974. Современный факторный анализ. М., "Статистика".
- Хасин Р.А. 1972. Магматизм монгольской части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Автореф. докт. дис. М.
- Холод Ю.М. 1966. К методике геологического картирования мезозойских эффузивных толщ юга Бурятии. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 10. Улан-Удэ.
- Холод Ю.М., Карбаинов А.А. 1967. Субэффузивные аналоги трахиандезитов ичетуйской свиты. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 10. Улан-Удэ.
- Хренов П.М., Комаров Ю.В. 1968. О положении вулканических поясов в структуре Восточной Азии. — В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока и сопредельных акваторий. М., "Наука".
- Хренов П.М., Комаров Ю.В., Бухаров А.А., Гордиенко И.В., Кислев А.И., Дюбанов М.П. 1965. О вулканоплутонических поясах юга Восточной Сибири. — Докл. АН СССР, т. 160, № 6.
- Черский И.Д. 1886. Геология внутренней Азии. — "Труды Санкт-Петербургск. о-ва естествоиспыт.", вып. 2, № 17.
- Черский И.Д. 1889. О результатах исследования озера Байкал. — Материалы для геологии России, т. 13.
- Шейнманн Ю.М. 1937. О характере движений, создавших современный рельеф Средней Азии. — "Проблемы сов. геол.", № 3.
- Шейнманн Ю.М. 1968. Очерки глубинной геологии. М., "Недра".
- Шипулин Ф.К. 1947. Основные черты геологического строения Монголии. — "Сов. геол.", № 24.
- Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., "Недра".
- De Launay L. 1911. La geologie et les richesses minerales de l'Asie. Libr. Polytechn. Ch. Beranger. Paris.
- Macdonald G.A. 1960. Dissimilarity of continental and oceanic rock types. — "J. Petrol.", v. 1, N 2.



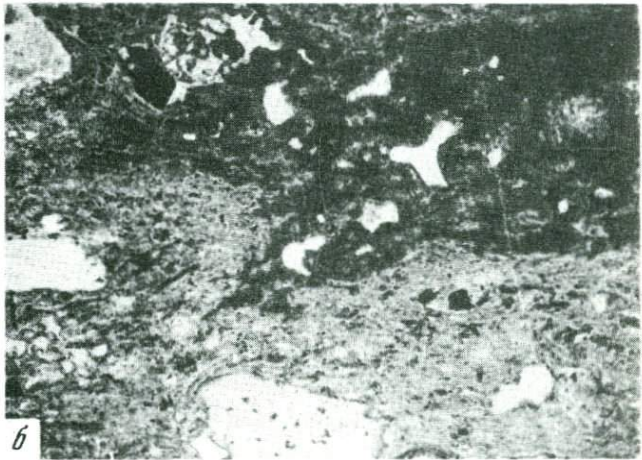
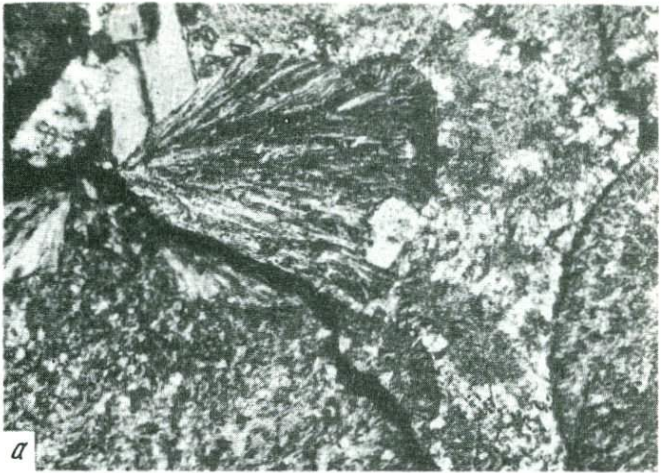


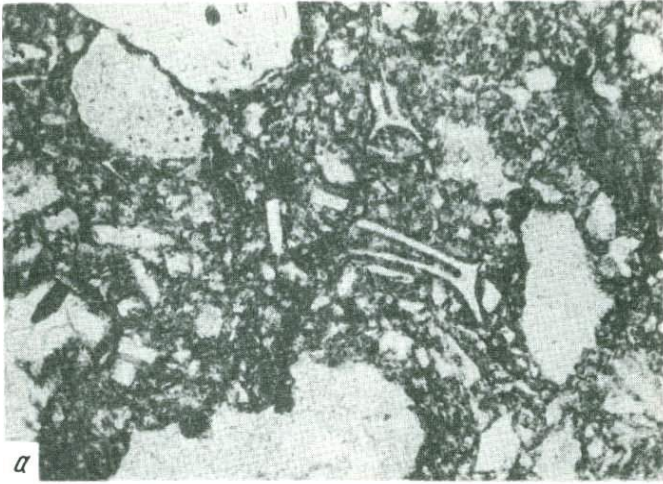


a

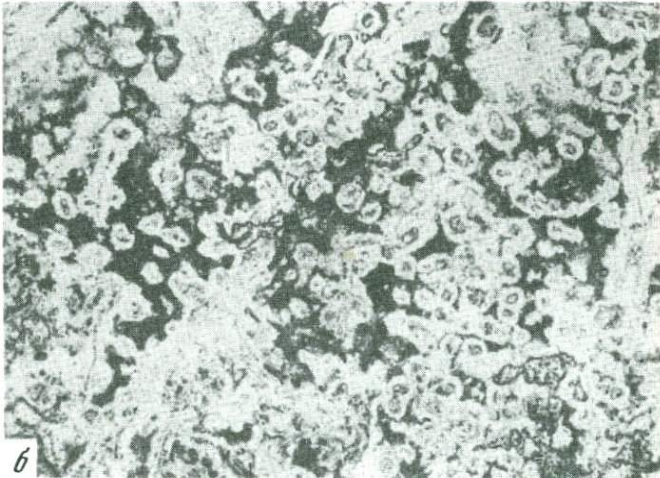


b





a

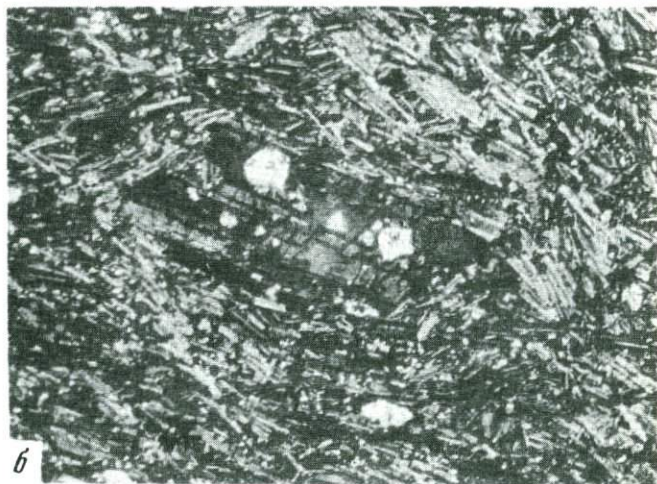


b

Таблица VI

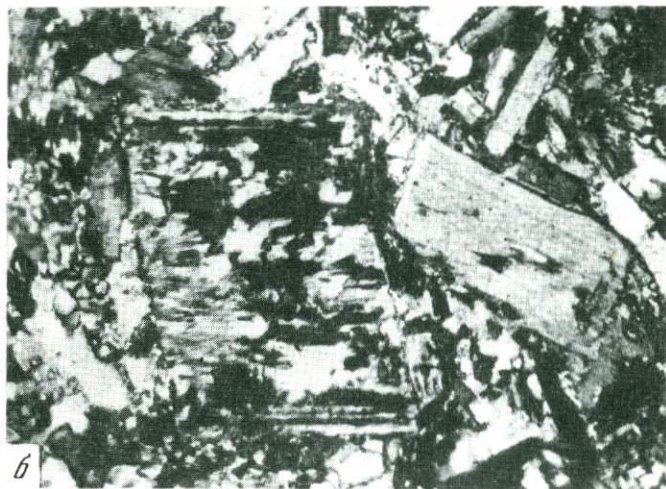
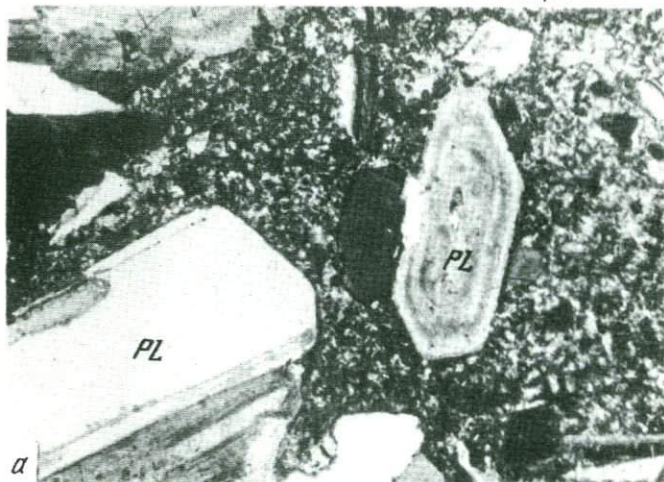


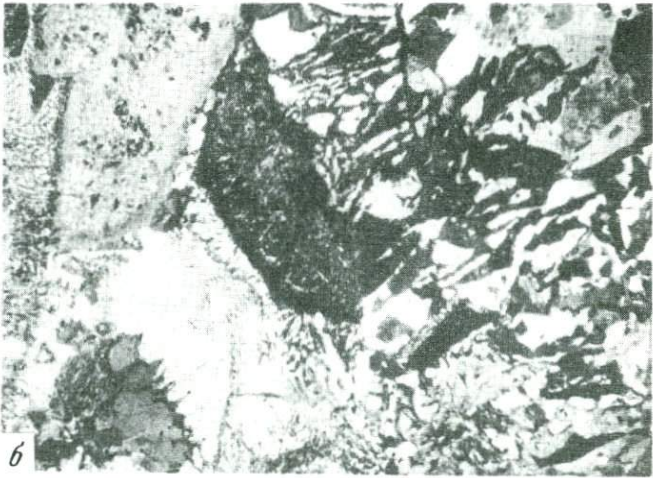
a



b

Таблица VII





ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

- а.б. Вкрапленники зонального плагиоклаза (Pl) и sdвойникового пироксена (Px) в базальте. Андезитовая структура основной массы. Николи +, Увел. 9

Таблица II

- а. Зональный плагиоклаз. Николи +, Увел. 3
б. Включения девитрифицированного вулканического стекла в плагиоклазах. Николи +, Увел. 3

Таблица III

- а. Лавовая брекчия трахиандезита. Николи. + Увел. 9
б. Корродированный кварц (Qz) и таблитчатый микроклин (Mlc) во вкрапленниках липарита. Основная масса фельзитовая. Николи +, Увел. 3

Таблица IV

- а. Сферолоиды в липаритах (сноповидные агрегаты сложены тонкими пластинками кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата). Николи +, Увел. 3
б. Расщепление конца обломков вулканического стекла в игнибритах. Николи +, Увел. 9

Таблица V

- а. Пепловый туф. Николи II, Увел. 3
б. Вариолитовая структура основной массы липарита. Николи II, Увел. 9

Таблица VI

- а. Первичные перлитовые трещины отдельности в вулканических стеклах (витрофировый туф). Николи +, Увел. 3
б. Пилотакситовая структура. Николи +, Увел. 3

Таблица VII

- а. Плагиоклазы (sdвойникопанные и зональные) во вкрапленниках базальтов. Николи +, Увел. 9
б. Альбитизированные плагиоклазы в трахибазальтах. Структура основной массы микрофитовая. Николи +, Увел. 20

Таблица VIII

- а. Офитовая структура в трахидолерите. Николи +, Увел. 9
б. Мирмекиты в зоне закалки мезозойских гранитов и пермских вулканитов. Николи +, Увел. 9

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
<i>1</i> Краткий очерк геологического строения и вулканизма Западного Забайкалья и Северной Монголии	7
Вулканогенные ассоциации Северной Монголии	15
<i>2</i> Пермские вулканогенные ассоциации центральных частей Орхон-Селенгинского прогиба	16
<i>3</i> Триас-юрские вулканогенные ассоциации центральных и западных частей Орхон-Селенгинского прогиба	30
<i>4</i> Пермские и пермо-триасовые вулканогенные ассоциации северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба	39
<i>5</i> Состав продуктов вулканической деятельности северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба	52
<i>6</i> Позднепалеозойские и мезозойские вулканогенные ассоциации Желтуринского прогиба	66
Вулканогенные ассоциации Западного Забайкалья	82
<i>7</i> Ассоциации вулканогенных пород Малханской зоны	83
<i>8</i> Ассоциации вулканогенных пород Джидинской зоны	95
<i>9</i> Петрохимический анализ вулканогенных ассоциаций Северной Монголии и Западного Забайкалья	120
<i>10</i> Основные черты позднепалеозойского-мезозойского вулканизма Северной Монголии и Западного Забайкалья	130
Приложение. Химический состав вулканических пород Западного Забайкалья и Северной Монголии	137
Литература	186

Артур Яковлевич Салтыковский,
Дэмбэрэл Оролмаа

**ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ – МЕЗОЗОЙСКИЙ
ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ
И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

Утверждено к печати

*Ордена Ленина Институтом физики Земли
им. О.Ю. Шмидта*

Редактор издательства *Н.М. Митяшова*

Художественный редактор *А.Н. Жданов*

Технические редакторы *Н.М. Бурова*

Г.П. Каренина

Подписано к печати 22/IV-77 г. Т - 03891
Усл.печ.л. 12,8 + вкл. 0,5. Уч.-издл. 15,7
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 850 экз. Тип.зак.104.
Цена 1 р. 57 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 57 к.

2135