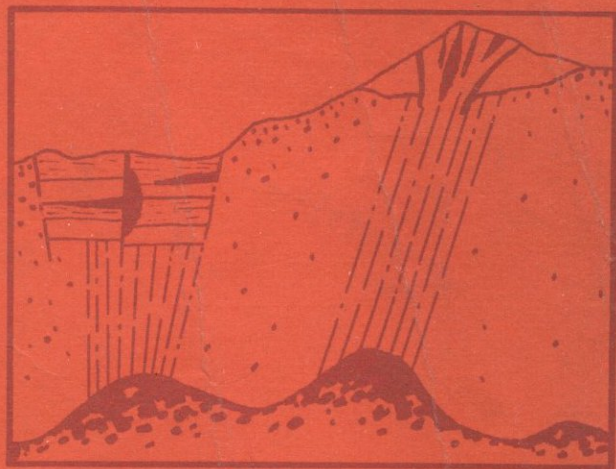


Ж. В. СЕМИНСКИЙ

Вулканизм  
и гидротермальное  
оруденение  
в активизированных  
областях



Ж.В. СЕМИНСКИЙ

Вулканизм  
и гидротермальное  
оруденение  
в активизированных  
областях

3236



МОСКВА·НЕДРА·1980



Ж. В. Семинский. Вулканизм и гидротермальное оруденение в активизированных областях. — М.: Недра, 1980. — 139 с.

Вопросы строения, формирования и рудоносности вулканических сооружений активизированных областей рассматриваются на примере Забайкалья. Описывается таксономический ряд вулканических систем, включающий вулканические пояса, их звенья (вулканогены), вулканические зоны и вулкано-тектонические структуры, развивавшиеся в течение ранне-, средне- и позднемезозойского вулканических циклов. Выделены два класса вулкано-тектонических структур, разделяющихся на несколько морфогенетических типов, которые образуют единый ряд построек (от вулкано-плутонов до вулкано-седиментационных впадин). Вулканизм наиболее интенсивно проявился в геантиклинальных блоках докембрийского фундамента. Эндогенный тектонический режим характеризовался сводово-глыбовым типом движений, развитием дизъюнктивных и инъективных дислокаций, высокой сосредоточенной проницаемостью тектоносферы. В пределах вулканических систем гидротермальное оруденение приурочено к вулканическим зонам и вулкано-тектоническим структурам. Последние представляют собой вулканогенно-рудные центры, отличающиеся по строению, температурному режиму рудообразования и структурным условиям локализации оруденения. Перспективная оценка вулканических систем может проводиться на основании анализа геотектонических, петрогенетических, структурно-вулканических, структурно-литологических и минерагенических поисковых критериев и признаков.

Работа рассчитана на геологов, занимающихся изучением вопросов вулканизма, тектоники и металлогении.

Табл. 4, ил. 37, список лит. — 77 назв.

... Начиная с верхней юры Восточное Забайкалье становится ареной интенсивнейшей вулканической деятельности как в интрузивной, так и в эффузивной фашии. . .

... Вулканический цикл распадается на несколько стадий, характеризующихся различными проявлениями минерализации.

*Академик С. С. Смирнов, 1944 г.*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы со страниц геологической печати не сходят работы, посвященные весьма специфическим тектоно-магматическим процессам, не похожим на привычные процессы образования геосинклиналей и платформ. В настоящее время они наиболее широко известны под названием "процессы тектоно-магматической активизации". Вызванные ими преобразования так глубоки, что позволяют рассматривать области их проявления как равноценные геосинклиналям и платформам структурные элементы земной коры. Характерной особенностью областей тектоно-магматической активизации является интенсивная вулканическая деятельность, отражающая преобразования, которые происходят в коре и верхней мантии в пределах ранее консолидированных структурных зон материков. Таким образом, процессы вулканизма и созданные ими сооружения можно считать типичными для развития и строения тектоносферы областей активизации. С вулканогенными формациями и вулканическими постройками в этих регионах часто связаны месторождения различных полезных ископаемых; многие аспекты этой связи еще нуждаются в изучении.

Территория Забайкалья, входящая в состав складчатых сооружений Азии, — это типичный представитель активизированных областей с широким проявлением вулканизма и связанного с ним рудообразования. На последнее обращал внимание еще С.С.Смирнов [61]. Поэтому взаимосвязь вулканизма и эндогенного оруденения и будет рассмотрена на примере Забайкальской области тектоно-магматической активизации. Забайкалье в отличие от многих областей древнего вулканизма избежало существенных геологических преобразований после завершения мезозойского вулканизма. Здесь на современном эрозионном срезе можно наблюдать центральные, корневые и даже верхние части многих древних вулканов, а в сводовых зонах обнажены гипабиссальные и субвулканические интрузивы. Следует оговориться, что под вулканизмом в работе понимается не формирование отдельных вулканов,

а широкий круг процессов, обусловленных движением магмы в мантии, коре и на земной поверхности, как определял это явление В.И.Влодавец. С вулканизмом связаны становление разнообразных структурных элементов, сложенных вулканическими и вулканоплутоническими комплексами пород, и гидротермальное рудообразование. Такой подход к пониманию вулканизма дает основание отнести к мезозойским вулканогенным образованиям не только собственно вулканические (эффузивные, экструзивные и пирокластические) серии пород и сложенные ими постройки, но и коагматичные им гипабиссальные комплексы, а следовательно, и пространственно связанное с ними эндогенное оруденение.

Многие важные положения, касающиеся геологического развития, строения Забайкалья и металлогении этой крупнейшей рудной провинции, хорошо изученные и нашедшие отражение в обширной геологической литературе, в настоящей работе детально не рассматриваются, а лишь используются по мере необходимости. Из большого круга геологических проблем, возникающих при исследовании вулканизма и рудообразования, выбраны вопросы вулканотектоники, разработанные для этого региона еще недостаточно, и структурные условия локализации гидротермального оруденения в вулканических системах Забайкалья. При этом наибольшее внимание обращено на следующие вопросы:

1. Структурные формы проявления процессов вулканизма. Выделяются и описываются морфогенетические типы вулканотектонических структур, кратко характеризуются вулканические пояса, выделявшиеся ранее, и более подробно их звенья — вулканогены, рассматриваемые практически впервые.

2. Геотектонические условия формирования и развития вулканических систем с учетом их связи с домезозойскими геосинклинальными структурными зонами и мезозойскими структурами этапа тектоно-магматической активизации. Привлекаются данные по глубинному строению земной коры, основанные на анализе физических полей, и высказывается мнение об эндогенном режиме Забайкалья в мезозое.

3. Приуроченность гидротермального оруденения к вулканическим системам: положение этого оруденения в вулканогенах, вулканических зонах и вулканотектонических структурах. Выделяются структурные типы рудных полей, соответствующие определенным морфогенетическим типам вулканических построек.

В настоящее время во многих вулканических сооружениях Забайкалья установлено эндогенное оруденение: в ряде построек локализуются различные по масштабам проявления свинца, цинка, молибдена, олова, флюорита и других полезных ископаемых. О возможности выявления новых рудных объектов свидетельствуют уже известные в этом регионе примеры, а также сопоставление вулканических построек Забайкалья с аналогичными рудоносными сооружениями других вулканических областей. В этой связи в предлагаемой работе наибольшее внимание обращено на типизацию и описание вулканических построек как структур, благоприятных для формирования рудных тел. Указанные вопросы еще далеки от окончательного разрешения (а некоторые из выдвигаемых положений могут рассматриваться как дискуссионные), однако их изучение может способствовать познанию процессов вулка-

низма и связанного с ним рудообразования в отношении выделения типичных геолого-структурных обстановок образования оруденения.

В основу работы положены материалы 15-летних исследований автора по вулканизму и металлогении Забайкалья, в том числе данные полевых наблюдений, проводившихся в пределах 20 вулканических построек в разных частях региона, результаты полевого изучения разрывных нарушений и рудоносных зон. Как и при всяком региональном обобщении, анализировался обширный литературный материал, содержащий и противоречивые сведения, что особенно касается вопросов вулкано-тектоники. Описание вулканических построек и составление схем их геологического строения проведено с учетом данных многих исследователей, занимавшихся съемочными и поисковыми работами.

При изучении вулканизма и рудоносности Забайкалья автор пользовался консультациями И.В.Лучицкого, Н.П.Лаврова, Р.Ф.Данковцева, П.А.Строны, а также помощью и советами О.Н.Шанюшкина, М.Д.Пельменева, Б.В.Власова, В.А.Чернышева, Ю.А.Игошина, И.А.Юрченко, О.С.Никифорова и других геологов. Всем этим товарищам я искренне признателен. Особую благодарность автор выражает Ф.И.Вольфсону, просмотревшему рукопись, высказавшему ряд критических замечаний и давшему много ценных советов.

## Глава 1.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И СТРОЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Территория Забайкалья вместе со складчатыми сооружениями Восточного Казахстана, Алтае-Саянской области, Монголии и Китая входит в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса, заключенного между Сибирской платформой на севере и Китайской и Таримской платформами на юге. Формирование полициклических складчатых сооружений этого пояса, начавшееся в раннем протерозое, завершилось в герцинское время. Некоторые из сформированных структур подверглись весьма существенным преобразованиям в мезозое в связи с процессами тектоно-магматической активизации, охватившими в этот период огромные пространства Центральной Азии. Размещение складчатых сооружений южной части Восточной Сибири и смежных районов Монголии позволило Н.С.Шатскому выделить ряд разновозрастных складчатых поясов — протерозойский (байкальский), каледонский, герцинский и мезозойский, — обрамляющих с юга Сибирскую платформу (последовательное зональное обрастание платформ, по А.Д.Архангельскому).

Дальнейшие исследования тектоники Забайкалья и сопредельных регионов внесли значительные коррективы в схему Н.С.Шатского. Было установлено, что распространение протерозойских и даже архейских структур не ограничивается складчатым поясом байкалитид или карелид, непосредственно примыкающих к Сибирской платформе. Эти структуры были выделены среди каледонид и мезозойд. Они выступают здесь в виде довольно крупных блоков, ограниченных обычно разломами, или слагают ядра куполовидных поднятий.

Не укладываются в территориальные рамки какого-то единого складчатого пояса и мезозойские образования, широко распространенные в пределах каледонского, герцинского, а иногда и байкальского складчатых поясов, а также на территории Сибирской и Китайской платформ. В.И.Казанским, А.Д.Щегловым, В.Л.Масайтисом и другими геологами отмечено, что имеющиеся в Забайкалье мезозойские структурные элементы в строгом смысле не отвечают геосинклинальным или платформенным структурам. Они своеобразны и в то же время характеризуются определенным подобием, независимо от приуроченности к разным складчатым поясам. Забайкалье было отнесено к областям тектоно-магматической активизации.

Формирование Забайкальской активизированной области происходило в два неравноценных по продолжительности этапа: домезозойский — формирование структур фундамента, — носивший полициклический геосинклинальный характер, и мезозойский — тектоно-магматической активизации.

Далее в объеме, необходимом для установления структурной приуроченности мезозойских вулканических систем, будут рассмотрены особенности

развития наиболее крупных домезозойских и мезозойских структурных элементов этого региона. При выделении и описании этих структур использованы работы К.В.Боголепова [12,13], Л.П.Зоненшайна [25], Е.Н.Алтухова, А.Д.Смирнова, Л.Н.Леонтьева [1], В.А.Амантова [2], К.Б.Вулнаева, В.С.Доржиева и др. [41], а также В.П.Арсентьева, В.А.Варламова, А.Л.Додина, М.С.Нагибиной, И.Г.Рутштейна, В.В.Старченко, П.М.Хренова, Ю.В.Комарова и многих других исследователей.

### ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

Общее направление геологического развития Забайкалья в домезозое представляется в следующем виде. В раннепротерозойское время рассматриваемая территория входила в состав обширной протогеосинклинальной системы, занимавшей пространство между Сибирской и Китайской платформами. Геосинклинальные прогибы этого возраста формировались, очевидно, в процессе расчленения архейского ядра Центральной Азии и погружения его отдельных блоков. Фрагменты этого ядра, развивавшиеся в дальнейшем как срединные массивы, сохранились среди протерозойских структур Забайкалья (Байкальская, Гаргинская, Амазаро-Могочинская и другие глыбы). Структуры раннепротерозойской консолидации широко распространены на северо-востоке Забайкалья, в бассейнах Нерчи и Олёкмы.

В средне-позднепротерозойское время геосинклинальные сооружения развивались на территории Восточного Саяна, Байкальской горной области, Западного, Центрального и Юго-Восточного Забайкалья. В настоящее время они занимают приплатформенную часть региона и в виде отдельных, иногда довольно крупных блоков встречаются в районах Забайкалья.

Крупной вехой в истории геологического развития Забайкалья является становление каледонских структур (кембрий—ордовик), наиболее широко развитых в центральной части площади (от бассейна Селенги до бассейна Витима). Формировавшиеся в это время крупные прогибы, выполненные многокилометровыми толщами осадков, рассматриваются как геосинклинальные или эпигеосинклинальные — орогенные [1] сооружения.

Геосинклинальные геологические структуры южной и юго-восточной частей Забайкалья, а также прилегающих районов Монголии формировались в герцинскую (силур—пермь) эпоху складчатости, завершающую доактивизационный период геологической истории Забайкалья.

Формирование раннепротерозойских, байкальских и каледонских структур Забайкалья шло по пути геосинклиналь—складчатая область—ороген (молодая платформа). Орогенный этап образования герцинских сооружений был прерван в начале триаса мощным процессом тектоно-магматической активизации.

Большинством исследователей в Забайкалье выделяется группа разновозрастных складчатых областей, характеризующихся сложным внутренним строением, обусловленным интенсивной расчлененностью и блоковой структурой соответствующих геосинклинальных сооружений, и полициклическостью

## Глава 1.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И СТРОЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Территория Забайкалья вместе со складчатыми сооружениями Восточно-го Казахстана, Алтае-Саянской области, Монголии и Китая входит в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса, заключенного между Сибирской платформой на севере и Китайской и Таримской платформами на юге. Формирование полициклических складчатых сооружений этого пояса, начавшееся в раннем протерозое, завершилось в герцинское время. Некоторые из сформированных структур подверглись весьма существенным преобразованиям в мезозое в связи с процессами тектоно-магматической активизации, охватившими в этот период огромные пространства Центральной Азии. Размещение складчатых сооружений южной части Восточной Сибири и смежных районов Монголии позволило Н.С.Шатскому выделить ряд разновозрастных складчатых поясов — протерозойский (байкальский), каледонский, герцинский и мезозойский, — обрамляющих с юга Сибирскую платформу (последовательное зональное обрастание платформ, по А.Д.Архангельскому).

Дальнейшие исследования тектоники Забайкалья и сопредельных регионов внесли значительные коррективы в схему Н.С.Шатского. Было установлено, что распространение протерозойских и даже архейских структур не ограничивается складчатым поясом байкалитид или карелид, непосредственно примыкающих к Сибирской платформе. Эти структуры были выделены среди каледонид и мезозоид. Они выступают здесь в виде довольно крупных блоков, ограниченных обычно разломами, или слагают ядра куполовидных поднятий.

Не укладываются в территориальные рамки какого-то единого складчатого пояса и мезозойские образования, широко распространенные в пределах каледонского, герцинского, а иногда и байкальского складчатых поясов, а также на территории Сибирской и Китайской платформ. В.И.Казанским, А.Д.Шегловым, В.Л.Масайтисом и другими геологами подмечено, что имеющиеся в Забайкалье мезозойские структурные элементы в строгом смысле не отвечают геосинклинальным или платформенным структурам. Они своеобразны и в то же время характеризуются определенным подобием, независимо от приуроченности к разным складчатым поясам. Забайкалье было отнесено к областям тектоно-магматической активизации.

Формирование Забайкальской активизированной области происходило в два неравноценных по продолжительности этапа: домезозойский — формирование структур фундамента, — носивший полициклический геосинклинальный характер, и мезозойский — тектоно-магматической активизации.

Далее в объеме, необходимом для установления структурной приуроченности мезозойских вулканических систем, будут рассмотрены особенности

развития наиболее крупных докембрийских и кембрийских структурных элементов этого региона. При выделении и описании этих структур использованы работы К.В.Боголепова [12,13], Л.П.Зоненшайна [25], Е.Н.Алтухова, А.Д.Смирнова, Л.Н.Леонтьева [1], В.А.Амантова [2], К.Б.Буднаева, В.С.Доржиева и др. [41], а также В.П.Арсентьева, В.А.Варламова, А.Л.Додина, М.С.Нагибиной, И.Г.Рутштейна, В.В.Старченко, П.М.Хренова, Ю.В.Комарова и многих других исследователей.

### ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

Общее направление геологического развития Забайкалья в докембрийское время представляется в следующем виде. В раннепротерозойское время рассматриваемая территория входила в состав обширной протогеосинклинальной системы, занимавшей пространство между Сибирской и Китайской платформами. Геосинклинальные прогибы этого возраста формировались, очевидно, в процессе расчленения архейского ядра Центральной Азии и погружения его отдельных блоков. Фрагменты этого ядра, развивавшиеся в дальнейшем как срединные массивы, сохранились среди протерозойских структур Забайкалья (Байкальская, Гаргинская, Амазаро-Могочинская и другие глыбы). Структуры раннепротерозойской консолидации широко распространены на северо-востоке Забайкалья, в бассейнах Нерчи и Олёкмы.

В средне-позднепротерозойское время геосинклинальные сооружения развивались на территории Восточного Саяна, Байкальской горной области, Западного, Центрального и Юго-Восточного Забайкалья. В настоящее время они занимают приплатформенную часть региона и в виде отдельных, иногда довольно крупных блоков встречаются в районах Забайкалья.

Крупной вехой в истории геологического развития Забайкалья является становление каледонских структур (кембрий—ордовик), наиболее широко развитых в центральной части площади (от бассейна Селенги до бассейна Витима). Формировавшиеся в это время крупные прогибы, выполненные многокилометровыми толщами осадков, рассматриваются как геосинклинальные или эпигеосинклинальные — орогенные [1] сооружения.

Геосинклинальные геологические структуры южной и юго-восточной частей Забайкалья, а также прилегающих районов Монголии формировались в герцинскую (силур—пермь) эпоху складчатости, завершающую доактивизационный период геологической истории Забайкалья.

Формирование раннепротерозойских, байкальских и каледонских структур Забайкалья шло по пути геосинклиналь—складчатая область—ороген (молодая платформа). Орогенный этап образования герцинских сооружений был прерван в начале триаса мощным процессом тектоно-магматической активизации.

Большинством исследователей в Забайкалье выделяется группа разновозрастных складчатых областей, характеризующихся сложным внутренним строением, обусловленным интенсивной расчлененностью и блоковой структурой соответствующих геосинклинальных сооружений, и полициклическостью

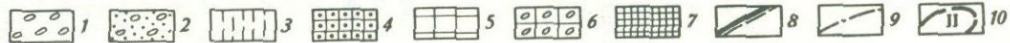
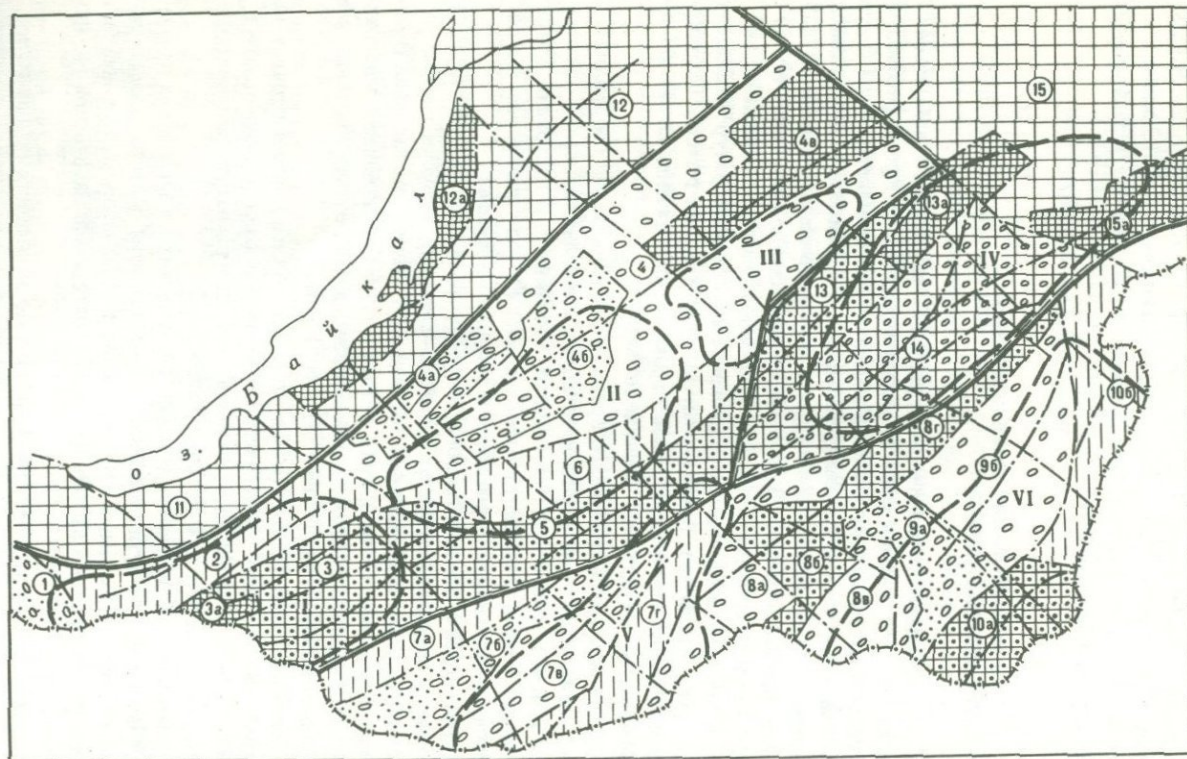


Рис. 1. Схема тектонического районирования Забайкалья. Составлена с использованием материалов Е. Н. Алтухова, В. А. Амантова, В. П. Арсентьева, К. Б. Булнаева, В. А. Варламова, А. Л. Додина, А. А. Крулского, И. Г. Рутштейна, В. В. Старченко и других исследователей.

1 - 4 - палеозойские складчатые сооружения: 1 - геосинклинального типа, 2 - наиболее глубокие геосинклинальные трюги, 3 - геосинклинального типа, 4 - с наиболее устойчивым геосинклинальным режимом; 5 - протерозойские складчатые сооружения; 6 - то же, переработанные каледонской складчатостью; 7 - срединные массивы; 8 - структурные швы, разграничивающие складчатые области; 9 - прочие региональные разломы; 10 - контуры мезозойских вулканических ареалов (1 - У1).

Палеозойские структурно-формационные зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса. Селенгино-Витимская складчатая область каледонид: 1 - Джидинская, 2 - Селенгино-Удинская, 3 - Заганская (За - Кяхтинская подзона), 4 - Удино-Витимская (4а - Курбино-Туркинская, 4б - Удино-Еравнинская, 4в - Витимо-Амалатская подзоны), 5 - Малханская, 6 - Хилокская. Монголо-Забайкальская складчатая область герцинид: 7 - Хэнтэй-Даурская (7а - Чикой-Ингодинская, 7б - Менза-Шумиловская, 7в - Киркунская, 7г - Даурская подзоны), 8 - Агинско-Борщовочная (8а - Западно-Агинская, 8б - Центрально-Агинская, 8в - Восточно-Агинская, 8г - Борщовочная подзоны), 9 - Газимуро-Борзинская (9а - Борзинская, 9б - Газимурская подзоны), 10 - Приаргунская (10а - Урулунгуйская, 10б - Урумкано-Уровская подзоны). Докембрийские структурно-формационные зоны обрамления Центрально-Азиатского пояса. Байкальская складчатая область: 11 - Хамар-Дабанская, 12 - Баргузино-Муйская (12а - Байкальская подзона). Становая складчатая область: 13 - Нерчинская (13а - Моклаканская подзона), 14 - Нерчинско-Урюмская, 15 - Олёкминская (15а - Амазаро-Могочинская подзона)

их геологического развития. К таким складчатым областям, являющимся для Забайкалья геотектоническими единицами первого порядка, относятся Становая (раннепротерозойская), Байкальская (средне-позднепротерозойская), Селенгино-Витимская (каледонская) и Монголо-Забайкальская (герцинская) (рис.1)\*.

Границы складчатых областей тектонические. Байкальская и Селенгино-Витимская области сочленяются по зоне Селенга-Витимского (Джида-Витимского или Туркино-Бамбуйского) шва. От Становой области две эти системы отделены зоной Муйско-Олёкминского разлома. Границей Селенгино-Витимской и Монголо-Забайкальской складчатых областей служит Чикой-Шилкинский (Монголо-Охотский) разлом). Простирание этих разломов, имеющих характер структурных швов, за исключением Муйско-Олекминского, продольное по отношению к домезозойским складчатым структурам - северо-восточное. Однако нельзя говорить о четком ограничении рассматриваемых складчатых областей разломами, так как при формировании более молодых геосинклинальных; а затем и складчатых систем происходила переработка (и нередко весьма активная) прилежащих древних структурных элементов. Так, в Байкальской области вблизи ее границ с каледонскими складчатыми сооружениями и даже во внутренних частях широко развиты нижнепалеозойские гранитоиды витимканского и конкудеро-мамаканского комплексов. Интенсивно переработаны каледонскими складчатыми движениями раннепротерозойские структуры Становой области, что в свое время послужило основой для включения их в состав каледонского складчатого пояса. Показательно в этом отношении и северо-восточное замыкание Селенгино-Витимской складчатой области,

\* В работе в основном употребляются географические названия, укоренившиеся в геологической литературе по Забайкалью.

## Характер тектонического режима докембрийских структурно-формационных зон и подзон Забайкалья

Структурно-формационные зоны или подзоны	Тектонический режим									
	Байкальское время		Каледонское время				Герцинское время			
	Геосин- клиналь- ный	Геоанти- клиналь- ный	Геосин- клиналь- ный	Геоанти- клиналь- ный	Типа сре- динных массивов	Плат- фор- менный	Геосин- клиналь- ный	Геоанти- клиналь- ный	Типа сре- динных массивов	Плат- фор- менный
1* Джидинская	+		+							+
2. Селенгино-Удинская	?			+						+
3. Заганская		+		+						+
4. Удино-Витимская (кроме 4в)		+	+							+
4в. Витимо-Амалатская		+			+					+
5. Малханская		+		+						+
6. Хилкская		?		+						+
7а. Чикой-Ингодинская	+		+					+		
7б. Менза-Шумиловская		+	+				+			
7в. Киркунская		+	+				+			
7г. Даурская	+		+					+		
8а. Западно-Агинская	+		+				+			
8б. Центрально-Агинская	+				+				+	
8в. Восточно-Агинская	+		+				+			
8г. Борщовочная	+			+					+	
9а. Борзинская		+		+			+			
9б. Газимурская		+		+			+			

10а. Урулюнгуйская			+							+
10б. Урюмкано-Уровская			+					+		
11. Хамар-Дабанская	+				+					+
12. Баргузино-Муйская	+				+					+
13. Нерчинская			+				+			+
14. Нерчинско-Урюмская			+				+			+
15. Олёкминская			+							+

\* Номера зон и подзон соответствуют их номерам на рис.1.

где широко развиты раннепротерозойские и даже архейские образования (Витимо-Амалатская глыба). Здесь граница каледонид и ранних протерозоид носит блоковый "ступенчатый" характер.

Структурными единицами второго порядка являются структурные (структурно-формационные) зоны. Они отличаются тектоническим режимом, составом и строением формационных комплексов, характером дислокаций и некоторыми другими особенностями. Во многих случаях среди них выделяются более дробные тектонические подразделения — подзоны со специфическими чертами геологического развития и строения. Геологическое строение и история формирования этих сооружений достаточно полно отражены в литературе. К началу мезозоя территория Забайкалья оказалась расчлененной на серию зон (блоков), отличавшихся по составу слагающих их пород, а также по тенденциям геологического развития (табл.1).

### ЭТАП МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Мезозойский этап геологического развития занимает особое место в формировании геологических структур Забайкалья. Как указывает И.В. Лучицкий [38], генетическая сущность мезозойского структурного комплекса Забайкалья не является еще строго определенной. Тем не менее очевидно, что преобразования, связанные с формированием мезозойских структур Центральной Азии (в том числе и Забайкалья), так значительны, что позволяют выделить области их проявления в самостоятельные структурные элементы земной коры, в какой-то мере равноценные по рангу геосинклиналям и платформам, но отражающие новый этап геологического развития земной коры.

Процессы автономной тектоно-магматической активизации занимают вполне определенное положение в истории развития того или иного участка земной коры. Как известно, формирование земной коры, начавшееся 3,5 млрд. лет назад, носило направленный характер, показателем чего является постепенное нарастание мощности гранитного слоя, зародившегося в виде островков в архее—раннем протерозое [24]. Раннепротерозойские пангеосинклинали с малоамплитудными горизонтальными перемещениями в палеозое сменились приразломными троговыми геосинклиналями, разделенными геодантиклинальными структурами. В ранних геосинклиналях наиболее полно были выражены начальный и ранний периоды их развития, в поздних — конечный [53]. Усилились процессы гранитизации, увеличилась скорость накопления осадков. Земная кора территории Забайкалья в результате эволюции геологических процессов к началу мезозоя приобрела значительную мощность (до 40 км), отличалась повышенной жесткостью и гетерогенностью. Естественно, что в этих условиях тектонические процессы могли иметь совершенно новое, отличное от геосинклинального или платформенного типа проявление. К такому проявлению тектонических процессов в условиях земной коры Забайкалья, характеризующейся высокой зрелостью, и следует отнести формирование структур тектоно-магматической активизации.

Несмотря на выдержанность последовательности проявления, структурного плана и состава магматизма, процессы активизации отличаются значи-

тельным разнообразием, что обусловлено, вероятно, состоянием того субстрата, на котором эти процессы проявляются [2]. В целом для Забайкалья выделяются три стадии активизации: триасово-среднеюрская, среднеюрско-раннемеловая и раннемеловая [57].

Наибольшей разнородностью структурных форм отличается триасово-среднеюрская стадия, знаменующая зарождение процессов активизации на описываемой территории. В пределах герцинских структур Монголо-Забайкальской складчатой области, вступивших в орогенный этап и еще сохранивших в какой-то мере геосинклинальные тенденции развития, продолжали формироваться сравнительно крупные прогибы (Западно-Агинский, Восточно-Забайкальский), заполненные континентальными или мелководными морскими осадками пермо-триаса и ранней—средней юры. Магматизм в этих условиях носил резко подчиненный характер; продукты вулканизма не играли еще сколько-нибудь существенной роли.

Совершенно иные явления в эту стадию происходили в пределах Селенгино-Витимской складчатой области, развивавшейся уже по типу квазиplatformформ. Здесь резко преобладали процессы вулканизма и интрузивного магматизма, выразившиеся в формировании крупных вулканических сооружений. Однако и здесь усматривается определенная связь с развитием домезозойских структур. Выражается она в унаследованном проявлении позднепалеозойского и раннемезозойского вулканизма (Тамирский, Верхне-Хилокский и другие районы).

Среднеюрско-раннемеловая стадия мезозойской тектоно-магматической активизации является наиболее показательной для рассматриваемых процессов. Она отличается уже гораздо большим разнообразием проявления активизации как в герцинских, так и в каледонских структурно-формационных зонах. В это время на территории Забайкалья формировались вулканические постройки, интрузивные массивы гипабиссального типа и приразломные впадины, выполненные терригенными континентальными толщами. Устанавливается определенный сдвиг во времени формирования мезозойских образований, особенно характерный для структур, сложенных магматическими породами [29]. Он выражается в том, что в эту стадию в Западном Забайкалье структуры активизации формировались в основном в средней юре, в Центральном Забайкалье — в средней—поздней юре, а в Восточном Забайкалье они продолжали развиваться и в позднеюрско-раннемеловое время.

Заключительная, раннемеловая стадия мезозойской активизации проявилась повсеместно. Процессы активного вулканизма уступили место накоплению терригенных (часто угленосных) осадков. Вдоль крупных расколов фундамента происходили излияния базальтов.

Рассматриваемые процессы активизации охватили не только каледонские и герцинские складчатые сооружения. Они проявились и среди докембрийских структур Байкальской и Становой складчатых областей. Однако в пределах байкальских структур преобладали блоковые перемещения на фоне весьма интенсивного воздымания; процессы магматизма и осадконакопления играли здесь подчиненную роль [56, 57]. На территории Становой складчатой области наиболее широко проявились процессы интрузивного магматизма (особенно в триасовое время).



Рис. 2. Палеотектоническая схема Забайкалья. Триас – средняя юра. Составлена с использованием материалов Н. А. Флоренсова, Ю. В. Комарова, Н. А. Логачева, Д. Б. Базарова, А. С. Ендриковского, Г. Ф. Уфимцева, Ю. А. Зорина, И. Г. Рутштейна, В. П. Арсентьева, Г. И. Менакера и других исследователей.

1 – сводовые поднятия с расчлененным рельефом, развивавшиеся на докембрийском (а) или палеозойском (б) складчатом основании; 2 – депрессионные области со слаборасчлененным рельефом, развивавшиеся на каледонском и герцинском складчатом основании; 3 – вулканические сооружения с преобладанием кислых (а), средних (б) и основных (в) пород; 4 – прогибы, выполненные терригенными толщами; 5 – интрузивные массивы гранитоидов с преобладанием кислых (а) и субщелочных (б) пород; 6 – зоны разломов, контролировавшие вулканическую деятельность

Рассматривая различные типы областей активизации (или орогенных областей), Н.П.Херасков [70] отметил, что среди них различаются области, в которых вулканические толщи и интрузии широко распространены, и области, в которых они не установлены или представляют исключение. Две эти группы областей соответствуют плиомагматическим и миомагматическим зонам, выделенным В.Л.Масайтисом и Ю.Г.Старицким [40]. Забайкалье – это типичный представитель областей активизации первого типа, ко вторым может быть отнесена Саяно-Байкальская область.

Каковы же структурные формы проявления процессов мезозойской тектоно-магматической активизации в Забайкалье? Исследование структур активизации связано со значительными трудностями, так как основными элементами их являются своды, лишенные осадочного чехла. Их К.В.Богослов [12] и предлагает считать исходными членами ряда континентальных геологических структур. В Забайкалье, как известно, к наиболее крупным структурным элементам подобного типа относятся Байкальский, Становой, Даурский и Восточно-Забайкальский своды, разделенные обширными депрессионными структурами – областями – Селенгино-Витимской, Агинской, Приаргунской, Пришилжинской (мегасводы и мегадепрессии, по Г.И.Менакеру).

Рассматриваемым структурным элементам свойственны специфические черты глубинного строения [44]. Так, сводовые структуры характеризуются увеличением мощности гранитно-осадочного слоя земной коры (до 6–7 км). В кровле базальтового слоя им соответствуют прогибы (до 20–22 км). В Даурском своде, кроме того, отмечается увеличение общей мощности земной коры (до 46–48 км на фоне 38–40 км). Депрессионные структуры отличаются поднятием кровли базальтового слоя (глубина его залегания 13–15 км). Гранитно-осадочный слой развит локально; лишь на отдельных участках мощность его достигает 3–5 км.

К началу мезозойской активизации как положительные континентальные структуры оформились лишь Байкальский и Становой своды. Они составляли северное обрамление и краевые части Забайкальской активизированной области. В триасово-среднеюрскую стадию активизации эти участки продолжали развиваться как своды (рис.2). Во внутренней части области формировался Даурский свод, охвативший Киркунскую, Даурскую, частично Менза-Шумиловскую подзоны Хэнтэй-Даурской зоны герцинид. В это же время наметились Агинское и Приаргунское поднятия (Центрально-Агинская подзона и Приаргунская зона герцинид). На фоне сводообразования и общего воздымания территории развивались и депрессионные структуры. На юго-восточном кры-

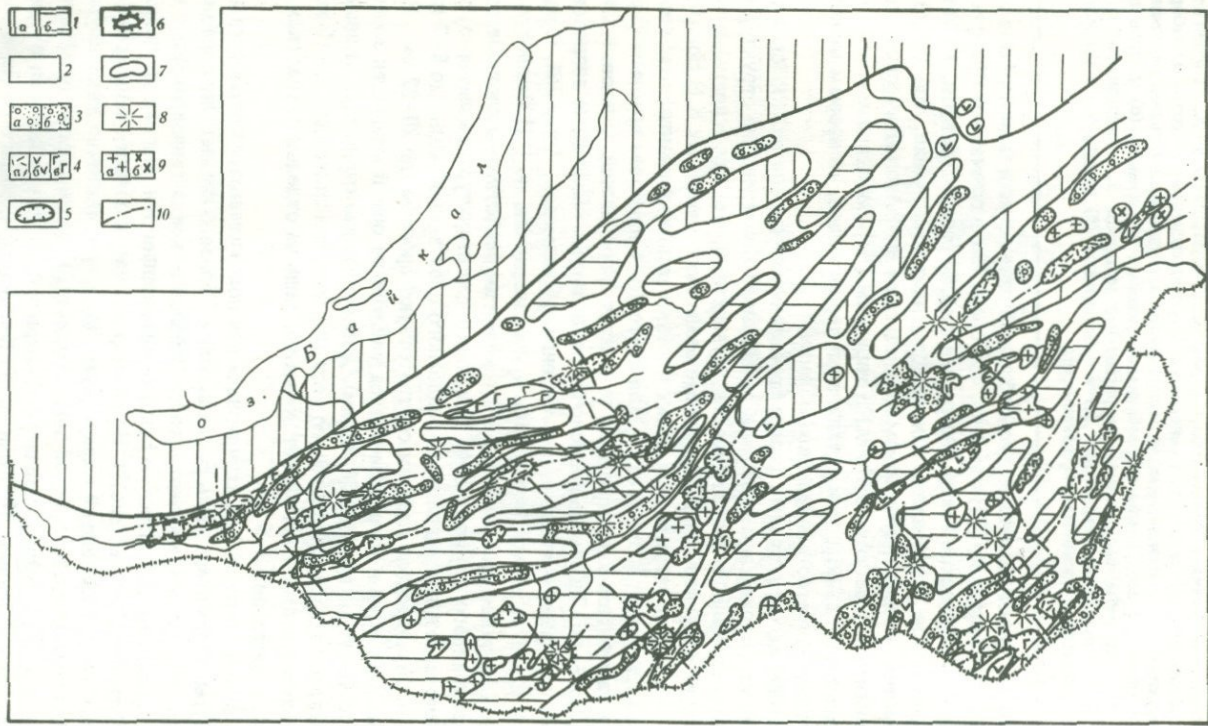


Рис. 3. Палеотектоническая схема Забайкалья. Средняя юра – ранний мел. Составлена с использованием материалов Н. А. Флоренсова, Ю. В. Комарова, Н. А. Логачева, И. Г. Рутштейна, В. П. Арсентьева и других исследователей.

1 – сводовые поднятия с расчлененным рельефом, развивавшиеся на докембрийском (а) или палеозойском (б) складчатом основании – горные хребты и их системы; 2 – депрессионные области со слаборасчлененным низкогорным или равнинным рельефом; 3 – межгорные впадины, выполненные породами терригенных континентальных формаций (а) или содержащие в разрезе этих формаций значительное количество продуктов вулканической деятельности (б); 4 – вулканические структуры, выполненные породами преимущественно кислого (а), среднего (б) или основного (в) состава; 5 – вулканотектонические впадины, кальдеры, вулканоседиментационные впадины; 6 – стратовулканы, вулканокупольные структуры; 7 – структуры неуставленного типа; 8 – вулканы центрального типа; 9 – интрузивные массивы гранитного (а) или гранодиоритового (б) состава; 10 – зоны разломов, контролировавшие вулканическую деятельность

ле Байкальского свода формировалась Селенгино-Витимская депрессионная область со слаборасчлененным рельефом [46, 68], в пределах которой весьма интенсивно проявились процессы вулканизма и интрузивного магматизма ранней стадии активизации. Но наиболее глубокие прогибы, заполнявшиеся осадками, развивались в Юго-Восточном Забайкалье, между Даурским, Агинским и Приаргунским поднятиями. Даурский и Становой своды в этот период характеризовались проявлением интрузивного магматизма, наиболее интенсивного в их осевых частях.

3236  
Дальнейшее развитие структурных элементов первого порядка в Западном и Центральном Забайкалье шло по пути усложнения их внутреннего строения с расчленением на локальные сводовые (сводово-купольные) и депрессионные структуры (рис.3). В Восточном Забайкалье в процессе инверсии ранне-среднеюрского прогиба было образовано сводовое поднятие, а раннеюрское Приаргунское поднятие расчленилось на локальные купольные и депрессионные структуры с преобладанием последних. Купольные структуры отличаются гранитно-осадочным составом верхних горизонтов земной коры. В их строении участвуют в основном гранитоиды или метаморфические породы протерозоя и палеозоя. В депрессионных структурах гранитно-осадочный слой развит незначительно.

Формирование сводовых и депрессионных структур сопровождалось процессами магматизма и связанным с ними образованием приразломных впадин вдоль крупных разрывных нарушений Забайкалья в виде зон, конфигурация которых подчинена плану разрывных деформаций (рис.4). Наиболее важное контролирующее значение имеют разломы северо-восточного, северо-западного и близширотного направлений. Первые обычно отчетливо картируются в виде серий сближенных разрывов большой протяженности. Разломы северо-западной ориентировки устанавливаются по отдельным коротким разрывным нарушениям, по смещениям и изменениям конфигурации мезозойских впадин и другим признакам. Они представляют собой тектонически ослабленные зоны. Разноориентированные региональные разломы (особенно поперечные) пересекают как сводовые, так и депрессионные структуры. Продольные разломы формировались на границах сводов или в их осевых частях. Процессы извержения магмы и осадконакопления в среднеюрско-раннемеловое вре-



Рис. 4. Схема региональных разломов и зон проявления позднемезозойских тектоно-магматических процессов.

1 – контуры зон; 2 – 3 – осевые линии глубинных разломов: 2 – первого порядка, 3 – второго порядка; 4 – прочие разломы; 5 – тектонически ослабленные зоны.

Разломы и ослабленные зоны: 1 – Селенга-Витимский, 2 – Чикой-Шилкинский (Монголо-Охотский), 3 – Муйско-Олёкминский, 4 – Уда-Витимский, 5 – Кудун-Кондинский, 6 – Тугнуйский, 7 – Хилокский, 8 – Нерчинский, 9 – Онон-Туринский, 10 – Восточно-Агинский, 11 – Газимурский, 12 – Урулунгуйско-Уровский, 13 – Уда-Ононская, 14 – Еравна-Агинская, 15 – Витим-Аргунская

---

мя преобладали в пределах депрессионных зон, где концентрируется около 70% их продуктов.

Рассматривая природу тектоно-магматической активизации, В.В.Белосов [4] считает, что она обусловлена прорывом материала из нижних слоев мантии в вышележащие области тектоносферы. В верхних слоях волновода при этом происходит выплавление базальтов, образуются поднятия, в корнях которых формируются гигантские базальтовые линзы. С таких позиций можно объяснить возникновение долгоживущих тепловых потоков, направленных из недр земли к поверхности, и связанную с ними магматическую деятельность. В условиях земной коры, отличающейся гетерогенностью и высокой степенью зрелости, что характерно для Забайкалья, существуют участки повышенной проницаемости и прорыва магматического материала на поверхность. Таким образом, процессы вулканизма являются весьма характерным выражением тектоно-магматической активизации. В Забайкалье с этими процессами связано образование большой группы вулканогенных формаций и сложенных ими разнообразных структурных элементов.

**МЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ  
КОМПЛЕКСЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ**

Вулканическая деятельность, как известно, циклична, что обусловлено пульсационным характером выделения энергии и формирования тепловых потоков. В Забайкалье выражением такого характера вулканизма являются рассмотренные стадии тектоно-магматической активизации, каждой из которых соответствует определенный вулканический цикл, разделяющийся, в свою очередь, на фазы. В составе единого мезозойского мегацикла, охватывающего 140–160 млн. лет, предлагается выделить три вулканических цикла: раннемезозойский, или триасово-раннеюрский (продолжительностью около 50 млн. лет), среднемеозойский, или среднеюрско-раннемеловой (около 70 млн. лет), и позднемеозойский, или раннемеловой (около 30 млн. лет). Среднемеозойский вулканический цикл, в течение которого фиксируется перерыв в вулканической деятельности и некоторая тектоническая перестройка, целесообразно разделить на два подцикла: средне-позднеюрский и позднеюрско-раннемеловой.

Выделенные вулканические циклы отличаются составом вулканогенных комплексов. Сопоставление вулканогенных образований различных районов Забайкалья показывает, что разрезы пород, слагающих отдельные вулканические постройки, а также сводные по районам геологические разрезы характеризуются значительным разнообразием (рис.5). Это не позволяет без больших допущений производить их тесную увязку в рамках известных свит, да такая увязка и не является правомерной. Хорошо известно, что даже два действующих рядом вулкана часто поставляют на поверхность различные по составу и фацальной принадлежности вулканические продукты, что затрудняет корреляцию формирующихся впоследствии толщ. В то же время нельзя не заметить определенной тождественности в развитии вулканизма, если проводить сопоставление в рамках вулканических циклов. Так, раннемезозойский вулканический цикл, проявившийся наиболее полно в районах Западного и Центрального Забайкалья, характеризуется массовым развитием кислого вулканизма с подчиненным проявлением андезитового. Среди plutонических серий пород, завершающих раннемезозойский вулканизм, преобладают граниты и сиениты. Как для эффузивных, так и для интрузивных образований этого цикла типична повышенная щелочность магм.

Среднемеозойский цикл, начавшийся в среднеюрское время, а в Западном Забайкалье (Селенгинский район) в ранней юре, отличается формированием более контрастной базальт-диабазитовой серии пород, типичной для позднеюрско-раннемеловой подцикла. В ранние фазы этого цикла во многих районах (Хилокский, Даурский, Приаргунский) господствовал андезитовый и

андезит-липаритовый вулканизм. Состав плутонических образований гранитный или гранодиоритовый, отвечающий составу их эффузивных аналогов. Последние часто имели субщелочной облик.

Весьма однообразен по составу вулканических продуктов завершающий (своего рода финальный) позднемезозойский цикл. В этот период в большинстве районов Забайкалья изливалась глубинная базальтовая магма и происходило образование приразломных грабенов компенсационного типа.

Таким образом, в течение каждого вулканического цикла формировался единый комплекс вулканогенных образований, который можно разделить на формации. Под вулканогенной формацией здесь понимается парагенетическая ассоциация эффузивных, пирокластических и субвулканических пород, возникших в определенной геологической обстановке и отвечающих определенной стадии развития вулканических систем.

Расчленением мезозойских образований Забайкалья и изучением вулканогенных формаций занимались многие исследователи, в том числе С.В.Обручев, Б.А.Иванов, И.В.Луцицкий, С.Н.Коровин, М.С.Нагибина, В.В.Скрипкина, Ю.В.Комаров, В.П.Арсентьев, И.Г.Рутштейн, Ю.П.Писцов, П.А.Строна, Р.Ф.Данковцев, Г.В.Александров, Г.А.Шатков, И.Н.Тихомиров, Л.А.Козубова и др. При выделении вулканогенных формаций Забайкалья в настоящей работе учтены результаты их исследований, использованы материалы государственных геологических съемок и различных тематических работ. С целью увязки данных по вулканогенным формациям проведено их сравнительное изучение в пределах Селенгинского, Хилокского, Даурского и Приаргунского районов. Для получения петрохимической характеристики выделенных формаций собраны и обработаны результаты силикатных анализов и построены петрохимические диаграммы.

Главными факторами, положенными в основу выделения вулканогенных формаций, являются: 1) структурное положение вулканогенных ассоциаций, 2) их петрохимическая и геохимическая характеристика, 3) крупные перерывы в формировании вулканогенных толщ, 4) их возраст, 5) степень метаморфизма и некоторые другие. Названия формаций даны по породам, составляющим их основной петрофон (табл.2). Далее кратко описываются наиболее характерные вулканогенные формации каждого цикла.

## РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Этот вулканический цикл проявился в Западном и Центральном Забайкалье и в некоторых районах Восточного Забайкалья (Шилка-Нерчинское между-речье). Поля эффузивных и пирокластических пород раннемезозойского возраста занимают большие пространства в бассейнах Селенги, Хилка, Каренги.

**Андезит-липаритовая** формация включает в основном породы тамирской свиты, наиболее широко развитые на юге Западного Забайкалья (Тамирская, Бичурская, Кударинская гривы) и в его центральной части (бассейн Хилы, Хилка). В первом районе (наблюдения проводились в бассейне Бичуры) преобладают различные по фацальной принадлежности породы липаритового ряда. Лишь в основании разреза залегают андезиты, андезитовые порфири-

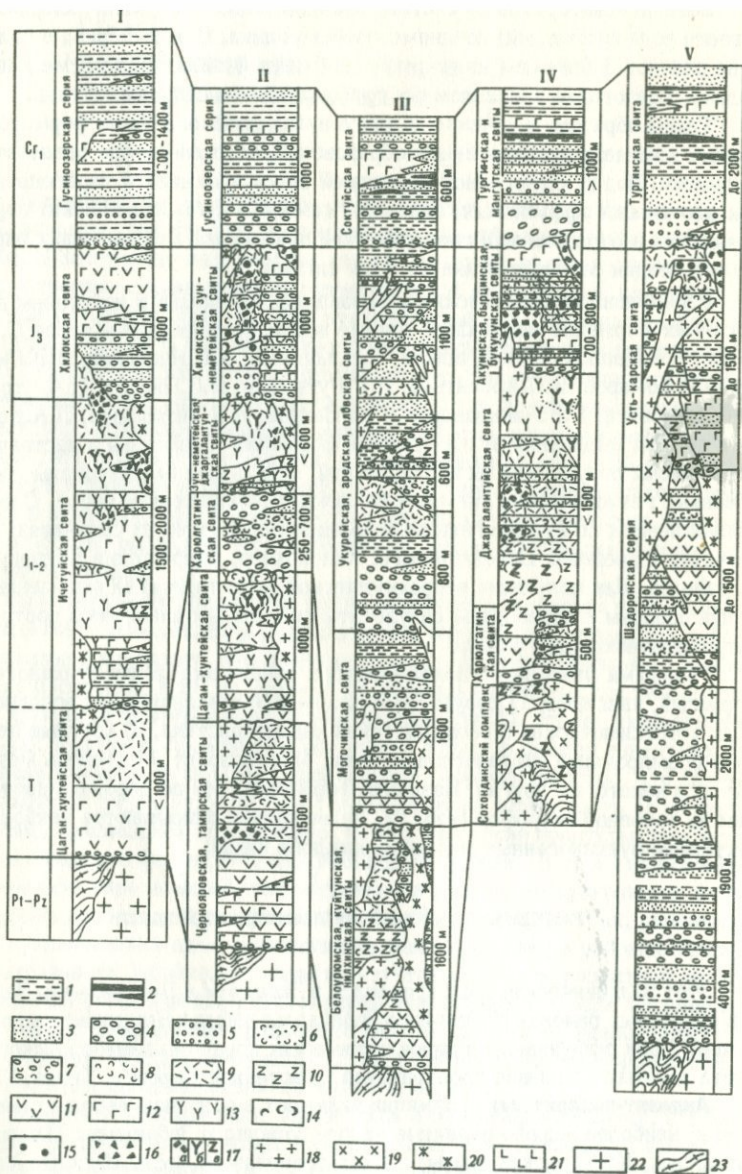


Рис. 5. Схема сопоставления мезозойских комплексов.

Районы: 1 — Селенгинский, П — Хилокский, Ш — Шилка-Нерчинский, 1У — Даурский, У — Приаргунский.

1 — алевролиты; 2 — угли; 3 — песчаники; 4 — конгломераты; 5 — гравелиты; 6 — туфо-песчаники; 7 — туфокогломераты; 8 — туфы; 9 — липариты, фельзиты, кварцевые порфиры; 10 — дациты; 11 — андезиты; 12 — базальты; 13 — трахиты; 14 — итгнимбриты; 15 — вулканические стекла; 16 — кластолавы, лавобрекчии; 17 — липариты (а), трахиты (б), дациты (в) жерловой фаши; 18 — граниты; 19 — диориты, сиенито-диориты; 20 — сиениты, граносиениты; 21 — габбро, диабазы; 22 — граниты домезозойского фундамента; 23 — прочие породы фундамента. Смешанные знаки использованы для пород и толщ сложного состава

ты и базальты (падь Бурлова, гора Хойца). Среди кислых разностей пород распространены фельзиты (массивные и флюидалные), кристаллокластические и литокристаллокластические туфы, широко развиты их агломератовые разности, встречаются трахифельзиты и трахиты. Эти образования являются продуктами деятельности вулканов центрального типа, на что указывают широкое развитие пирокластики, а также руины вулканических аппаратов, сложенных эруптивными брекчиями, лавобрекчиями и залеченных часто экструживными и субвулканическими телами кварцевых порфиоров, фельзитов, гранит-порфиоров и сиенито-диоритов (район падей Шара-Горхон, Святовская, Инкубыр).

В бассейне Хилка (правобережье Хилы) эта формация также представлена афировыми и порфиоровыми фельзитами, кварцевыми порфирами, кластолавами и реже туфами кислого состава. В основании разреза встречаются покровы андезитов и андезито-базальтов, переслаивающиеся с горизонтами осадочных пород и туфитов.

По петрохимическому составу эффузивные породы андезит-липаритовой формации относятся к известково-щелочному (нормальному) ряду (рис.6). Они обеднены известью и магнезией и характеризуются преобладанием натрия над калием. В породах формации (главным образом кислых) установлено повышенное против кларков содержание меди, иттрия, в некоторых случаях молибдена. От пород других формаций мезозойского вулканического мегацикла они отличаются более высокой степенью метаморфизма. Породы окварцованы, хлоритизированы, серицитизированы, участками превращены в кварцсерицитовые, кварц-хлоритовые сланцы, которые образуются по эффузивам кислого состава, или хлоритовые, кварц-эпидот-хлоритовые породы — по основным вулканикам. Возраст андезит-липаритовой формации большинством исследователей считается пермо-триасовым или триасовым.

**Трахиандезит-липаритовая** формация объединяет цаган-хунтейскую, куйтунскую, белоурюмскую и другие свиты. Наиболее полные ее разрезы наблюдаются в хр. Цаган-Хуртей (Западное Забайкалье). Преобладающими разностями пород здесь являются афировые и порфиоровые трахифельзиты, трахиты, реже фельзиты и кварцевые порфиры. Подчиненное значение имеют туфы кислого состава и горизонты туфитов. Характерны кремовые, вишневые, зеленые цвета пород. Лавы среднего и основного состава в небольших количествах встречаются в основании разреза или в его верхних частях. Широко развиты лавобрекчии и агломератовые лавы. Протяженные полосы этих пород, приуроченных к разломам и имеющих крутую флюидалность, указывают на трещинный характер излияния лав. Установлены также вулканические ап-

## Сопоставление вулканогенных формаций Забайкалья

Вулканический цикл	Возраст формаций	Западное Забайкалье	Центральное Забайкалье	Восточное Забайкалье
Позднемезозойский	Ст <sub>1</sub>	Базальтовая (гусиноозерская серия)	Базальтовая (тургинская и мангутская свиты)	Базальтовая (тургинская и соктуйская свиты)
Среднемезозойский	Второй подцикл	Андезит-базальтовая (хилокская свита)	Базальт-липаритовая (акуинская, бырчинская, зуннеметейская, удинская свиты) Трахиллипаритовая (джаргалантуйская свита)	Базальт-липаритовая (усть-карская, оловская, аредская и другие свиты)
		Гранит-лейкогранитовая (гуджирский комплекс)	Гранит-лейкогранитовая (харалгинский комплекс)	Гранит-лейкогранитовая (кукульбейский комплекс)
	Трахибазальт-трахиллипаритовая (ичетуйская свита)	Андезитовая (харюлгатинская и карабачинская свиты) Дацит-гранодиоритовая (сохондинский комплекс)	Базальт-андезит-дацитовая (шадоронская серия, могочинская свита)	Гранодиорит-гранитовая (шахтаминский, амуджиканский и другие комплексы)
Первый подцикл	Щелочных гранитов (куналейский комплекс)	Щелочных гранитов (куналеийский комплекс)	Щелочных гранитов (нерчуганский комплекс)	
Раннемезозойский	J <sub>1</sub>	Диорит-гранитовая (бичурский и кударинский комплексы) Трахиандезит-липаритовая (цаган-хунтэйская свита)		Диорит-гранитовая (амананский комплекс) Трахиандезит-липаритовая (белоурюмская, куйтунская и другие свиты)
	T	Андезит-липаритовая (тамирская и чернояровская свиты)		

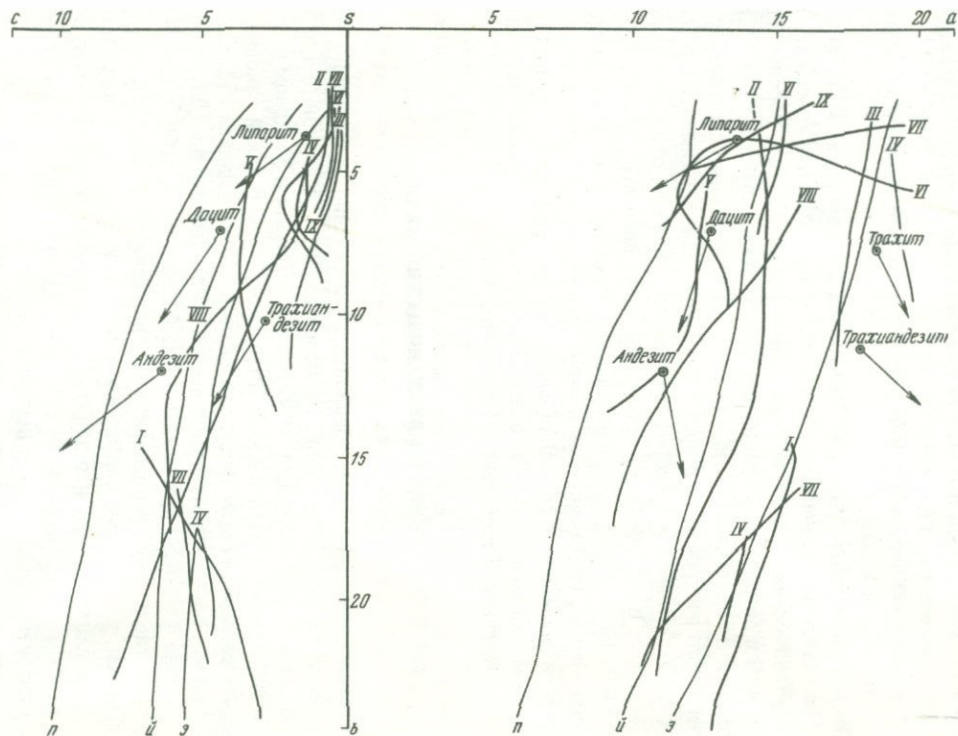


Рис. 6. Петрохимическая диаграмма эффузивных пород Забайкалья. Составил В. А. Чернышев.

Вариационные кривые составов формаций: I – трахиандезитовой, II – андезит-липаритовой, III – трахиандезит-липаритовой (Западное Забайкалье), IV – трахипаритовой, V – трахипаритовой, VI – трахипаритовой, VII – трахипаритовой, VIII – трахипаритовой, IX – трахипаритовой, X – трахипаритовой.

Вариационные кривые состава пород: п – Пеле, и – Йеллоустонского Парка, з – Этны

параты центрального типа, залеченные часто экструзивными и субвулканическими телами трахитовых порфиров, кварцевых порфиров, сиенит-порфиров.

Породы, которые могут быть отнесены к данной формации, распространены и в Восточном Забайкалье (бассейны Шилки, Белого Урюма). Разрезы их сходны с рассмотренными, однако отличаются довольно широким развитием пород дацитового состава и большим количеством пироклаستي.

Отличительная черта петрохимического состава пород трахиандезит-липаритовой формации — ярко выраженный щелочной уклон (см. рис.б). На петрохимических диаграммах фигуративные точки охватывают группу пород липарит—трахилипарит—трахит—щелочной трахит—трахиандезит. Типичны преобладание натрия над калием, пониженное содержание глинозема и свободной извести. Характерны высокие (в 2—5 раз выше кларка) содержания редких и редкоземельных элементов.

Возраст пород этой формации большинством исследователей определяется как триасово-нижнеюрский.

**Диорит-гранитовая** формация (бичурский и кударинский комплексы) и формация **щелочных гранитов** (куналейский и нерчуганский комплексы) являются плутоническими аналогами описанных формаций. Так, породы андезит-липаритовой и диорит-гранитовой формаций характеризуются тесной пространственной и генетической связью: они образуют единые сложные вулканоплутонические постройки (Тамирскую) и имеют близкий химический состав. В Восточном Забайкалье к диорит-гранитовой формации относится амананский комплекс, в составе которого преобладают диориты, сиенито-диориты и гранодиориты первой фазы, образующие трещинные тела. Общеизвестно петрохимическое, геохимическое и структурное родство пород трахиандезит-липаритовой формации и формации щелочных гранитов (цаган-хунтейская свита и куналейский комплекс в Западном Забайкалье, белоурюмская, куйтунская свиты и нерчуганский комплекс в Восточном Забайкалье).

## СРЕДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Вулканогенные формации, образованные в течение этого цикла, встречаются во всех районах Забайкалья. Наиболее развиты эффузивные и пирокластические породы, занимающие значительные площади в Западном и Юго-Восточном Забайкалье (Селенгинский, Хилокский, Приаргунский районы).

**Дацит-гранодиоритовая** формация включает сохондинский субвулканический комплекс, распространенный в южной части Забайкалья (Даурский район). В составе формации преобладают гипабиссальные и субвулканические фации, представленные гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, дацитовыми порфирами, кварцевыми порфирами и сиенит-порфирами, в покровных фациях — лавы дацитов, липарито-дацитов, андезит-дацитов, липаритов; встречаются кластолавы и лавобрекчи этих пород. Они слагают многофазные вулкано-интрузивные постройки центрального типа.

По химическому составу породы формации относятся к нормальному ряду (см. рис.б). Для них характерно повышенное содержание олова, мышьяка, а также свинца и цинка. Возраст формации определен как среднеюрский, по-

сколькo рассматриваемые образования прорывают гранитоиды триасового возраста, но перекрываются средне-верхнеюрскими породами джаргалантуйской свиты.

**Базальт-андезит-дацитовая** формация (шадоронская серия, могочинская и другие свиты) широко распространена в Восточном Забайкалье (бассейн Шилки). Наиболее полный разрез пород формации наблюдается в бассейне Унды (Ундино-Даинская впадина), а также в бассейне Газимура. Здесь в низах разреза установлены покровы андезитовых порфиритов и горизонты туфов липаритового состава, переслаивающиеся с более мощными горизонтами терригенных пород. Выше по разрезу они сменяются андезитами, дацитами, трахидацитами и их туфами. В бассейне Газимура широко развиты базальты и андезито-базальты. Наряду с покровными фациями встречаются жерловые (кластолавы) и субвулканические (диоритовые порфириты) образования. Преобладали трещинные излияния лав; на отдельных участках установлены вулканические аппараты центрального типа, поставившие магму дацитового и липарито-дацитового состава.

На левобережье Шилки разрезы пород формации близки к описанному. Здесь также господствовали трещинные излияния средних и основных лав; установлены вулканы центрального типа, сложенные липарито-дацитами.

**Гранодиорит-гранитовая** формация объединяет субвулканические и гипабиссальные породы, тесно связанные с эффузивами базальт-андезит-дацитовой формации и являющиеся их интрузивными аналогами (шахтаминский, амуджиканский, нерчинскозаводской, сырыгичинский и другие комплексы). По составу это габбро-диориты, диориты, гранодиориты, граниты, граносиениты и их порфиоровые разновидности. Они слагают штоки, лакколиты, дайковые тела, некки, встречающиеся совместно с покровами эффузивных пород или образующие несколько обособленные от них поля и пояса (левобережье Аргуни, левобережье Газимура, бассейн Шилки).

По петрохимическим особенностям породы обеих формаций относятся к нормальному ряду; на отдельных участках установлены субщелочные разновидности. Характерны повышенные содержания молибдена, свинца, цинка, золота и некоторых других рудных элементов. Возраст их определяется как средне-верхнеюрский (по геологическим данным и на основании определений абсолютного возраста).

**Трахибазальт-трахилипаритовая** формация (ичетуйская свита, таширский комплекс) распространена в Западном Забайкалье. На водоразделе Джиды и Темника (наблюдения проводились в районе падей Инцигатуй, Жаргалантуй, Ташир; использованы материалы поисково-съёмочных работ) в пределах Северо-Боргойского (Малохамардабанского) поля эффузивов в разрезе пород формации преобладают лавы трахибазальтов, трахиандезит-базальтов и трахиандезитов, залегающие в виде серии покровов и потоков. Они содержат горизонты туфов, осадочных пород и туффитов. На отдельных участках (в узлах пересечения разломов) в средней и верхней частях разреза установлены трахиты, липариты, трахилипариты, их туфы, эруптивные и эксплозивные брекчии. Многократные излияния основных лав происходили вдоль северо-восточных разломов; кислые и щелочные эффузивы слагают в большинстве случаев вулканические постройки центрального типа (Инцигатуй, Астай и др.). К этим же центрам тяготеют субвулканические образования формации —

штоки, дайки, силлы сиенит-порфиров, кварцевых порфиров, трахитовых порфиров и гипабиссальные интрузии сиенитов.

На петрохимических диаграммах фигуративные точки пород образуют два обособленных ряда вблизи вариационной кривой Этны, соответствующих породам трахибазальтового и трахит-трахилипаритового рядов. В вулканогенных породах формации установлены повышенные содержания свинца, цинка, никеля, титана, хрома, бария.

Возраст трахибазальт-трахилипаритовой формации спорный. Наиболее обоснован ее нижне-среднеюрский возраст: в нижних частях разреза В.М.Скобло и Н.М.Ляминой собрана раннеюрская фауна. Верхняя возрастная граница определяется перекрыванием этих пород верхнеюрскими образованиями хилокской свиты.

**Трахилипаритовая** формация (джаргалантуйская свита) распространена локально. Дацитовые, трахидацитовые порфиры, липариты и их субвулканические аналоги встречаются в основном в Даурском районе (Акуинское, Оленгуйское, Тьргетуйское и другие поля вулканогенных пород). Извержения происходили из аппаратов центрального типа, установленных почти повсеместно по распространению пород жерловых фаций. Характерный признак формации — отсутствие (за редким исключением) в ее разрезах осадочных пород и туффов.

Химический состав пород формации характеризуется щелочным уклоном. При этом от ранних к поздним фазам извержения наблюдается изменение состава пород, которые составляют единый ряд, включающий дациты (трахидациты)—липариты—трахилипариты—трахиты (рис.7, см. также рис.6). В породах установлены повышенные против кларка содержания свинца, цинка, а в северной части Даурского района — молибдена и меди.

**Гранит-лейкогранитовая** формация включает гуджирский, харалгинский и кукульбейский гипабиссальные интрузивные комплексы, формировавшиеся соответственно в районах Западного, Центрального и Восточного Забайкалья. В составе формаций преобладают лейкократовые граниты и гранит-порфиры, слагающие близповерхностные тела (штоки, лакколиты). Они встречаются обособленно или образуют группы. Для петрохимического состава этих пород характерны пересыщенность глиноземом, преобладание калия над натрием, повышенная или нормальная железистость. В повышенных количествах содержатся олово, вольфрам, ниобий, тантал и другие элементы.

Возраст рассматриваемых гранитоидов большинством исследователей принимается как позднеюрский. Они формировались, очевидно, в период структурной перестройки. Их массивы и поля вулканических пород этого возраста в большинстве случаев разобщены в пространстве.

**Базальт-липаритовая** формация (акуинская, бырцинская, удинская, бадинская, зун-неметейская, усть-карская, оловская, аредская и другие свиты и серии) объединяет наиболее молодые вулканогенные образования средне-мезозойского цикла, встречающиеся во всех районах Забайкалья. Эта формация изучалась нами в различных вулканических постройках Хилокского, Даурского и Приаргунского районов. Общими особенностями формации, позволяющими объединить обширную группу пород в единую вулканогенную ассоциацию, являются: базальт-липаритовый состав пород, их возрастное и структурное

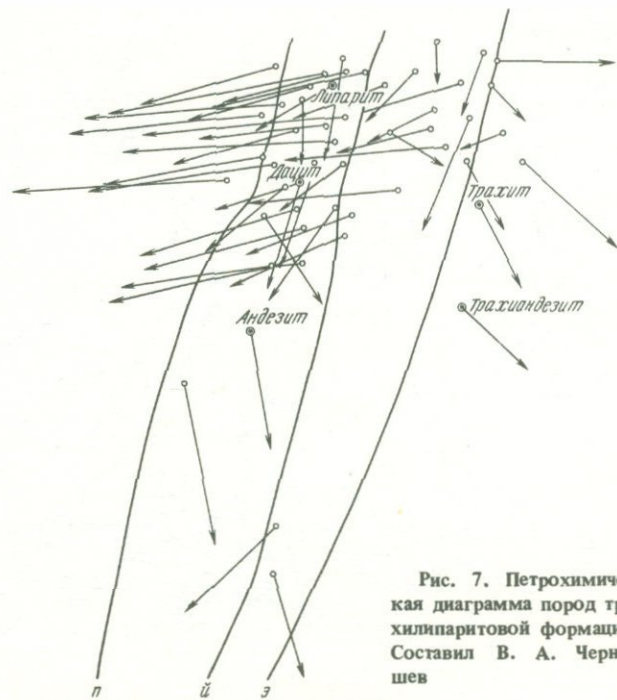
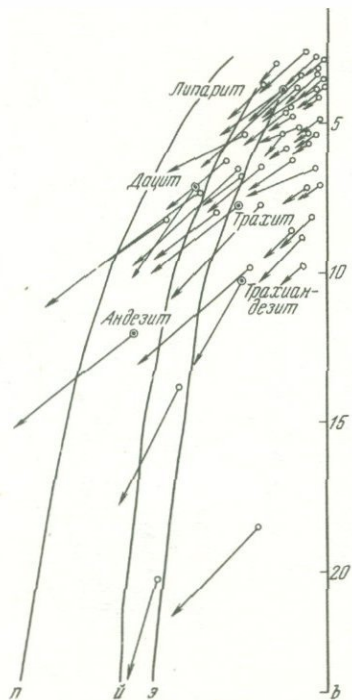


Рис. 7. Петрохимическая диаграмма пород трахилипаритовой формации. Составил В. А. Чернышев

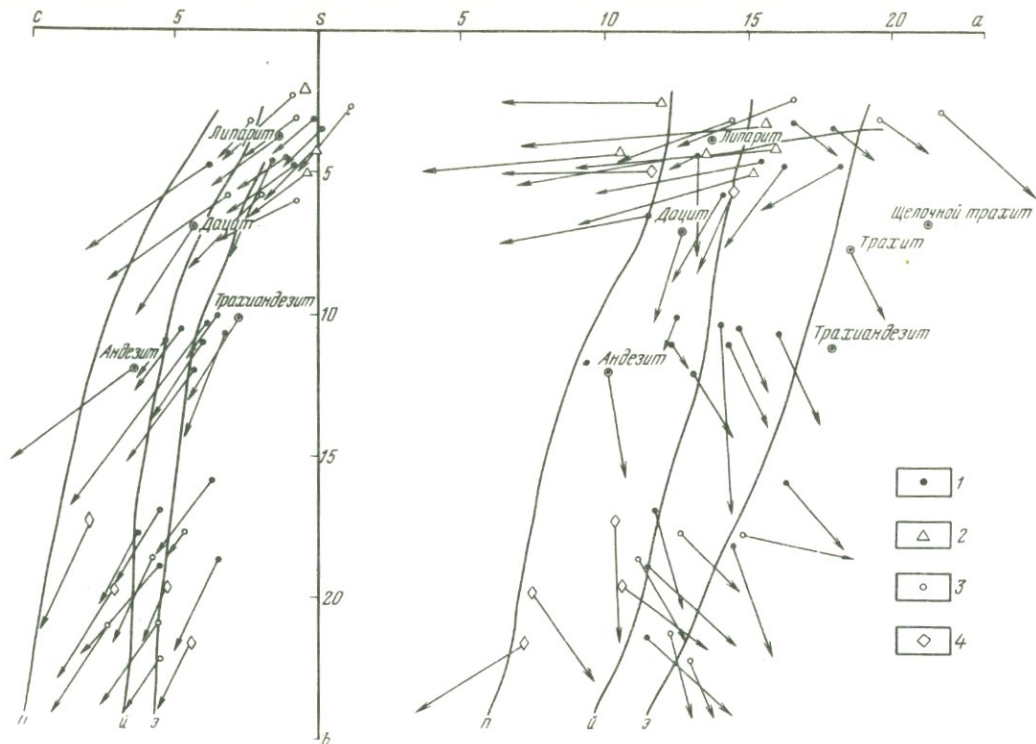


Рис. 8. Петрохимическая диаграмма пород базальт-липаритовой формации. Составил В. А. Чернышев.

Породы вулканических построек Центрального и Западного Забайкалья: 1 — Улуктуйской, 2 — Хуртейской, 3 — Бадинской, 4 — Акуинской и Быринской

турное положение как завершающих формирование большинства вулканических построек Забайкалья, кайнотипный облик, наличие в порфирировых выделениях кислого плагиоклаза, санидина, прозрачного кварца, широкое развитие игнимбритов, перлитов, сферолоидных и брекчиевых лав среди пород кислого ряда, сочетание трещинных излияний с деятельностью вулканов центрального типа, усиливающейся в заключительные фазы, и некоторые другие.

В большинстве вулканических построек образования формации разделяются на две контрастные группы пород (рис.8, см. также рис.6), соответствующие базальтам, андезито-базальтам и липаритам, липарито-дацитам. На отдельных участках появляются породы андезитового ряда. Формация характеризуется повышенной щелочностью. Выявлены повышенные концентрации молибдена, цезия, свинца, цинка и некоторых других элементов. Вместе с тем в различных районах Забайкалья устанавливаются специфические особенности пород, относимых к базальт-липаритовой формации. Так, в Западном и Центральном Забайкалье в составе формации резко преобладают породы кислого ряда, связанные с деятельностью вулканов центрального типа; трещинные излияния основных лав имели место лишь в ранние фазы вулканизма. В Восточном Забайкалье (бассейны Урулюнгуя, Аргуни, Нерчи) наблюдаются наиболее полные разрезы пород формации. Вулканизм в Приаргунье в основном был гомодромным; только в конце цикла изливались базальты; для Нерчинского района более типично антидромное развитие. К другим отличиям относятся разные для этих районов соотношения лав, пирокластики, субвулканических и экструзивных фаций, осадочных пород и туффитов (см. далее, при характеристике вулканических систем Забайкалья).

Возраст базальт-липаритовой формации большинством исследователей принимается как позднеюрский (редко средне-позднеюрский) для районов Западного и Центрального Забайкалья и позднеюрско-раннемеловой для Восточного Забайкалья, что подтверждается и данными абсолютного возраста пород.

#### ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Этот цикл проявился в условиях спада магматической активности и стабилизации региона. **Базальтовая** формация, образовавшаяся в это время (гусиноозерская, мангутская, тургинская, соктуйская и другие серии и свиты), неразрывно связана с приразломными впадинами. Излияния лав базальтов, андезито-базальтов, трахибазальтов, а также внедрения даек и силлов происходили вдоль бортовых, реже секущих эти впадины разрывных нарушений.

## МЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ И ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Структурообразующая роль процессов вулканизма общеизвестна. Эти процессы — одна из главных характеристик тектонического режима; они предопределяют во многих случаях структурный облик земной коры. Изучение структурных элементов древних вулканических областей всегда представляло значительную трудность в связи с их плохой сохранностью и слабой обнаженностью. В Забайкалье структурные формы мезозойского вулканизма разнообразны и достаточно специфичны. Материалы, полученные в последнее десятилетие, позволяют выделить вулканические структурные элементы разных порядков, наметить их характерные особенности и предложить вариант типизации некоторых из них.

Как и в любой вулканической области, в Забайкалье существуют региональные и локальные вулканические структуры. К ним относятся вулканические (вулканотектонические) пояса, вулканотектонические структуры и элементарные вулканические формы. Кроме того, здесь имеется еще одна группа структурных форм вулканизма — вулканогены и вулканические зоны. Сущность названных структурных элементов заключается в следующем (от локальных к региональным).

Элементарные вулканические формы — это конкретные формы проявления вулканических процессов, образованные под воздействием движения магматических масс в связи с деятельностью отдельных фиксированных выводящих каналов, — потоки, нейки, купола, жерловины, обелиски и др. (с учетом определений В.И.Федорченко [67] и др.). Они формируются в течение этапа или фазы вулканизма.

Вулканотектоническая структура (вулканическая постройка) — совокупность элементарных вулканических форм, тесно связанных пространственно и генетически, или, по Г.М.Фремду и В.И.Рыбалко [69], первичные центры (ячейки), в пределах которых развивались процессы магматизма и рудообразования — вулканотектонические депрессии, кальдеры, вулканоплутоны и т.п. Они формируются обычно в течение одного вулканического цикла.

Вулканическая зона — линейно вытянутый участок проявления вулканизма (протяженностью первые сотни километров), представляющий собой цепь вулканогенных структур (вулканических построек, субвулканических, гипабиссальных интрузивных тел, компенсационных впадин), которые контролируются одним разломом или их группой. В последнем случае вулканические зоны могут разделяться на ряд подзон.

Вулканоген — отдельное звено (часть) вулканического пояса (размером 20–50 тыс.км<sup>2</sup>), отличающееся от соседних комплексом вулканогенных

формаций, характером размещения вулканических полей, морфогенетическими типами вулканических построек, особенностями эндогенного тектонического режима, условиями формирования и другими чертами. Вулканоген состоит из серии вулканических зон и вулканотектонических структур.

Вулканический (вулканотектонический, вулканоплутонический) пояс — протяженная (сотни — первые тысячи километров) и ограниченная по ширине область концентрации тепловых потоков и связанных с ними вулканических и гидротермальных полей, формировавшихся в течение одного или нескольких вулканических циклов в пределах определенного структурного элемента земной коры (с учетом определений В.Е.Хаина и А.Е.Святловского).

Согласно определениям Л.И.Красного и других исследователей, вулканические пояса представляют собой структурные элементы планетарного, а их звенья — вулканогены — регионального порядков. Однако в геологической литературе по Восточной Сибири прочно укоренилось региональное толкование термина "вулканический пояс" [2,19,51 и др.], что представляется целесообразным сохранить. Соответственно термин "вулканоген", применяемый к звену планетарного вулканического пояса, в нашем случае употребляется для обозначения звена регионального вулканического пояса.

#### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Вулканические системы Забайкалья входят в состав обширной области Азии, охватывающей площадь от оз.Байкал до побережья Охотского и Японского морей. Эта гетерогенная в геологическом отношении территория И.Н.Томсоном и В.С.Кравцовым рассматривается как единая континентальная плита, которая в мезозойское время отличалась интенсивным проявлением магматизма, связанного с процессами активизации. Тектономагматическая активизация проявилась здесь в образовании сменяющих друг друга по латерали площадей развития интрузивного магматизма и вулканизма. Вулканические сооружения этого региона образуют две обособленные области — Центрально- и Восточно-Азиатскую. Центрально-Азиатская вулканическая область, включающая территорию Забайкалья (рис.9), формировалась в гетерогенном палеозойском основании, структуры которого входят в состав одноименного складчатого пояса. Центральную и юго-западную части рассматриваемой области слагают герцинские геосинклинальные структурно-формационные зоны, обрамленные геоантиклинальными сооружениями герцинид, каледонид или протерозоид. При рассмотрении пространственного распределения продуктов мезозойского вулканизма можно заметить, что наиболее крупные вулканические поля тяготеют к геоантиклинальным сооружениям герцинид и их каледонскому обрамлению. Действительно, ареалы вулканизма, содержащие крупные вулканические поля, располагаются в Селенгино-Витимской области каледонид (бассейны Селенги, Хилка) и в Центрально-Монгольской каледонской складчатой области (бассейн Керулена). Геосинклинальные сооружения герцинид (Хэнтэй-Хангайская область) практически лишены крупных вулканических полей.

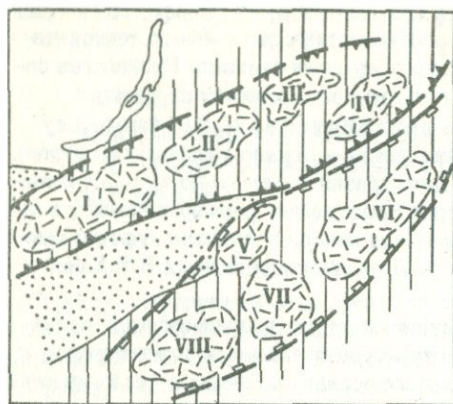
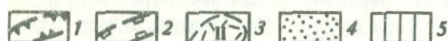


Рис. 9. Схема строения Центрально-Азиатской вулканической области.

1-2 — вулканические пояса: 1 — Селенгино-Олёкминский, 2 — Монголо-Забайкальский; 3 — вулканогены (1 — Селенгинский, П — Верхне-Хилокский, Ш — Витимский, У — Шилка-Нерчинский, У — Даурский, У1 — Приаргунский, УП — Нижне-Керуленский, УШ — Верхне-Керуленский); 4-5 — структуры докембрийского фундамента: 4 — геосинклинальные, 5 — геантиклинальные



Мезозойские вулканические поля объединяются в сравнительно локальные вулканические ареалы — вулканогены, состоящие из серии вулканических зон, включающих линейно расположенные группы вулкано-тектонических структур. Вулканогены на современной поверхности часто не имеют четких геологических границ, но намечаются по концентрации вулканических полей и комагматичных им субвулканических и гипабиссальных интрузивов. Вулканогены повсеместно разделяются выступами пород палеозойского фундамента и нередко обрамляются гранитными, гранито-гнейсовыми и гнейсовыми куполами и блоками докембрийских пород.

Вулканогены Центрально-Азиатской области, сближенные в пространстве и расположенные линейно, объединяются в региональные вулканические пояса — Селенгино-Олёкминский и Монголо-Забайкальский.

Таким образом, структурный рисунок Центрально-Азиатской вулканической области определяется сочетанием линейных (вулканические пояса и зоны) и нелинейных (вулканогены и вулкано-тектонические структуры) вулканических сооружений различных рангов.

Селенгино-Олёкминский и Монголо-Забайкальский вулканические пояса имеют северо-восточное простирание. Протягиваются они в Забайкалье из районов Северной Монголии. Большая часть Монголо-Забайкальского пояса находится за пределами нашей страны. Его Даурское и Приаргунское звенья, занимающие южную часть Забайкалья, тесно соприкасаются со структурами Селенгино-Олёкминского вулканического пояса. В остальных участках эти пояса разделяются герцинскими складчатыми сооружениями с весьма слабым проявлением мезозойского вулканизма (рис.10).

Вулканические пояса Забайкалья в несколько иной трактовке и под другими названиями (Западно-Забайкальский, Северо-Монголо-Забайкальский, Восточно-Забайкальский, Приаргунско-Монгольский и др.) были выделены и

описаны ранее П.М.Хреновым с соавторами [19], Ю.В.Комаровым [29], В.А.Амантовым [2], Н.С.Соловьевым с соавторами [51], В.П.Арсентьевым и другими исследователями. Мы остановимся более детально на характеристике вулканических систем более высоких порядков — вулканогенов и вулканических зон Забайкалья.

### Селенгино-Олёкминский вулканический пояс

Эта вулканическая система занимает районы Западного, Центрального и Северо-Восточного Забайкалья и протягивается более чем на 1000 км при ширине 200—300 км. С северо-запада пояс ограничен Селенга-Витимским, с юго-востока Чикой-Шилкинским глубинными разломами.

Вулканические структуры Селенгино-Олёкминского пояса заложены в пермо-триасовое время; вулканическая активность в пределах пояса не прекращалась на протяжении всего мезозоя, а в отдельных участках она проявилась и в кайнозое, когда вулканизм был связан с процессами рифтообразования, которые сопровождались глубокими расколами земной коры и излияниями базальтов.

В строении пояса выделяются два структурных этажа. Породы нижнего этажа, слагающие домезозойское основание пояса, занимают более половины его площади. По составу среди них преобладают гранитоиды, содержащие значительные поля терригенно-карбонатных и метаморфических образований. Селенгино-Олёкминский пояс полностью наследует каледонские сооружения Селенгино-Витимской складчатой области, а на востоке развивается на протерозойском складчатом основании Становой области, частично переработанном каледонскими движениями (Нерчинско-Урюмская и Нерчинская структурно-формационные зоны). С севера он ограничен складчатыми структурами байкалитид и карелид, с юга — герцинскими сооружениями.

Вдоль юго-восточной окраины Селенгино-Олёкминского пояса протягивается группа геоантиклинальных структур (Заганская и Малханская зоны) ранней консолидации, сложенных в основном протерозойскими породами. На северо-востоке они соединяются с протерозойскими структурами Становой области. Центральная часть пояса занята геоантиклинальными каледонскими структурами (Селенгино-Удинская и Хилокская зоны), а северная часть развивается на геосинклинальных структурах каледонид (Удино-Витимская зона), содержащих блоки архейско-протерозойских пород (Витимо-Амалатская подзона).

В геологическом строении описываемого пояса немаловажная роль принадлежит разрывным нарушениям. Кроме упомянутых ограничивающих разломов широко развиты крупные северо-восточные нарушения продольного плана, к которым в первую очередь относятся Тугнуйский, Кудун-Кондинский и Хилокский разломы, фиксирующие осевую часть пояса. Важную роль играют и поперечные северо-западные разломы. Они разделяют пояс на ряд блоков. К таким нарушениям относятся Уда-Ононский, Витим-Аргунский, Еравна-Агинский и другие разломы. Эти нарушения прослеживаются и за пределы пояса. В северной части его широко развиты кулисообразные разрывы близ-

широтной ориентировки. Разломы сопровождаются более мелкими нарушениями, что в совокупности создает сложную картину разрывной тектоники рассматриваемой вулканической системы. Разломы явно играли магмоконтролирующую роль и могут рассматриваться как вулканические структуры. Участки их пересечений являются ареалами интенсивной и длительной вулканической активности.

Верхний структурный этаж Селенгино-Олёкминского вулканического пояса представлен мезо-кайнозойскими образованиями. Он разделяется на четыре структурных яруса, три из них соответствуют периодам мезозойской тектоно-магматической активизации, а четвертый отражает процессы кайнозойского рифтообразования.

Вулканогенные, терригенные и интрузивные образования верхнего структурного этажа распространены в пределах пояса неравномерно. Они концентрируются на нескольких участках, образуя вулканические системы второго порядка – вулканогены. Имеющиеся фактические данные позволяют выделить четыре таких вулканогена – Селенгинский, Верхне-Хилокский, Витимский и Шилка-Нерчинский. Эти вулканогены (звенья рассматриваемого вулканического пояса) сменяют друг друга с юго-запада на северо-восток. Кроме того, по южной окраине Селенгино-Олёкминского пояса протягивается крупная линейная структура, выделяемая в самостоятельную Ингодино-Читинскую вулканическую зону.

Вулканогены пояса, имеющие много сходных черт геологического строения и развития, отличаются, однако, рядом специфических особенностей.

**Селенгинский вулканоген** (бассейны Джида, Темника, Селенги, Хилка, Тугнуя, Чикоя) относится к вулканическим системам наиболее раннего заложения. Процессы вулканизма развивались здесь на геоантиклинальных каледонских структурах Селенгино-Удинской зоны или в пределах Малханского и Заганского краевых антиклинорий. Домезозойский фундамент вулканогена сложен протерозойскими и палеозойскими гранитоидами заганского и джидинского комплексов и протерозойскими сланцами, гнейсами, кварцитами, амфиболитами малханской, хангарульской и других серий. Наиболее древние образования преобладают в южной и северной краевых частях площади.

Вулканоген формировался в западной части Селенгино-Витимской депрессионной области (мегадепрессии), заложившейся в триасе. В ходе дальнейшего геологического развития эта обширная область была расчленена на ряд поднятий (Заганское, Цаган-Дабанское и др.) и депрессионных структур (Боргойская, Тугнуйская и др.). Северо-восточная часть вулканогена захватывает окраину мезозойского Хамар-Дабанского поднятия, составляющего часть Байкальского свода.

Формирование вулканических структур этой системы началось еще в перми с излияния андезитовых и базальтовых лав, установленных в пределах Тамирской гряды (унгуркуйская свита) и на некоторых других участках. В начале раннемезозойского вулканического цикла основной вулканизм сменился кислым, имевшим место во всех частях вулканогена, но наиболее широко проявившимся также в Тамирской зоне. С этим периодом связано образование толщ вулканических и осадочно-вулканических пород с преобладани-

ем фельзитов, их туфов, кластолав и игнимбритов, входящих в состав андезит-липаритовой формации. Структурные формы вулканизма раннемезозойского цикла расшифровываются с большим трудом, так как на многих участках они эродированы или уничтожены более поздними, в частности интрузивными образованиями формации щелочных гранитов. Породы этой формации развиты не только в пределах вулканических полей, но и в структурах фундамента. Так, ими сложена дугообразная полоса северо-западного направления, подчеркивающая восточную границу Селенгинского вулканогена.

Среднемезозойский вулканический цикл, наиболее широко проявившийся в западной и центральной частях вулканогена, отличается преобладанием излияний основных лав трахибазальтового состава, сменившихся в заключительную фазу трахилипаритовыми лавовыми и пирокластическими образованиями (трахибазальт-трахилипаритовая формация). Этот вулканизм проявился в основном в ранне-среднеюрское время. В позднеюрское время на отдельных локальных участках изливались базальтоиды (хилокская свита).

Трахибазальты ранней-средней юры образуют обширные поля сложного внутреннего строения: они переслаиваются иногда с осадочным материалом. Их излияния носили линейный характер и контролировались крупными разломами (Селенга-Витимским, Тугнуйским). Ограниченное развитие пирокластике указывает на спокойный характер излияний. Лишь в заключительную фазу цикла формировались сравнительно мелкие вулканические постройки центрального типа, сложенные как лавовым, так и пирокластическим материалом кислого и щелочного состава.

Завершилась вулканическая деятельность мезозойского мегацикла излияниями базальтов, залегающих среди отложений раннемеловых впадин (гусиноозерская серия). Эти впадины тесно связаны с вулканическими полями и развиваются на их окраинах (Боргойская, Гусиноозерская, Тугнуйская впадины) или в их центральных частях.

Продукты вулканизма концентрируются в основном в пределах трех разобщенных в пространстве зон — Хамар-Дабанской, Тугнуйской и Тамирской, которые могут быть отнесены к разряду вулканических структурных элементов.

Хамар-Дабанская зона, являющаяся юго-западной частью более крупной Джиды-Ципиканской мезозойской зоны, приурочена к группе северо-восточных и близширотных разломов, входящих в систему Селенга-Витимского структурного шва. Обширные поля вулканических пород в бассейнах Джиды и Темника контролируются Джидинским, Хамар-Дабанским и Предгорным разломами. В распределении этих полей наблюдается отчетливая зональность, свидетельствующая о перемещении магматических очагов с северо-запада на юго-восток. Северо-западная часть зоны (предгорья хр. Малый Хамар-Дабан) сложена ниже-среднеюрскими породами трахибазальт-трахилипаритовой формации и комагматичными им сиенитами и граносиенитами. Далее к юго-востоку развиты верхнеюрские андезиты и базальты хилокской свиты, перемежающиеся с осадочными породами. Они сменяются верхнеюрско-нижнемеловыми терригенными толщами гусиноозерской серии, выполняющими Боргойскую впадину. В целом структура этой зоны может

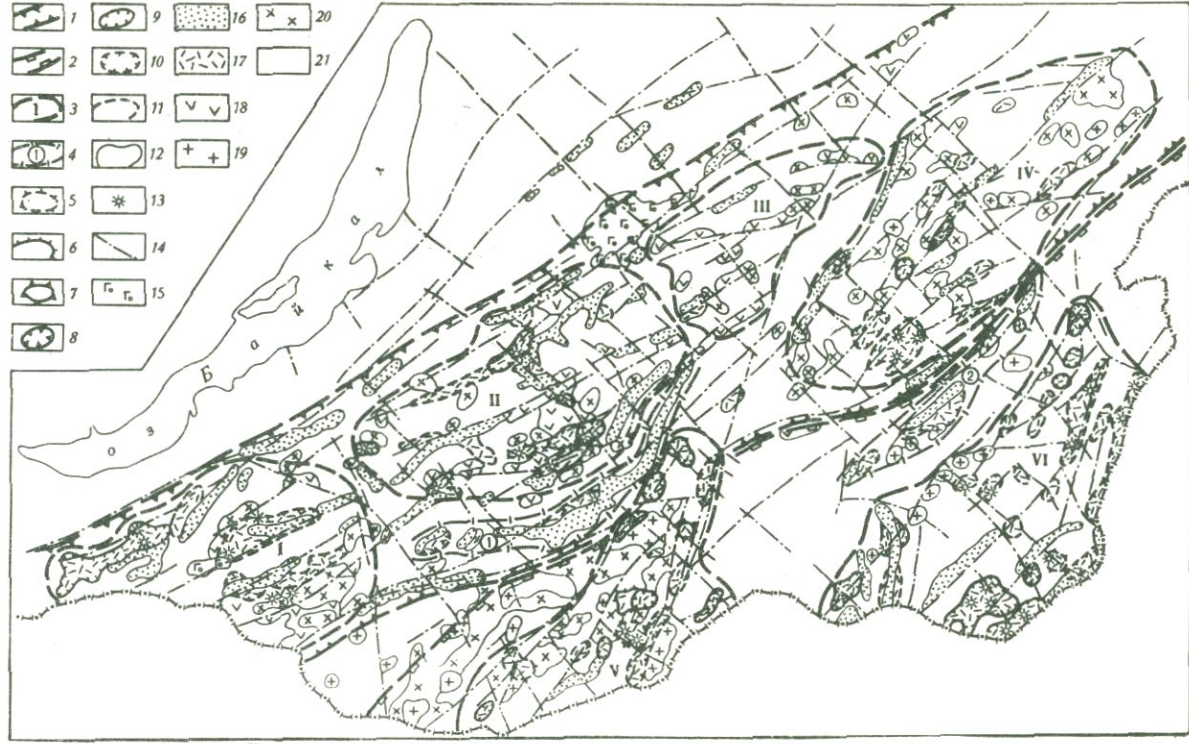


Рис. 10. Вулкано-тектоническая схема Забайкалья.

Контуры вулканических поясов: 1 – Селенгино-Олёкминского, 2 – Монголо-Забайкальского; 3 – вулканогены (1 – Селенгинский, П – Верхне-Хилокский, Ш – Витимский, 1У – Шилка-Нерчинский, У – Даурский, У1 – Приаргунский); 4 – отдельные вулканические зоны (1 – Ингодино-Читинская, 2 – Ундино-Шилкинская); 5 – 11 – вулкано-тектонические структуры: 5 – вулкано-интрузивные, 6 – вулкано-экструзивные, 7 – стратовулканы, 8 – палеокальдеры, 9 – вулкано-тектонические впадины, 10 – вулкано-седиментационные впадины, 11 – невыясненного типа; 12 – седиментационные впадины; 13 – элементарные вулканические постройки центрального типа; 14 – осевые линии разломов; 15 – 20 – породы, выполняющие мезо-кайнозойские структуры: 15 – кайнозойские базальты, 16 – раннемеловые, преимущественно осадочные, 17 – вулканогенные или осадочно-вулканогенные среднеюрские или верхнеюрско-нижнемеловые, 18 – вулканогенные триасовые или нижнеюрские, 19 – верхнеюрские интрузивные, 20 – нижнеюрские интрузивные; 21 – породы докембрийского фундамента

рассматриваться как асимметричный ступенчатый грабен, имеющий сложное внутреннее строение, связанное с развитием разноориентированных разломов и перемещениями по ним пород протерозойского и кембрийского фундамента, а также с нарушением в отдельных участках упомянутой зональности.

В Хамар-Дабанской зоне развиты преимущественно базальтоидные лавы субшелочного состава, изливавшиеся вдоль разломов. Интенсивная вспышка кислого вулканизма произошла в средней юре на заключительных стадиях образования трахибазальт-трахилипаритовой формации. Вдоль крупного близмеридионального разлома, прослеживающегося из районов Монголии в бассейны Джиды и Темника, формировались разобщенные вулканы центрального типа, особенно в верховьях Иро, Ташира, Инцигатуя, Жаргалантуя. По данным В.А.Кравцова, они представляют собой вулкано-экструзивные (Инцигатуй), вулкано-интрузивные (Астай) или вулкано-депресссионные (Ташир) постройки, осложняющие общую платообразную структуру вулканических полей.

На юго-восточной окраине Хамар-Дабанской зоны распространены андезит-липаритовые толщи боргойской свиты, имеющие пермский (или пермо-триасовый) возраст.

Тугнуйская зона, формировавшаяся вдоль одноименной системы разломов северо-восточного близширотного простирания, также характеризуется преобладанием базальтоидного вулканизма. Кроме пород трахибазальт-трахилипаритовой формации здесь распространены неоген-четвертичные базальтоиды, слагающие обширное поле в юго-западной части зоны, а также породы триас-нижнеюрской трахиандезит-липаритовой формации, встречающиеся на ее восточном фланге. Отличительная особенность зоны – широкое развитие осадочных, в том числе угленосных толщ, образующих Тугнуйскую впадину. Вдоль северо-западной границы впадины обнажаются щелочные граптоиды куналейского комплекса.

Иное строение имеет Тамирская зона, формировавшаяся вдоль Хилокской и Чикойской групп разломов в участке их сближения. Процессы вулканизма, начавшиеся здесь в перми, проявились наиболее интенсивно в триасовое и раннеюрское время (андезит-липаритовая, диорит-гранитовая формации). Верхнеюрские вулканы (андезиты, базальты) установлены лишь в северной части зоны. В.Н.Новиков, проводивший геологическое картирова-

ние, выделяет ряд вулканических построек (Синдигуйский, Святковский, Бухтуйский и другие вулканы центрального типа). Осмотренные нами руины отдельных вулканических аппаратов, сложенных кластолавами (бассейн Бичуры, пади Шара-Горхон и Инкубыр), являются, очевидно, подводными каналами крупной вулканической постройки, в значительной мере уничтоженной интрузией гранитов и сиенитов. Она представляла собой, вероятно, сложную по внутреннему строению вулкано-купольную структуру гигантских размеров, не вовлеченную в стадию опускания.

Таким образом, Селенгинский вулканоген относится к долгоживущим вулканическим системам. На ранних этапах развития (в перми, триасе, ранней юре) преобладал кислый вулканизм, сменившийся затем излияниями базальтов.

**Верхне-Хилокский вулканоген** — второе крупное звено Селенгино-Олёкминского пояса — занимает его центральную часть (бассейны Уды, Зазы, Конды, Хилка). Он имеет форму овала с довольно отчетливыми границами (рис.11, см. также рис.10). Эти границы прослеживаются по цепочкам интрузивных массивов и разобщенных вулканических построек мезозойского возраста, а также по разрывным нарушениям соответствующей ориентировки, входящим в систему Селенга-Витимского, Хилокского, Еравна-Агинского и Уда-Ононского разломов. Вдоль северной и южной окраин вулканогена локализуется группа позднемезозойских впадин (Зазинская, Беклемишевская, Бадинская и др.). С юга и юго-востока вулканоген как бы описывается структурами Ингодино-Читинской вулканической зоны, сложенной вулканогенными и терригенными породами мезозоя.

Фундаментом рассматриваемой вулканической системы служат каледонские складчатые структуры, входящие в состав Удино-Витимской геосинклинали и Хилокской геоантиклинали. Крайняя южная часть вулканогена захватывает Малханскую геоантиклинальную зону каледонид. В составе пород фундамента преобладают раннепалеозойские гранитоиды. В Удино-Витимской структурно-формационной зоне среди них встречаются поля терригенных, карбонатных и вулканогенных образований кембрия, формировавшихся в пределах Курбино-Туркинского и Еравнинского геосинклинали трогов. Малханский геоантиклинорий сложен гранитоидами и метаморфическими породами протерозоя.

Верхне-Хилокский вулканоген, так же как и Селенгинский, находится в пределах Селенгино-Витимской депрессионной области, заложившейся в раннем мезозое на южном крыле Байкальского свода, а затем расчлененной на ряд прогибов и поднятий, соответствующих в общих чертах современным впадинам и хребтам. Общий депрессионный характер вулканогена подчеркивается гнейсовыми и гранито-гнейсовыми куполами, которые обнажаются повсеместно по его периферии и являются глубинными структурами фундамента, выведенными на современную поверхность (см. рис.11).

Описываемый вулканоген, также относящийся к вулканическим системам раннего заложения, формировался на протяжении всего мезозойского мегацикла, а установленные в его северо-восточной части более молодые базальтоиды и осадки свидетельствуют о том, что он не утратил тектонической активности и в более позднее время. Вулканизм был весьма характерным процессом для этого региона и в домезозойское время, на геосинклинальном и

орогенном этапах его развития. Так, в Еравнинском районе в раннем кембрии формировалась молассово-карбонатно-вулканогенная толща, в составе которой имеются липариты, липарито-дациты, андезиты и их туфы (олдындинская свита). В южной части вулканогена (северные склоны Яблонового хребта) накапливались диабазовые, андезитовые порфириды и кислые эффузивы (катаевская свита).

Среди мезозойских вулканических пород особенно широко распространены (даже на современном эрозионном срезе) породы андезит-липаритовой и трахиандезит-липаритовой формаций и щелочные гранитоиды раннемезозойского вулканического цикла. Они занимают как водораздельные пространства, так и пониженные части рельефа и широко развиты в южной половине вулканогена. Обширные поля этих пород, сохранившиеся здесь, свидетельствуют о грандиозных по масштабам извержениях кислых лав, сопровождавшихся внедрением гранитов и сиенитов. Лишь отдельные фазы этого цикла, преимущественно начальные и конечные, характеризовались излияниями базальтов и андезитов. Периоды вулканической активности сменялись редкими и короткими по времени перерывами, когда накапливались маломощные горизонты осадков и туффитов. Среди эффузивов раннего мезозоя распространены околожерловые фации – лавобрекчии и кластолавы фельзитов и трахитовых порфиров.

Среднемезозойский вулканический цикл, проявившийся в этом вулканогене в средне-позднеюрское время, отличался локализацией процессов вулканизма вдоль отдельных разломов или в узлах их пересечения. Ранние фазы цикла, проявленные фрагментарно (больше в южной части вулканогена), характеризовались прогибанием отдельных участков и образованием впадин, которые заполнялись терригенными осадками, содержащими покровы лав андезитов (харюлгатинская свита).

В следующие фазы среднемезозойского вулканизма формировались породы базальт-липаритовой формации (бадинская, удинская, зун-неметейская свиты). Они слагают все наиболее крупные вулканические постройки района. Изучение разрезов этой формации в пределах Мухор-Талинской, Бадинской, Хуртейской и Алентуйской построек и их сопоставление показывают, что ведущая роль принадлежала кислому вулканизму. Игнимбриты, вулканические стекла, образования жерловых и субвулканических фаций липаритового состава, реже их лавы преобладают в большинстве вулканотектонических структур. Лавы основного и среднего состава характерны для начальных и конечных стадий этого вулканизма. Формирование депрессионных вулканических структур обычно начиналось с прогибания и накопления толщ конгломератов и песчаников, часто с примесью туфогенного материала. Далее изливались лавы базальтов, андезитов и трахиандезитов, которые присутствуют лишь в наиболее полных разрезах пород базальт-липаритовой формации (Мухор-Талинская, Алентуйская постройки). Во многих случаях образование вулканических построек, сложенных породами этой формации, начиналось с кислого вулканизма. Ранние трахилипариты, трахиты, их туфы сменялись игнимбритами, брекчиевыми, флюидальными, сферолоидными лавами липаритов и кварцевых порфиров, которые слагают часто системы слившихся куполов (Бадинская, Гарека-Гуйлонская постройки) или отдельные купола (Мухор-Талинская, Хуртейская структуры).

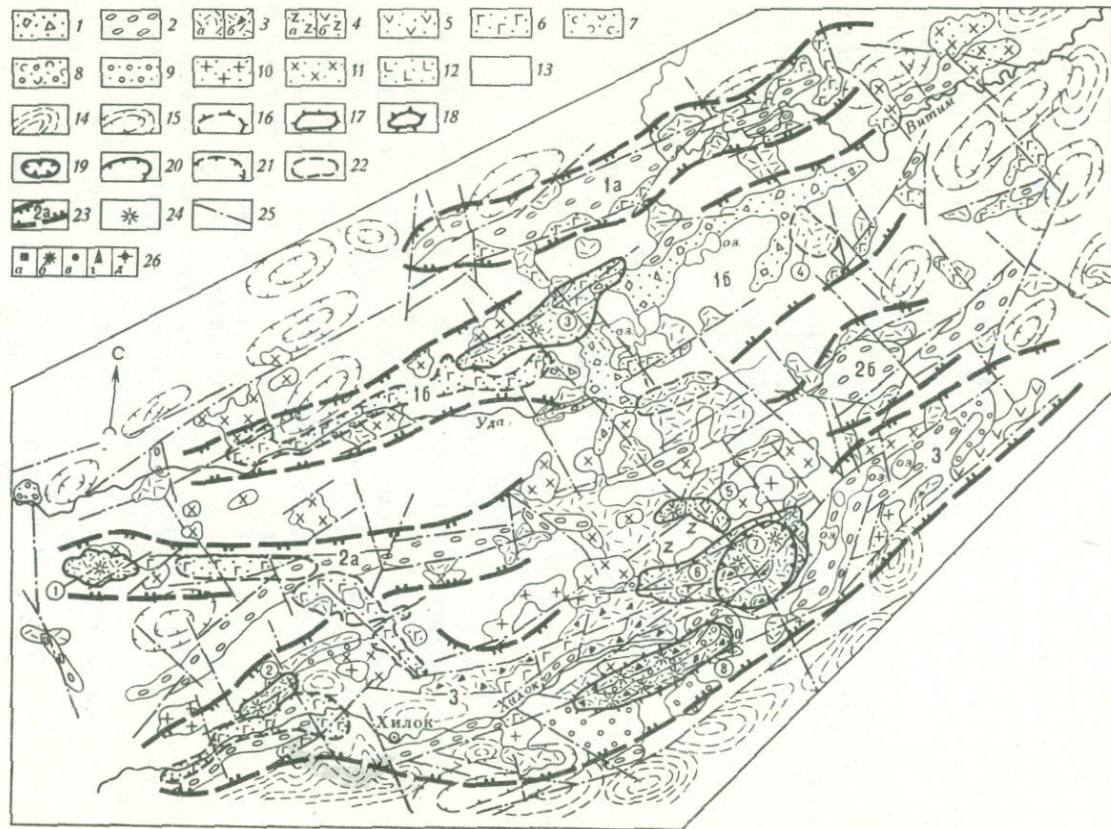


Рис. 11. Схема геологического строения Верхне-Хилокского вулканогена. Условные обозначения к рис. 11, 13 – 15.

1 – пески, галечники, конгломераты, песчаники, гравелиты верхнего мела (?); 2 – конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, угли верхней юры – нижнего мела или нижнего мела; 3 – 12 – верхнеюрские и средне-верхнеюрские образования (знаки с точками) и триасовые, триасово-нижнеюрские образования (те же значки без точек): 3 – липариты, кварцевые порфиры, игнимбриты с преобладанием покровных (а) или жерловых (б) фаций, 4 – лациты (а), андезито-лациты (б), 5 – андезиты, 6 – базальты, 7 – туфы (при установленном составе – со знаком соответствующих эффузивных пород), 8 – туффиты, 9 – конгломераты, песчаники, гравелиты, 10 – граниты, гранит-порфиры, 11 – диориты, сиенито-диориты, гранодиориты, сиениты, 12 – габбро, габбро-диориты; 13 – породы домезозойского фундамента; 14 – 15 – структуры домезозойского фундамента: 14 – гнейсовые, гранито-гнейсовые купола архейского или протерозойского возраста, 15 – гранитные, гнейсо-гранитные купола преимущественно палеозойского возраста; 16 – 22 – вулканогенно-тектонические структуры: 16 – вулканогенно-интрузивные, 17 – вулканогенно-экструзивные, 18 – стратовулканы, 19 – кальдерного типа, 20 – вулканогенно-тектонические впадины, 21 – вулканогенно-седиментационные впадины, 22 – невясыенного типа; 23 – вулканические зоны и подзоны; 24 – вулканические аппараты центрального типа; 25 – осевые линии разломов; 26 – участки развития процессов рудообразования с преобладанием свинцово-цинковой (а), оловянно-вольфрамовой (б), молибденовой (в), флюоритовой (г) и прочей (д) минерализации.

Вулканические зоны (подзоны): 1 – Уда-Витимская (1а – Заза-Витимская, 1б – Уда-Холойская), 2 – Кудун-Кондинская (2а – Кижинга-Кудунская, 2б – Кондинская), 3 – Хилокская.

Вулканогенно-тектонические структуры (цифры в кружках): 1 – Мухор-Талинская, 2 – Бадинская, 3 – Индолинская, 4 – Витлаусская, 5 – Хуртейская, 6 – Улуктуйская, 7 – Алентуйская, 8 – Гарека-Гуйлонская

В заключительные фазы среднемезозойского цикла также изливались андезитовые и базальтовые лавы, особенно характерные для западной и северо-западной частей Верхне-Хилокского вулканогена (андезито-базальтовая формация, соответствующая хилокской свите).

Формирование Верхне-Хилокского вулканогена практически завершилось в раннемеловое время, когда вдоль ограничивающих, реже пересекающих его разломов в опущенных блоках накапливались терригенные осадки и изливались лавы основного состава.

Строение Верхне-Хилокского вулканогена в отличие от Селенгинского, состоящего из трех разобнесенных в пространстве вулканических зон, более сложное. Оно обусловлено развитием густой сети разноориентированных разломов, контролировавших вулканическую деятельность. Наиболее крупные разломы Уда-Витимский, Кудун-Кондинский и Хилокский пересекают район в северо-восточном направлении. Каждый из них состоит из серии субпараллельных тектонических швов, образующих полосы шириной от 10 до 50 км, протяженностью до 300 км. Они представляют собой три наиболее крупные вулканические зоны, разделяющиеся на ряд подзон. Однако картина распределения вулканических полей осложняется большим количеством северо-западных, близмеридиональных и близширотных разломов, также контролировавших вулканическую деятельность. Разрывные нарушения северо-западного направления проявлены наиболее широко в центральной и восточной частях вулканогена, где они входят в состав Еравна-Агинской зоны разломов, которая наряду с упомянутыми тремя северо-восточными разломами является главной магмоконтролирующей структурой. В ее пределах сосредото-

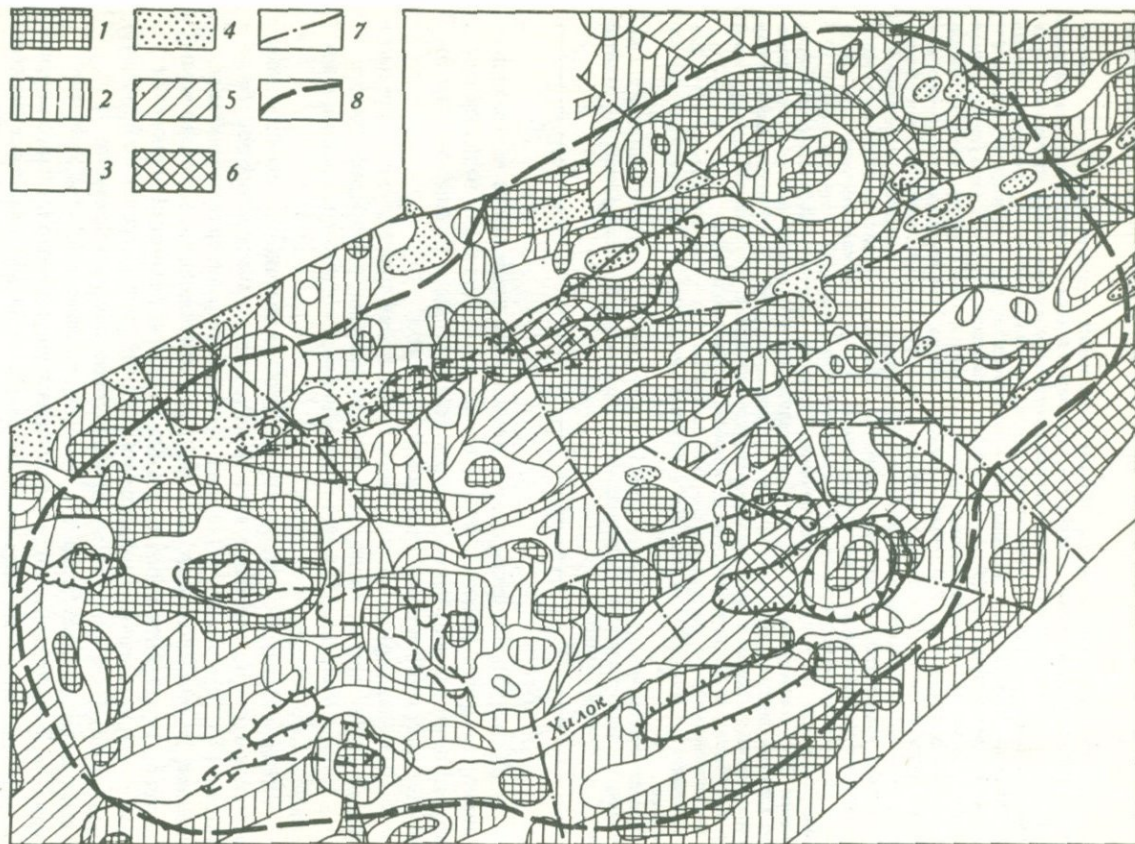


Рис. 12. Карта районирования магнитного поля Верхне-Хилокского вулканогена. Составил Л. В. Турчанинов.

Положительные магнитные поля: 1 — более 5 мЭ; 2 — менее 5 мЭ. Отрицательные магнитные поля: 3 — до 5 мЭ; 4 — менее 5 мЭ. 5 — дифференцированные знакопеременные поля; 6 — сильно дифференцированные поля; 7 — зоны тектонических нарушений, выделенные по данным магнитной съемки; 8 — контуры вулканогена. Остальные условные обозначения см. рис. 11

точены наиболее крупные поля эффузивов кислого состава, относящихся к базальт-липаритовой формации, а также триас-раннеюрские вулканы. При пересечении с этой тектонически ослабленной полосой Уда-Витимская, Кудун-Кондинская и Хилокская вулканические зоны сливаются, образуя почти сплошное поле вулканогенных пород площадью около 7000 км<sup>2</sup>.

Уда-Витимская вулканическая зона (северная часть вулканогена) характеризуется преобладанием средне- и позднемезозойского вулканизма. Поля пород трахибазальт-липаритовой формации раннемезозойского вулканического цикла распространены здесь фрагментарно. Наиболее интенсивной вулканической деятельностью была в южной Уда-Холойской подзоне. В ее юго-западной части преобладают базальты и андезито-базальты верхнеюрского и нижнемелового возраста, контролируемые северо-восточными и близширотными разломами. В центральной и северо-восточной частях широко развиты породы базальт-липаритовой формации, слагающие здесь одну из крупных вулканотектонических структур района — так называемый Индолинский прогиб. В его строении большую роль играют продукты кислого вулканизма. Ими также преимущественно сложена Витлаусская вулканическая постройка, находящаяся на северо-восточном окончании подзоны.

В северной части рассматриваемой зоны преобладают лавы базальтов и андезитов со щелочным уклоном. Продукты вулканической деятельности распространены здесь по бортам Зазинской впадины, сложенной мощной толщей нижнемеловых осадков.

Кудун-Кондинская вулканическая зона, протягивающаяся через центральную часть вулканогена, также характеризуется интенсивным развитием базальтоидов, особенно в западной части (Кижинга-Кудунская подзона). Поля базальтов, андезито-базальтов и андезитов средне- и верхнемезозойского возраста протягиваются вдоль бортов Кижингинской и других впадин, выполненных осадочными толщами. Интенсивная вспышка кислого вулканизма в позднеюрское время имела место на западном окончании этой зоны. Здесь формировалась Мухор-Талинская вулканическая постройка, сложенная породами базальт-липаритовой формации. Насыщена продуктами кислого вулканизма восточная часть Кудун-Кондинской зоны, пересекаемая разломами Еравна-Агинской системы. Именно здесь, в участке слияния ее с Хилокской зоной, находятся обширные поля вулканитов трахиандезит-липаритовой формации, свидетельствующие о грандиозных проявлениях кислого вулканизма раннемезозойского цикла. Породами базальт-липаритовой формации верхнеюрского возраста сложены сравнительно небольшие вулканотектонические структуры типа Хуртейской.

Хилокская вулканическая зона, занимающая южную часть вулканогена, наиболее насыщена продуктами вулканической деятельности, которые прослеживаются в ее пределах с небольшими перерывами; значительные

впадиной, примыкающей к ней с юга. Осадочные породы в этой впадине переслаиваются с базальтами, относящимися к позднемезозойскому циклу вулкано-плотности заняты ими в центральной и восточной частях зоны. Широко распространены породы трахиандезит-липаритовой формации, ассоциирующие со щелочными гранитоидами. Ими сложены, в частности, Шантойская и Нахатинская постройки, занимающие западную часть зоны. Здесь же находится Бадинская вулканическая постройка позднеюрского возраста, образованная породами липаритового ряда. Она сопрягается с одноименной раннемеловой низма. Наиболее интенсивным проявлением молодого вулканизма отличается восточная часть зоны, где находятся Улуктуйская и Гарека-Гуйлонская вулканические постройки, сформировавшиеся в позднеюрское время главным образом в результате процессов кислого вулканизма. В состав Улуктуйской постройки входит Алентуйская палеокальдера. Эта часть Хилокской зоны характеризуется длительным развитием очагов кислого вулканизма. Наличие покровов лав основного и среднего состава свидетельствует о периодическом приоткрывании разломов, проникающих на более глубокие горизонты земной коры.

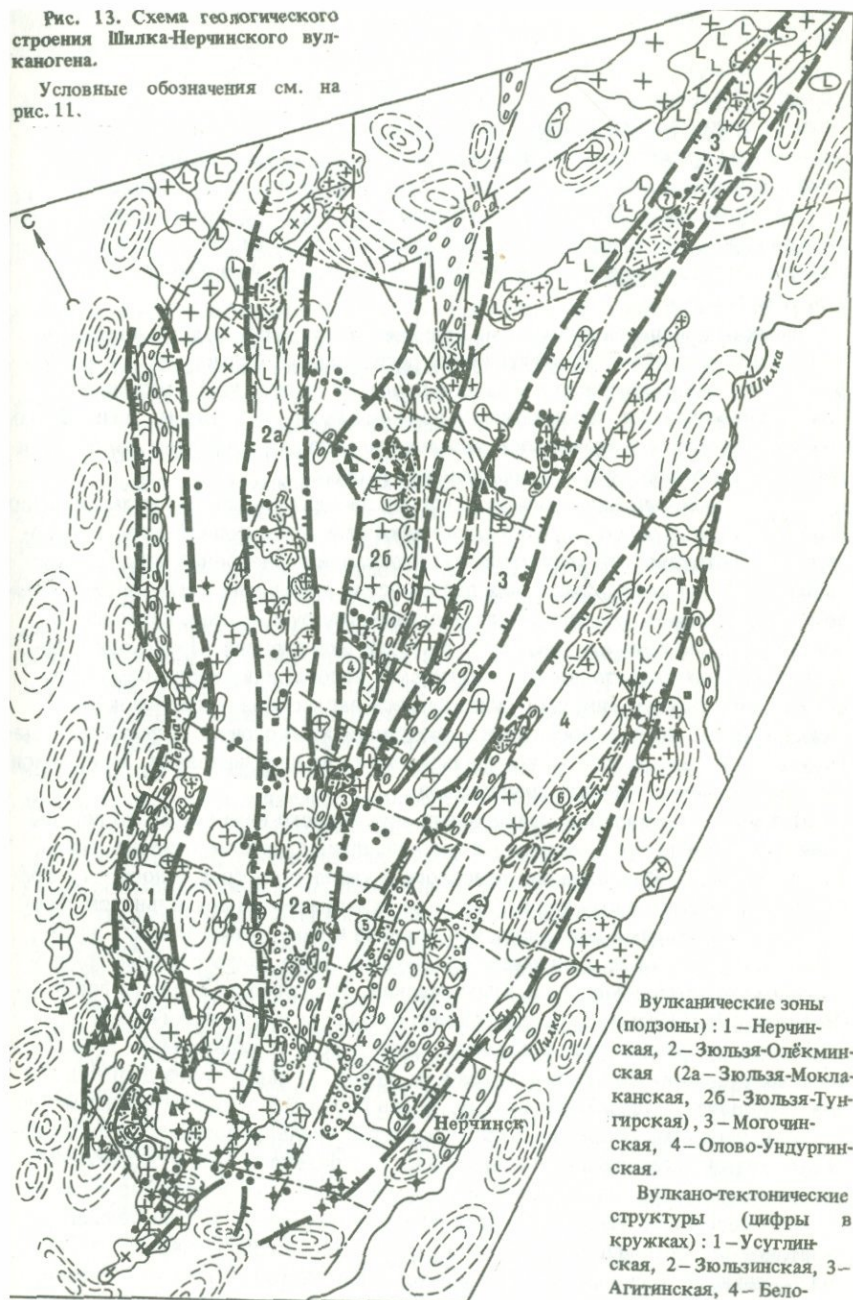
Верхне-Хилокский вулканоген отчетливо выделяется в физических полях. Он находится в пределах сложно дифференцированного магнитного поля, характерного только для этого участка Селенгино-Олёкминского вулканического пояса (рис.12). Эта площадь интенсивно насыщена положительными или знакопеременными магнитными аномалиями. Вдоль южной окраины вытягиваются отрицательные магнитные поля. Конфигурация магнитных аномалий подчеркивает очертания вулканогена. Наиболее высокие положительные или сильно дифференцированные аномалии часто имеют кольцевую и эллипсоидную форму. Природа их окончательно еще не расшифрована, но во многих случаях они соответствуют изометричным вулканическим постройкам или находятся в пределах вытянутых вулканотектонических структур. Особенно показательны эти аномалии для наиболее долгоживущих построек (Улуктуйская, Мухор-Талинская), отличающихся проявлением базальтового и липаритового вулканизма. В магнитном поле достаточно отчетливо выражены северо-западные разломы.

Таким образом, рассмотренный вулканоген является обособленной вулканической системой второго порядка, характеризующейся длительным развитием вулканизма. Верхне-Хилокский вулканоген отличается от Селенгинского большей концентрацией процессов вулканизма и устойчивостью очагов кислой магмы, развивавшихся в триас-раннеюрское и позднеюрское время в участках сопряжения крупных разноориентированных разломов.

**Шилка-Нерчинский вулканоген** – третье крупное звено Селенгино-Олёкминского вулканического пояса, занимающее его восточную часть – бассейны Нерчи, Олёкмы, Шилки (рис.13). Границами его служат крупные разрывные нарушения – Нерчинский, Витим-Аргунский (Точерский, Балейско-Дарасунский), Чикой-Шилкинский (Монголо-Охотский, Пришилкинский) и Муйско-Олёкминский разломы. Вдоль границ прослеживаются гнейсовые и гранито-гнейсовые купола протерозойского или архейско-протерозойского возраста. Последние наиболее характерны для юго-восточного ограничения вулканогена. Существенным отличием Шилка-Нерчинского вулканогена от других вул-

Рис. 13. Схема геологического строения Шилка-Нерчинского вулканогена.

Условные обозначения см. на рис. 11.



Вулканические зоны (подзоны): 1 – Нерчинская, 2 – Зюльзя-Олёкминская (2а – Зюльзя-Моклаканская, 2б – Зюльзя-Тунгирская), 3 – Могочинская, 4 – Олово-Ундургинская.

Вулкано-тектонические структуры (цифры в кружках): 1 – Усуглинская, 2 – Зюльзинская, 3 – Агитинская, 4 – Бело-Урюмская, 5 – Оловская, 6 – Ундургинская, 7 – Могочинская.

каногенов пояса является фундамент, сложенный докембрийскими структурами Становой складчатой области, консолидированными в основном в раннепротерозойское время. В период формирования раннекаледонских структур соседней Селенгино-Витимской складчатой области здесь (в Пришилкинской полосе) существовали прогибы геосинклинального типа. На современном эрозионном срезе среди пород фундамента господствуют раннепротерозойские гранитоиды, содержащие сравнительно небольшие поля гнейсов, сланцев и амфиболитов. Повсеместно встречаются блоки архейских метаморфических пород, слагающих иногда значительные по размерам выступы фундамента протерозойской геосинклинали (Моклаканская, Амазаро-Могочинская и другие глыбы).

Шилка-Нерчинский вулканоген отличается от других вулканических систем пояса положением в мезозойских региональных структурах: он формировался на крыле крупного Станового свода. Этот свод начал развиваться как континентальное поднятие еще в позднепалеозойское время. Дальнейшее воздымание его сопровождалось расчленением на ряд локальных сводовых и депрессионных структур с преобладанием первых.

В пределах описываемого вулканогена проявились все три вулканических цикла мезозоя. Триасово-раннеюрский цикл отличался существенным преобладанием интрузивного магматизма — происходило внедрение пород диорит-гранитовой формации, слагающих повсеместно небольшие массивы. Этот процесс сопровождался или предворалялся вспышками вулканизма, наиболее характерными для южной и центральной частей вулканогена. Происходили излияния андезито-дацитовых (Пришилкинская полоса) или липаритовых (бассейн Белого Урюма) лав, сопровождавшиеся эксплозивной деятельностью. Вулканические поля, относящиеся к трахиандезит-липаритовой формации, вытянуты вдоль зон разломов, контролировавших их формирование. Завершился цикл внедрением щелочных гранитоидов.

Более характерны для вулканогена верхнеюрско-нижнемеловые породы среднемезозойского вулканического цикла, принадлежащие базальт-липаритовой формации. Излияния лав основного и кислого состава относятся к трещинному и центральному типам. Периоды вулканической деятельности чередовались с периодами денудации, что привело к накоплению мощных эффузивно-осадочных толщ, слагающих преимущественно депрессионные приразломные структуры (Оловская, Ундургинская, Зюльзинская и другие впадины). По данным М.Д.Пельменева, выделяется четыре ритма вулканической деятельности с образованием следующих групп пород: 1) липаритовых игнимбритов и их туфов; 2) липарито-дацитов и их туфов, 3) лав и туфов дацитов, андезито-дацитов, андезито-базальтов, 4) лав базальтов и андезито-базальтов.

Характерными особенностями вулканизма среднемезозойского цикла являются его антидромный характер, смена центрального типа вулканической деятельности трещинными излияниями, уменьшение количества пирокластического материала, увеличение роли субщелочных пород. К этой базальт-липаритовой формации относятся субвулканические образования — дайки, силлы, лакколлиты диабазовых порфиритов, монцонитов, вогезитов, спессартитов. Они встречаются среди эффузивно-осадочных пород или образуют значительные по размерам пояса (Амазарский, Давендинский, Бело-Урюмский) протяженностью до 80—100 км (по данным Г.В.Александрова).

Можно предположить, что часть из них является корнями уничтоженных эрозией вулканических полей.

Формирование Шилка-Нерчинского вулканогена завершилось в раннемеловое время процессом образования приразломных впадин, прослеживающихся вдоль границ, а также встречающихся в его центральной части.

Для рассматриваемой вулканической системы не типично распространение обширных полей вулканических пород, свойственное Селенгинскому и Верхне-Хилокскому вулканогенам. Здесь преобладают сравнительно узкие, вытянутые вдоль магмоконтролирующих разломов вулканические постройки депрессионного типа. Исключение составляет юго-западная часть территории, где находятся близкая к изометричной Оловская впадина и почти примыкающая к ней с северо-запада Зюльзинская впадина. Локализация этих крупных мезозойских сооружений, выполненных продуктами вулканической деятельности, обусловлена пересечением продольных разломов с северо-западными нарушениями, прослеживающимися из районов Приаргунья (Нерзаводско-Сретенская зона разломов). Этот тектонический узел был участком интенсивной вулканической деятельности в средне- и позднемезозойское время. В целом же для Шилка-Нерчинского вулканогена характерно линейное распределение продуктов вулканизма, образующих вытянутые в северо-восточном направлении вулканические зоны большой протяженности (до 300 км). В пределах этих зон вулканические поля и интрузивные массивы, тяготеющие к ним, разобщены и не образуют непрерывных полос. Пересекающие их северо-западные и близширотные разломы, также являющиеся магмоконтролирующими, в отдельных случаях нарушают линейность вулканических зон.

Наиболее интенсивно процессы вулканизма были развиты в пределах Зюльзя-Олёкминской, Могочинской и Олово-Ундургинской зон, веерообразно расходящихся от упомянутого узла пересечения разноориентированных разломов. Первая зона отчетливо разделяется на две ветви. При детальном изучении могут быть, очевидно, выделены северная и южная подзоны и в пределах Олово-Ундургинской зоны. Структурные формы проявления вулканизма весьма разнообразны; преобладают вулкано-депрессионные структуры. Кроме Оловской и Зюльзинской впадин к ним принадлежат Ундургинская, Могочинская, Бело-Урюмская, Тунгирская, Кисло-Ключевская и др. Имеются палеокальдеры, к которым многими исследователями относится Агитинская постройка. В пределах этих крупных структур выделяются отдельные вулканические центры площадью 20–30 км<sup>2</sup>, служившие каналами для подъема глубинного материала на поверхность. Так, в Оловской впадине выявлена группа древних вулканов, сложенных лавами и пирокластикой различного состава [11], – Оловский, Старо-Оловский, Байгульский и другие палеовулканы, имеющие форму уплощенных линз, состоящих из нескольких пачек лав и туфов. Они контролируются северо-восточными разломами и приурочены к участкам их пересечения с разрывными нарушениями северо-западной и меридиональной ориентировки.

Таким образом, Шилка-Нерчинский вулканоген также формировался в течение всего мезозойского вулканического мегацикла. Он отличается локальным распространением эффузивно-пирокластических образований и более широким – интрузивных комплексов мезозойского возраста.

**Витимский вулканоген** изучен в отношении вулканизма еще недостаточно. Он представлен серией кулисообразных близширотных и северо-восточных вулканических зон, развивавшихся на каледонском складчатом основании. По имеющимся данным, здесь преобладают образования раннемезозойского вулканического цикла. С востока вулканоген ограничивается крупным близмеридиональным разломом, прослеживаемым от бассейна Онона и Туры.

Весьма своеобразной вулканической системой, не укладывающейся в рамки выделенных вулканогенов, является **Ингодино-Читинская вулканическая зона**. Она протягивается в субширотном, а затем в северо-восточном направлении по южной окраине пояса почти на 450 км при ширине 15–25 км. Зона развивалась на структурах Малханского геoaнтиклинория по границе каледонид с герцинидами и протерозойскими структурами Становой области. В мезозойское время она ограничивалась с севера Даурский свод, а с запада — Становое поднятие.

В западной части Ингодино-Читинская зона прослеживается цепочкой сравнительно мелких впадин с незначительным проявлением базальтового вулканизма; далее, на северо-восточном продолжении зона представлена крупнейшей в Забайкалье Читино-Ингодинской впадиной. Сложное строение впадины обусловлено наличием поперечных перемычек-выступов фундамента, разделяющих ее на отдельные "мульды". В ней широко развиты вулканические образования среднемеозойского цикла. В северном борту впадины (район с.Бальзой, оз. Арей) нами изучались отдельные вулканические центры, сложенные преимущественно породами кислого состава (липариты, эруптивные брекчии, их туфы, туффиты, относимые к бальзайской свите).

К северо-западу от с.Бальзой в борту Читино-Ингодинской впадины (падь Арта) вскрывается довольно глубоко эродированный вулканический купол, приуроченный к одному из северо-восточных разломов Ингодино-Читинской зоны. В центральной его части находится тело граносиенит-порфиоров, обрамленное сферолоидными и брекчиевыми лавами липаритов и липарито-дацитов. По периферии располагаются флюидальные лавы кислого состава. Выше по склону обнажаются конглобрекчии, являющиеся, вероятно, более молодыми образованиями. Подобные вулканические центры прослеживаются и далее на юго-запад до района оз. Арей. В южном борту преобладают трещинные излияния базальтов. Проявления вулканизма и здесь тяготеют к участкам пересечения зоны с северо-западными разрывными нарушениями. Наиболее широко вулканические образования развиты в северо-восточной части зоны. Здесь они формировались преимущественно в раннемезозойское время. В позднем мезозое процессы вулканизма сменились накоплением осадков, занимающих центральную часть зоны. Таким образом, эта система структур развивалась на протяжении всего мезозойского мегацикла как самостоятельная вулканическая зона, тяготеющая к границе двух описываемых поясов.

### **Монголо-Забайкальский вулканический пояс**

Структуры, относимые к этому поясу, находятся в южных и юго-восточных районах Забайкалья. Они разделяются Агинско-Борщовочным интрагеоантиклинальным поднятием. В отличие от описанных вулканических систем

их формирование происходило в течение средне- и позднемезозойского вулканических циклов (средняя юра—ранний мел; ранний мел). На этой территории отсутствуют проявления раннемезозойского вулканизма, а также вулканические породы кайнозойского возраста, связанные с формированием Байкальской рифтовой системы. Для вулканизма Монголо-Забайкальского пояса более типично развитие сравнительно мелких "компактных" и несколько разобщенных в пространстве вулканических сооружений, контролируемых узлами пересечения разноориентированных разломов.

Структуры основания вулканического пояса формировались в герцинское время. В нижнем структурном этаже преобладают гранитоиды триасового или палеозойского возраста, содержащие поля метаморфических и осадочных пород протерозоя и палеозоя, а также ниже-среднеюрские осадки. Наиболее крупными разломами, контролировавшими вулканическую деятельность, были Былыра-Олегуевский, Онон-Туринский, Ундино-Шилкинский, Восточно-Агинский, Газимурский, Урулюнгуевско-Уровский, являющиеся продольными разрывными системами Забайкалья. К вулканическим относятся и многие поперечные (северо-западные) разломы (Балейско-Дарасунский, Нерзаводско-Сретенский, Уровско-Джалирский, Уда-Ононский).

Вулканические породы верхнего структурного этажа разделяются на два яруса — средний (среднеюрско-раннемеловой) и верхний (раннемеловой), формировавшиеся в течение второго и третьего периодов тектоно-магматической активизации. Нижний структурный ярус, представленный триасово-юрскими и ниже-среднеюрскими осадками раннемезозойских прогибов, практически лишен вулканических образований. Он также может относиться к основанию вулканических систем, формировавшихся в течение средне- и позднемезозойских вулканических циклов.

В рассматриваемой части Монголо-Забайкальского вулканического пояса достаточно отчетливо обособляются вулканические системы второго порядка — Даурский и Приаргунский вулканогены, распространяющиеся далее на юг, в районы Монголии и Китая, а также Ундино-Шилкинская вулканическая зона, близкая по типу и структурному положению к Ингодино-Читинской зоне Селенгино-Олёкминского пояса.

**Даурский вулканоген** находится в южной части Центрального Забайкалья (междуречье Ингоды, Онона, Туры). Границы его повсеместно четкие, что обусловлено крупными разрывными нарушениями (рис.14): с севера, где наблюдается некоторое выклинивание структур вулканогена, он ограничен нарушениями Еравна-Агинской зоны разломов, на востоке — Онон-Туринским швом северо-восточного близмеридионального простирания; вдоль северо-западной границы прослеживается серия кулисообразно расположенных северо-восточных разломов.

Мезозойские вулканические сооружения развивались на герцинском складчатом фундаменте, представленном Хэнтэй-Даурской структурно-формационной зоной, разделяющейся на ряд подзон. Северо-западная половина территории входит в состав Киркунской и Менза-Шумиловской подзон, которые в каледонское и герцинское время были наиболее мобильными интрагеосинклинальными структурами Монголо-Забайкальского пояса. Восточная и центральная части вулканогена наследовали Даурскую подзону герцинид, развивавшуюся по типу геосинклиналей. Граница между ними проходит по раз-

Рис. 14. Схема геологического строения Даурского вулканогена.

Условные обозначения см. на рис. 11.

Вулканические зоны (подзоны): 1 – Ингода-Оленгуйская (1а – Верхне-Ингодинская, 1б – Оленгуйская), 2 – Кыринская, 3 – Онон-Туринская.

Вулcano-тектонические структуры (цифры в кружках): 1 – Нижне-Оленгуйская, 2 – Верхне-Оленгуйская, 3 – Тызретуйская, 4 – Аршано-Кулидинская, 5 – Урейская, 6 – Алханайская, 7 – Боруяно-Итиглинская, 8 – Акуинская, 9 – Харалгинская (Тарбальджейская), 10 – Ононская, 11 – Быршинская, 12 – Ханин-Чулунская, 13 – Сохондинская.



рывным нарушениям, входящим в систему Бырца-Урейской и Оленгуйского разломов.

Геосинклинальные структуры Хэнтэй-Даурской зоны сложены терригенными, вулканогенно-терригенными спилито-диабазовыми формациями средне-верхнепалеозойского возраста (ингодинская серия, киркунская и другие свиты). Эти породы слагают Киркунскую подзону. В Менза-Шумиловской подзоне они, а также более ранние протерозойско-кембрийские осадки сохранились в виде останцов среди гранитоидов палеозойского возраста. Последние, представленные даурским комплексом, слагают значительные площади в пределах геосинклинальных сооружений Даурской подзоны. Кроме них в Даурской подзоне, по ее южной и восточной окраинам, развиты протерозойские (ононская серия) и пермо-триасовые (агинская серия) осадки. Гранитоиды даурского комплекса слагают купольные структуры, особенно характерные для северо-западной пограничной части вулканогена. Они прослеживаются в виде серии гранитных куполов от истоков Чикоя и Ингоды до северной окраины вулканогена, где сменяются гнейсо-гранитными купольными структурами протерозойского возраста. В центральных частях территории встречаются лишь фрагменты палеозойских гранитных куполов, уничтоженные более поздними магматическими образованиями.

Формирование мезозойских структур региона связано с процессом образования Даурского сводового поднятия. Оно ограничено впадинами, приуроченными к зонам Чикой-Шилкинского и Онон-Туринского разломов. С востока к Даурскому своду примыкает Агинская мегадепрессия.

На ранних этапах образования сводового поднятия ведущую роль играли процессы гранитизации, начавшиеся в позднем палеозое со становления даурского комплекса гранитоидов и продолжавшиеся в триасе. С этими же процессами связано возникновение кыринского комплекса, завершившего формирование Даурского батолита.

По мере развития Даурского сводового поднятия происходила его дифференциация — расчленение на отдельные локальные сводовые и депрессионные структуры. Этот процесс сопровождался заложением (или подновлением) разрывных нарушений. Кроме упомянутых Онон-Туринской и Оленгуйской зон разломов в это время развиваются Былыринский, Бырца-Урейский, Алтано-Кыринский и другие разломы северо-восточного простирания. Для Даурии характерны северо-западные, в меньшей мере меридиональные и широтные разрывные нарушения, относящиеся к поперечным структурам подобного рода. Они входят в состав Еравна-Агинской и других зон разломов, прослеживающихся в районы Западного Забайкалья и Северной Монголии. К более мелким разломам этой системы относятся Харалгинский, Дудьдургинский и некоторые другие.

Вулканические сооружения Даурии формировались главным образом в течение среднемезозойского вулканического цикла. Заложение многих вулканических построек произошло в средней юре: Продуктами среднеюрского вулканизма являются породы дацит-гранодиоритовой формации (сохондинский вулканизм), распространённые в южной части территории. Они образуют самостоятельные структуры (Сохондинская) или встречаются в основании более молодых сооружений (Харалгинская вулканотектоническая структура). Для этого подцикла характерно преобладание субвулканических и экструзив-

ных фаций (кварцевые порфиры, гранит-порфиры, дацитовые порфиры, андезитовые порфириты). Лавовые образования и пирокластика распространены незначительно. Они встречаются обычно по периферии построек (отдельные потоки дацитов, андезито-дацитов, липарито-дацитов, горизонты их туфов).

Наиболее распространены в пределах Даурского вулканогена вулканические образования средней–верхней или верхней юры (второй подцикл средне-мезозойского цикла). Ими сложены все наиболее крупные вулканические постройки района. Породы этого возраста относятся к трахилипаритовой и базальт-липаритовой формациям (джаргалантуйская, бырцинская, акуинская свиты). Для вулканизма этого времени характерно извержение продуктов кислых магм, представленных липаритами, липарито-дацитами, трахилипаритами, дацитами, кварцевыми порфирами, игнимбритами, их туфами. При этом лавовый материал часто преобладает над пирокластикой. Базальты и андезиты развиты ограниченно. Они наиболее характерны для оснований вулканических построек, в отдельных случаях лавы андезитов и андезито-дацитов изливались в завершающие фазы средне-мезозойского цикла.

Наиболее полно вулканизм этого цикла проявлен в центральной части вулканогена, в самых крупных его вулканических постройках Акуинской и Харалгинской. В первой из них в основании разреза трахилипаритовой формации установлены лавы андезитов, дацитов и отдельные горизонты их туфов. Они сменяются липаритами, трахилипаритами и трахитами. Широко развиты образования экструзивной фации, представленные эруптивными брекчиями кислого состава, кварцевыми порфирами, гранит-порфирами.

Базальт-липаритовая формация, завершающая средне-позднеюрский вулканизм, характеризуется в этой постройке широким развитием пород липаритовой серии, представленной покровной и жерловой фациями. Горизонты базальтов установлены в основании разреза. В пределах Харалгинской вулканотектонической структуры господствуют липариты (экструзивная фация). Андезиты встречаются в верхней части разреза.

Вулканические продукты андезитового и дацитового состава широко распространены в северной части вулканогена. Они слагают значительные площади в пределах Нижне-Оленгуйской, Верхне-Оленгуйской, Тыргетуйской, Аршано-Кулиндинской, Алханайской вулканических построек.

С вулканическими породами верхнеюрского возраста ассоциируют массивы гранитоидов харалгинского комплекса. Они часто внедряются в центральных частях вулканических построек и обнажены в местах наиболее глубокого эрозионного среза. Такие массивы наблюдались нами в пределах Алханайской и Харалгинской вулканотектонических структур. Они могли формироваться синхронно или несколько раньше пород трахилипаритовой и базальт-липаритовой фаций.

Верхне-мезозойские вулканические образования в Даурии распространены незначительно. Базальтоиды, принадлежащие к этому вулканическому циклу, установлены среди нижнемеловых осадков в Ононской впадине и некоторых других структурах. Они тяготеют обычно к зонам глубинных разломов, по которым происходили подвижки в заключительную стадию процесса мезозойской тектоно-магматической активизации.

Характерная особенность Даурского вулканогена – локальное проявление процессов мезозойского вулканизма. Вулканические постройки в боль-

шинстве случаев разобщены в пространстве; размеры их обычно не превышают 300—500 км<sup>2</sup>. Наиболее насыщена вулканическими постройками восточная часть территории. На севере и юго-западе встречаются единичные, хотя и достаточно крупные сооружения.

Не вызывает сомнения приуроченность вулканических построек Даурии к зонам крупных разрывных нарушений, особенно к узлам пересечения разноориентированных разломов. К разряду вулканических принадлежат все перечисленные выше северо-восточные нарушения, а также многие из названных северо-западных. В целом можно говорить о линейной северо-восточной ориентировке в расположении вулканических построек региона. Они группируются в основном в две широкие вулканические зоны: Ингода-Оленгуйскую и Онон-Туринскую. Первая совпадает с осевой частью Даурского свода, вторая охватывает его юго-восточную окраину. Однако во многих случаях эти вулканические зоны не имеют четких границ. На нескольких участках они соединяются, образуют своеобразные "пережимы" и "раздувы", что обусловлено влиянием северо-западных вулканических разломов (см. рис.14).

Ингода-Оленгуйская вулканическая зона характеризуется наиболее интенсивным вулканизмом в северо-восточной и юго-западной частях — Оленгуйская и Верхне-Ингодинская подзоны. В первой подзоне, контролируемой одноименным разломом, находятся Аршано-Кулиндинская и Верхне-Оленгуйская вулкано-тектонические депрессии, локализующиеся в узлах пересечения разнонаправленных разломов. Наиболее крупными постройками Верхне-Ингодинской подзоны являются Сохондинская и Ханин-Чулунская. Они приурочены к местам пересечения северо-западных и северо-восточных разломов. Более мелкие вулканические постройки установлены вдоль юго-восточной части рассматриваемой вулканической зоны.

В Онон-Туринской зоне, наиболее насыщенной вулканическими постройками, также выделяются несколько подзон, контролируемых разломами. К Онон-Туринскому краевому шву тяготеют Ононская и Тьргетуйская депрессии, Алханайский стратовулкан и ряд более мелких построек. Вулканические постройки северо-западной части зоны контролируются Бырца-Урейским разломом. Очевидно контролирующее значение северо-западных разломов — Алханайская, Харалгинская, Тьргетуйская постройки.

В южной части вулканогена находится еще одна меньших размеров вулканическая зона — Кыринская. Она сливается с Ингода-Оленгуйской и Онон-Туринской зонами там, где проходят поперечные северо-западные разломы.

Наиболее распространены постройки центрального типа, имеющие очертания близкие к изометричным, такие, как Харалгинская, Алханайская, Сохондинская, Ханин-Чулунская, Верхне-Оленгуйская. Встречаются и линейные грабенообразные структуры, вытянутые вдоль северо-восточных или северо-западных разломов, — Ононская, Тьргетуйская, Аршано-Кулиндинская, Нижне-Оленгуйская. Они образовались в процессе деятельности нескольких вулканических центров, поставивших магму кислого и среднего состава. Многие вулканические постройки относятся к полигенным многофазным структурам, формировавшимся в течение всего среднемезозойского вулканического цикла. Для Даурии характерны как положительные (Сохондинская, Харалгинская, Алханайская, Боруяно-Итиглинская), так и отрицательные (Акуин-

ская, Ононская, Тыргетуйская, Нижне-Оленгуйская) вулканические структуры. На севере вулканогена преобладают депрессионные структуры, на юго-западе — интрузивно-купольные, а юго-восточная часть, насыщенная вулканическими сооружениями, характеризуется наибольшим разнообразием их морфологии (бассейн левых притоков Онона).

Структура земной коры Даурского вулканогена слоисто-блоковая. По данным Г.И.Менакера, мощность ее здесь 42—44 км, а в осевой части свода до 46—48 км. Мощность верхнего гранитно-осадочного слоя, залегающего в виде сравнительно тонкой пластины на диорит-метаморфическом слое, изменчива. В осевой части свода она максимальная — 5—7 км, на его восточном крыле уменьшается до 1—2 км. Рельеф кровли базальтового слоя сложный. В осевой части свода кровля погружается; мощность базальтового слоя здесь 25—26 км. На восточном склоне Даурского свода и в пределах Агинской мегадепрессии она несколько приближается к поверхности, и мощность базальтового слоя увеличивается до 28 км.

Таким образом, для Даурского вулканогена характерны развитие как эффузивных, так и интрузивных фаций магматических пород, преобладание кислого вулканизма и связанных с ним вулканических построек центрального типа, имеющих узловое распределение. В пределах Ингода-Оленгуйской вулканической зоны, отличающейся широким распространением интрузивных массивов и вулкано-интрузивных построек, наблюдается наиболее мощный гранитно-осадочный слой; кровля базальтового слоя погружена здесь на 19—21 км от поверхности. Онон-Туринская вулканическая зона, характеризующаяся наиболее интенсивным развитием процессов вулканизма, разнообразием вулканических форм, распространением вулкано-депрессионных структур, отличается маломощным гранитно-осадочным слоем и приближением кровли базальтового слоя к поверхности.

**Приаргунский вулканоген** занимает крайнюю юго-восточную часть Забайкалья (бассейны Борзи, Газимура, Урова, Урюмжана, Урулюгуй, Аргуни). С северо-запада он ограничен серией глубинных разломов северо-восточного и субширотного простирания, которые прослеживаются от нижнего течения Борзи в верховья Унды и Газимура (рис.15). По северо-восточной границе проходит зона Уровско-Джалирского разлома северо-западного направления. Его южные и восточные границы находятся на территории Китая и Монголии.

Вулканические постройки Приаргунья формировались на гетерогенном складчатом фундаменте. Его структурные элементы завершили развитие в позднем палеозое—раннем мезозое в связи с герцинской складчатостью. Они входят в состав Газимуро-Борзинской, Агинско-Борщовочной и Приаргунской структурно-формационных зон Монголо-Забайкальской складчатой области. Первая зона сложена в основном ниже-среднеюрскими осадками, залегающими на палеозойских гранитоидах — Борзинская подзона. В строении Газимурской подзоны наряду с гранитоидами принимают участие раннепалеозойские терригенно-карбонатные толщи, прослеживающиеся в виде полос северо-восточного направления. В период формирования герцинской геосинклинальной системы здесь господствовал миогеосинклинальный режим. В раннеюрское время на площади Борзинской и частично Газимурской подзон развивался прогиб, в котором накапливались терригенные отложения (Центральный мезозойский прогиб Восточного Забайкалья).

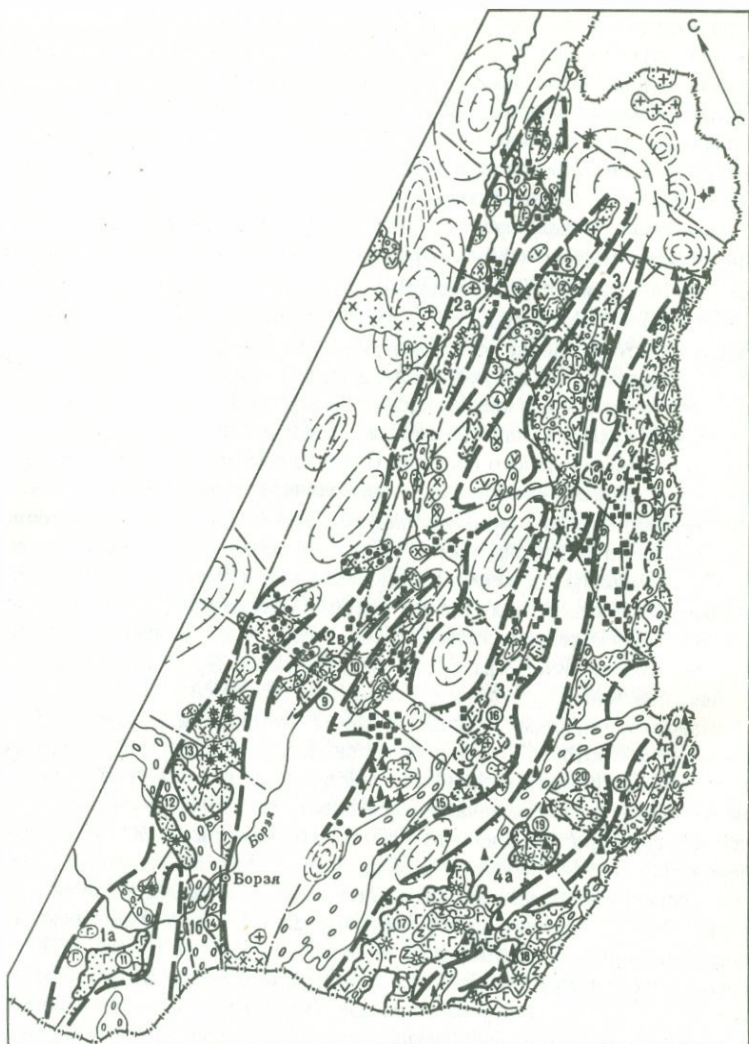


Рис. 15. Схема геологического строения Приаргунского вулканогена.

Условные обозначения см. на рис. 11.

Вулканические зоны (подзоны): 1 – Турга-Борзинская (1а – Торей-Кукуль-Бейская, 1б – Борзинская), 2 – Газимуро-Урюмканская (2а – Газимурская, 2б – Урюмканская, 2в – Верхне-Борзинская, 2г – Верхне-Газимурская), 3 – Урулюн-гуйско-Уровская, 4 – Урулюн-гуйско-Аргунская (4а – Урулюн-гуйская, 4б – Южно-Аргунская, 4в – Северо-Аргунская).

Вулкано-тектонические структуры (цифры в кружках): 1 – Будюмканская, 2 – Нижне-Урюмканская, 3 – Верхне-Урюмканская, 4 – Сивачинская, 5 – Газимурская, 6 – Урово-Мотогорская, 7 – Гидари-Серебрянская, 8 – Северо-Аргунская, 9 – Онон-Борзинская, 10 – Александровскозаводская, 11 – Торейская, 12 – Шерлогогорская, 13 – Хада-Булакская, 14 – Шарасунская, 15 – Кличкинская, 16 – Мулинская, 17 – Шаманская, 18 – Абагайтуйская, 19 – Тулукуевская, 20 – Куйтунская, 21 – Южно-Аргунская.

Приаргунская структурно-формационная зона характеризуется существенно иной геологической историей. Урулюнгуйская подзона, занимающая самую южную часть площади, представляет собой геоантиклинорий или срединный массив, сложенный преимущественно протерозойскими осадочно-метаморфическими толщами и палеозойскими гранитоидами. Она отличается стабильным воздыманием как в палеозойское, так и в раннемезозойское время. Близкий тектонический режим существовал и в Урумкано-Уровской подзоне, сложенной палеозойскими гранитоидами и терригенно-карбонатными толщами позднего протерозоя – раннего палеозоя. Однако эта подзона характеризовалась образованием локальных палеозойских и раннемезозойских прогибов. На границе двух структурно-формационных зон развивался мощный глубинный Урулюнгуйско-Уровский разлом – своеобразная шовная зона, разделяющая два существенно различных геотектонических элемента.

В западной части структуры фундамента вулканогена входят в состав Восточно-Агинской подзоны Агинско-Борщовочной зоны, сложенной песчано-слабцевыми толщами, накопившимися в пределах средне-позднепалеозойского ортогеосинклинального прогиба. С раннего мезозоя эта территория входила в состав области устойчивого воздымания. Восточно-Агинская (Агинско-Керуленская) группа разрывных нарушений, заложившаяся на восточной окраине Агинско-Борщовочной зоны, также относится к шовным зонам разломов.

Таким образом, к началу интенсивной вулканической деятельности (средняя юра – ранний мел) рассматриваемая территория оказалась расчлененной на серию тектонических блоков, существенно отличавшихся по тенденциям геологического развития и внутреннему строению. Вдоль их границ развивались зоны глубинных долгоживущих разломов.

Наиболее крупными геоструктурными элементами мезозойского времени являются Восточно-Забайкальский свод, занимающий северо-западную часть вулканогена, и Приаргунская мегадепрессия – южные районы территории. Сводовое поднятие начало формироваться в процессе замыкания раннемезозойского прогиба и инверсии тектонических движений. Его развитие сопровождалось интенсивной разрывной тектоникой и вулканизмом. Тектонические движения выразились в подновлении долгоживущих глубинных зон разломов, образовании новых разрывных нарушений и блоковых перемещениях вдоль них. При этом усложняется внутреннее строение Восточно-Забайкальского свода. Вдоль Газимурского, Урулюнгуйско-Уровского, Приаргунского, Восточно-Агинского и других разломов происходит заложение локальных депрессионных структур, разделенных купольными выступами (локальными сводами) палеозойско-протерозойского фундамента. В этих структурных условиях и зарождаются процессы вулканизма, охватывающие средне-мезозойский и поздне-мезозойский вулканические циклы. Вулканические центры средне-позднеюрского времени концентрировались главным образом вдоль зон Газимурского и Урулюнгуйско-Уровского разломов. Образовавшиеся в это время толщи базальт-андежит-дацитовый формации слагают нижние части разреза Урово-Мотгорской, Онон-Борзичинской, Александровскозаводской и других построек.

В большинстве случаев разрез вулканических толщ начинается с базальных конгломератов мощностью десятки – первые сотни метров; иногда они переходят в достаточно мощные пачки терригенных пород с горизонтами ту-

фов (Газимурская впадина). Таким образом, вулканическим излияниям предшествовало опускание отдельных участков земной коры. На ранних стадиях процессы вулканизма были связаны с глубинными расколами и поднятиями подкорового магматического вещества на поверхность. Среди вулканических образований преобладают андезиты, плагиоклазовые андезиты, андезито-базальты. Лишь в отдельных случаях в низах разрезов вулканических серий отмечаются продукты кислого вулканизма (дациты, липариты, их туфы). В заключительные фазы средне-позднеюрского вулканизма усиливается излияние лав андезито-дацитов и дацитов, иногда липаритов. Их покровы часто переслаиваются с туфами и туффитами. Во многих случаях терригенный и пирокластический материал резко преобладает над лавовым.

Позднеюрско-раннемеловой подцикл проявился после некоторого перерыва и денудации. Однако структурный план территории не претерпел значительных изменений. Вулканические постройки этого возраста во многих случаях формировались на руинах средне-позднеюрских сооружений. На породах до-мезозойского фундамента были заложены Тулукуевская, Куйтунская, Хада-Булакская, Кличкинская и другие структуры.

Породы базальт-липаритовой ассоциации (березовская, усть-карская, тургинская, аргунская и другие свиты), слагающие мезозойские вулканические постройки, широко распространены на всей территории вулканогена. Нами они наблюдались в пределах Урово-Мотогорской, Северо-Аргунской, Тулукуевской, Газимурской и Шарасунской построек. Сопоставление разрезов этих пород свидетельствует о том, что они часто не поддаются строгой корреляции даже в пределах единой вулканической структуры, сформировавшейся в результате деятельности нескольких вулканических центров. В Урово-Мотогорской структуре изучались Дучарский (южный) и Мотогорский (северный) вулканические центры, сложные продуктами кислого вулканизма. Вулканические процессы в обоих центрах начались с площадных излияний андезито-базальтов и андезитов. На Дучарском палеовулкане они сменились дацитовым вулканизмом, а затем господствовали излияния кислых лав и выбросы туфов, среди которых преобладают грубообломочные разности. В пределах Мотогорского центра андезито-базальтовый вулканизм сменился липаритовым, затем вновь изливались базальты и андезито-базальты. Процесс здесь закончился кислым вулканизмом. Для этого центра характерны высокая контрастность состава лав и преобладание в разрезе туфогенных образований (средне- и тонкообломочных).

Другая крупная вулканическая постройка Приаргунья—Северо-Аргунская также представляет собой структуру, состоящую из серии элементарных центров, концентрирующихся в зоне Приаргунского разлома. Наиболее крупный из них расположен на водоразделе Олоча—Ишага. Становление пород базальт-липаритовой формации носило в целом гомодромный характер: основной вулканизм постепенно сменился кислым. Устанавливается циклический характер вулканической деятельности: в разрезе выделяются нижняя толща основных — средних вулкаников, нижняя толща липаритов и их туфов, средняя толща основных эффузивов и верхняя толща липаритов. Кислый вулканизм привел также к формированию экструзивных тел кварцевых порфиров.

Шарасунская постройка, расположенная на юго-западе территории в зоне Восточно-Агинских разломов, характеризуется также гомодромным разви-

тием вулканизма. В ее строении преобладают андезито-дациты и андезиты, а основные разности начальных фаз и завершающие формирование структуры продукты кислого вулканизма развиты фрагментарно. Процессы вулканизма носили здесь весьма прерывистый характер, на что указывает широкое развитие осадочных и туфогенно-осадочных пород. Мощность их достигает 100–200 м.

Концентрированным и полным развитием всех разностей базальт-липаритовой серии отличается Тулукуевская постройка, характеризующаяся многофазным проявлением основного, среднего и кислого вулканизма (описание ее см. в главе 4). Наряду с этим в пределах Приаргунского вулканогена встречаются структуры, сложенные какой-либо одной серией пород, входящих в состав базальт-липаритовой ассоциации. К ним относятся, например, Куйтунская и Мулинская постройки, в которых преобладал андезито-дацитовый вулканизм, и некоторые другие сооружения.

Гомодромный характер базальт-липаритовой ассоциации верхнеюрско-нижнемелового возраста свидетельствует о том, что питающими вулканы этого времени были как глубинные, так и периферические магматические очаги; последние наиболее типичны для завершающих фаз вулканизма.

В течение среднемеозойского вулканического цикла происходило формирование штоков, лакколитов и других гипабиссальных тел гранодиорит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой формаций (шахтаминский и кукульбейский комплексы), которые можно отнести к интрузивной фации вулканизма. К субвулканическим образованиям этого цикла принадлежат дайковые тела нерчинскозаводского комплекса.

Шахтаминский комплекс представлен гранодиоритами, гранитами, граносиенитами, сиенито-диоритами; в составе кукульбейского преобладают граниты, гранит-порфиры. Наиболее крупные интрузивные массивы характеризуются многофазным развитием. Так, Шахтаминский массив сложен диоритами, сиенито-диоритами (первая фаза), гранодиоритами (вторая фаза, являющаяся главной), биотитовыми и лейкократовыми гранитами (третья фаза). В заключительные стадии в пределах массива формировались криповулканические аппараты, выполненные брекчиями. По мнению В.В.Кебезинскас и К.Б.Кебезинскас [27], эруптивными брекчиями сложены жерла молодых вулканических аппаратов, уничтоженных эрозией. Длительно формировались и другие интрузивные массивы Приаргуны (Соктуйский, Бугдаинский).

Породы кукульбейского и шахтаминского комплексов обычно не связаны пространственно с вулканами и являются более глубинными образованиями. Они концентрируются вдоль северо-западной границы вулканогена, в зонах Шерлового-Кукульбейского и Газимурского разломов. Иное положение занимают дайки и жилы нерчинскозаводского комплекса, распространенные главным образом на востоке территории. Часто они представляют собой субвулканические образования, ассоциирующие с андезитами и андезито-дацитами. По составу среди них преобладают гранодиорит-порфиры, лампрофиры, граносиениты, слагающие некки, силлы, дайки.

Возрастное положение интрузивных магматических комплексов Приаргунского вулканогена нельзя считать определенным. Р.М.Константинов и И.Н.Томсон [30] на основании изучения петрохимических особенностей мезозойских магматических образований выделяют две серии пород: липарито-

дацитовую и андезитово-базальтовую эффузивные и соответствующие им гранитоидную (кукульбейский комплекс) и гранодиоритовую (шахтаминский комплекс). Они считают, что формирование этих серий происходило практически синхронно (от средней юры до раннего мела), но в разных тектонических блоках. Однако, как известно граниты кукульбейского комплекса встречены в гальке конгломератов среди толщ базальт-липаритовой формации. Поэтому правильнее предположить, что указанные интрузивные комплексы формировались на рубеже средне-позднеюрского и позднеюрско-раннемелового вулканических подциклов: шахтаминский комплекс в конце первого подцикла, а кукульбейский — на ранних стадиях второго.

Вулканическая деятельность в пределах рассматриваемого вулканогена завершилась в раннем мелу излияниями лав базальтов (тургинская и другие свиты). Вулканизм этого цикла носил трещинный характер. Он связан с блоковыми движениями и глубинными расколами земной коры Приаргунья. Базальтоиды раннего мела связаны с позднеюрско-раннемеловыми вулканическими постройками и с приразломными впадинами, выполненными нижнемеловыми осадками. Последние также отражают этап затухания тектонической активности региона и развиваются часто как компенсационные грабены в пределах или вблизи вулканических построек.

Нижнемеловые базальтоиды образуют покровы, венчающие разрез мезозойских отложений. Во многих случаях они внедряются в виде силлов среди кислых и средних вулканитов или среди осадочных пород. Так, силлы базальтов и диоритовых порфиритов картировались нами среди туфоконгломератов верхней юры в северной части Северо-Аргунской впадины по речкам Камара и Борова.

Размещение продуктов вулканизма явно подчинено плану разрывных деформаций района. К структурам, контролировавшим проявление позднемезозойского вулканизма, в первую очередь относятся крупные разломы вулканогена — шовные зоны, а также другие межблоковые и внутриблоковые разломы. В этом отношении интересен один из самых крупных северо-западных разломов — Балеиско-Алгачинский, разделяющий Борзинский и Газимурский блоки и проникающий внутрь Урулюнгуйского блока, где он образует две ветви. Практически повсеместно этот "сквозной" разлом контролирует группы или отдельные вулканические постройки. К типу вулканических относятся также Газимурский, Урулюнгуйский, Южно-Аргунский, Приаргунский и другие разломы. Наиболее благоприятными для образования вулканических построек были узлы пересечения разрывных нарушений.

Вдоль крупных разломов формировались вулканические зоны Приаргунья, имеющие северо-восточную ориентировку (см. рис.15). В западной и северо-западной частях вулканогена протягиваются Турга-Борзинская и Газимуро-Урюмканская вулканические зоны, разделяющиеся на ряд подзон. От других зон их отличает развитие гипабиссальных интрузивов кукульбейского и шахтаминского комплексов, которыми особенно насыщены Торей-Кукульбейская и Газимурская подзоны, проходящие вдоль границы вулканогена, в пределах Восточно-Забайкальского сводового поднятия.

В Турга-Борзинской зоне Хада-Булакская, Шерловогорская и Шарасунская постройки приурочены к Агинско-Керуленской шовной зоне. Первые из перечисленных построек находятся в участках пересечения шов-

ной зоны с Торей-Кукульбейским разломом, контролирующим также Торейское поле базальтоидов и гипабиссальные интрузивные массивы Кукульбейского хребта. Отличительная особенность этой вулканической зоны — широкое распространение терригенных, часто угленосных осадков нижнего мела которые выполняют впадины, развивающиеся на вулканических постройках или в непосредственной близости от них в зонах тех же разломов. В целом мезозойские образования занимают большую часть площади зоны.

Газимуро-Урюмканская вулканическая зона от Турга-Борзинской зоны отличается развитием сравнительно мелких разобоченных вулканических построек и позднемезозойских впадин. Эти постройки формировались в течение обоих подциклов среднемезозойского вулканического цикла. Наиболее крупными из них являются Будюмканская, Верхне- и Нижне-Урюмканская, Газимурская, Александровскозаводская. В их строении преобладают продукты средних и основных магм. Кислый вулканизм завершающих фаз цикла проявлен локально. Брекчиевыми лавами, игнимбритами и туфами липаритов и липарито-дацитов сложены отдельные вулканические аппараты центрального типа, наблюдавшиеся в пределах Александровскозаводской, Онон-Борзинской, Газимурской и других построек.

Центральную часть вулканогена пересекает одна из наиболее протяженных (около 300 км) вулканических зон — Урулюнгуйско-Уровская, которая формировалась в пределах системы разломов, разделяющих две структурно-формационные зоны домезозойского фундамента. Она характеризуется распространением эффузивно-пирокластических пород базальт-липаритовой формации, слагающих Урово-Мотогорскую, Мулинскую, Кличкинскую и другие вулcano-тектонические структуры. Образования базальт-андезит-дацитовой формации сохранились в основаниях позднеюрско-раннемеловых вулканических построек. Ограниченно распространены породы интрузивных фаций (отдельные массивы в центральной и юго-западной частях зоны). Нижнемеловые осадки развиты на крайнем юго-западе зоны, где они выполняют Западно-Урулюнгуйскую впадину — одну из наиболее крупных позднемезозойских структур Приаргуныя.

Урулюнгуйско-Аргунская вулканическая зона, также характеризующаяся значительной протяженностью и шириной, занимает южные и восточные районы Приаргуныя. Она образовалась на интрагеоантиклинальных структурах герцинид, отличавшихся устойчивой тенденцией к воздыманию. Среди продуктов вулканизма развиты образования базальт-липаритовой формации.

Процессы вулканизма наиболее интенсивно проявились в пределах Урулюнгуйского жесткого блока, где формировались Урулюнгуйская и Южно-Аргунская подзоны. Обширные вулканические поля, сложенные в основном андезитами, базальтами, андезито-дацитами, их туфами и туффитами, занимают юго-западную часть площади (Шаманская, Абагайтуйская постройки). Они возникли в процессе трещинных излияний при подчиненной роли вулканов центрального типа, наиболее характерных для заключительных фаз вулканизма (палеовулканы Шамян, Айрык, Куладжа и др.). Кислый вулканизм здесь проявился наиболее интенсивно в Тулкуевской и Куйтунской кольцевых вулканических структурах. Субвулканические образования, распространенные

ограниченно, представлены штоками и дайками гранит-порфиров, сиенит-порфиров, гранитов, которые установлены в вулканических постройках.

Северо-Аргунская подзона рассматриваемой вулканической зоны отличается широким развитием субвулканических образований нерчинскозаводского комплекса, которые несколько оторваны от вулканических полей и распространены вдоль северо-западной границы подзоны в породах песчано-сланцевого и карбонатного палеозойского фундамента. Вулканическая деятельность здесь контролировалась Приаргунским разломом. Среди вулканических полей в пределах Северо-Аргунской впадины преобладают базальты, андезит-базальты, достаточно широко распространены туфы, лавы и игнибриды кислого состава, образующие несколько вулканических центров. В их строении преобладают агломератовые туфы, брекчиевые лавы липаритов, кварцевые порфиры. Последние слагают экструзивные тела (падь Ишага и другие участки).

В Урулюнгуйско-Аргунской зоне имеются раннемеловые впадины, которые начали развиваться на заключительных этапах позднеюрско-раннемелового подклина вдоль разломов, контролировавших вулканическую деятельность.

Таким образом, вулканические поля Приаргунского вулканогена были образованы в процессе многофазной вулканической деятельности. В большинстве случаев это полигенные полифациальные сооружения, различающиеся размерами и особенностями внутреннего строения. Среди них встречаются достаточно крупные депрессионные структуры, такие, как Шаманская, Урово-Мотогорская, Северо- и Южно-Аргунская, Абагайтуйская, Хада-Булакская, Шарасунская. Они формировались в результате деятельности ряда вулканических центров, развивавшихся в пределах единых опущенных участков земной коры. Размеры таких построек до 1800 км<sup>2</sup>. Наряду с ними для Приаргунья типичны более локальные вулканические сооружения — Тулукуевская, Куйтунская, Нижне- и Верхне-Урюмканская, площадь которых 200–400 км<sup>2</sup>.

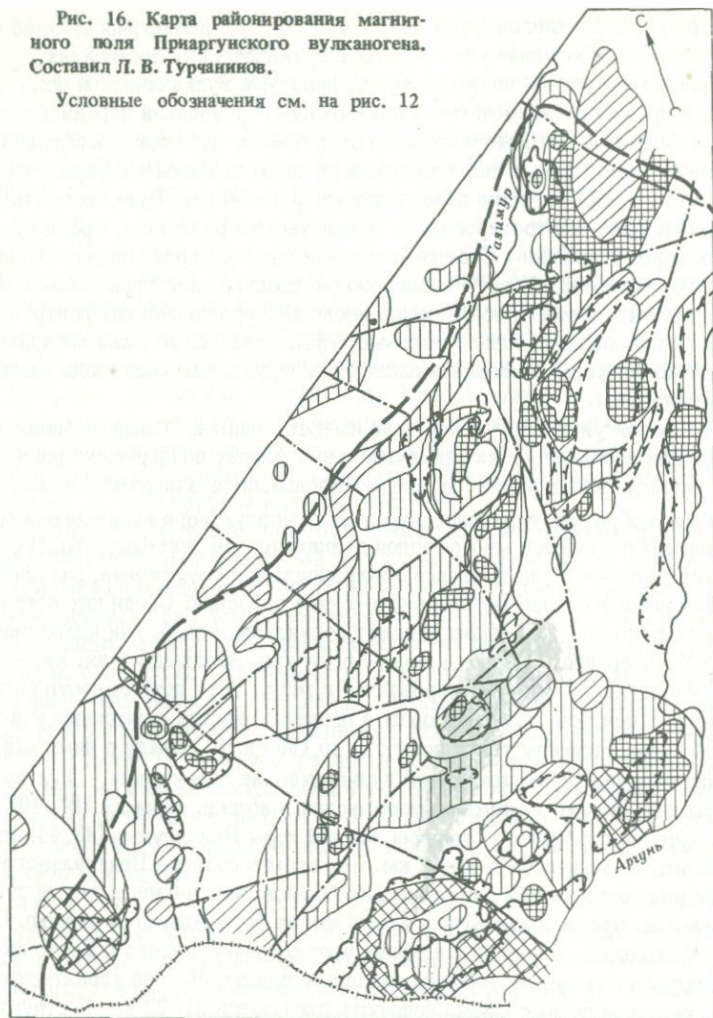
Изучение глубинного строения земной коры Приаргунья [43, 44] позволяет оценить ее мощность в 40–42 км. При этом в области Центрального раннемезозойского прогиба она несколько больше, чем в блоках его жесткого обрамления. Кровля базальтового слоя имеет более сложный рельеф. В пределах Центрального прогиба, в общих чертах совпадающего с Восточно-Забайкальским позднемезозойским сводовым поднятием, она характеризуется относительным погружением. Мощность слоя здесь 21–22 км. В структурах Урулюнгуйского и Урюмкано-Уровского жестких блоков, соответствующих магадепрессии позднемезозойского возраста, кровля относительно приподнята, мощность базальтового слоя увеличивается до 24–25 км. Мощность гранитно-осадочного слоя в Центральном прогибе больше, чем на остальной территории (5–6 км). Диорит-метаморфический слой наиболее развит в жестких блоках фундамента.

Таким образом, для районов интенсивного развития вулканизма, включающих Урулюнгуйско-Уровскую и Урулюнгуйско-Аргунскую вулканические зоны, характерны: несколько уменьшенная мощность земной коры, приближение кровли базальтового слоя к поверхности, развитие диорит-метаморфического слоя, уменьшенная мощность гранитного слоя.

Наиболее глубинными являются разломы, соответствующие указанным шовным зонам. Г.И.Менакером они рассматриваются как разломы, проникаю-

Рис. 16. Карта районирования магнитного поля Приаргунского вулканогена. Составил Л. В. Турчанинов.

Условные обозначения см. на рис. 12



шие в базальтовый слой земной коры. Эти разрывные нарушения, как уже говорилось, относятся к наиболее важным магмоконтролирующим структурам.

В северной части Приаргунского вулканогена (центральная часть Восточно-Забайкальского свода), а также вдоль его северо-западной границы широко распространены гранитные и гнейсо-гранитные купола палеозойского возраста. Они прослеживаются в виде цепочки выступов фундамента от верховьев Унды и Калангуя в область водораздела Шилки и Газимура, а также в верховьях Урюмкана и Урова, как бы обрамляя территорию вулканогена с северо-запада и северо-востока. Встречаются они и в его центральной части (водораздел Газимур и Урова, верховья Урулюнгуя, водораздел Урулюнгуя и Аруни). Эти участки отличаются наибольшей мощностью гранит-

ного слоя: 1–6 км вдоль северо-западной окраины Приаргунского вулканогена и 1–3 км в его центральной части.

Некоторые особенности глубинного строения выявляются при изучении физических полей. Территория рассматриваемого вулканогена (рис.16) находится в пределах положительного магнитного поля (около 5 мЭ и более). Отдельные участки характеризуются дифференцированным магнитным полем. Северо-западная граница совпадает с границей положительного и отрицательного региональных магнитных полей. Многие кольцевые магнитные аномалии совпадают с вулканическими постройками, что особенно характерно для Тулукуевской, Куйтунской, Мулинской, Шаманской структур. В магнитном поле фиксируются многие разрывные нарушения Приаргунья, особенно северо-западные разломы.

Таким образом, Приаргунский вулканоген характеризуется интенсивным проявлением вулканизма средне- и позднемезозойского циклов, господством эффузивно-пирокластических образований над интрузивными и сочетанием обширных вулканических полей с обособленными кольцевыми структурами центрального типа. Среди вулканогенных преобладают породы базальт-липа-ритовой формации.

В краевой части Монголо-Забайкальского пояса имеется обособленная вулканическая зона – **Ундино-Шилкинская**, по структурному положению аналогичная Ингодино-Читинской зоне Селенгино-Олёкминского пояса. Так же как и последняя, она занимает пограничную часть пояса и тяготеет к Чикой-Шилкинскому разлому, являющемуся наиболее долгоживущим и протяженным структурным швом Забайкалья, ограничивающим складчатую систему герцинид.

Ундино-Шилкинская вулканическая зона представлена серией впадин, разделенных выступами пород фундамента. Процессы вулканизма развивались здесь наиболее интенсивно в средне-позднеюрское время. Впадины этого возраста (Ундино-Ононская, Ундино-Даинская) выполнены породами базальт-андезит-дацитово-гранитовой формации. Вдоль южной границы зоны протягивается группа гипабиссальных интрузивных массивов гранодиорит-гранитовой формации. Завершилось формирование структур описываемой вулканической зоны накоплением терригенных осадков в пределах приразломных впадин.

#### ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

При характеристике вулканических систем Забайкалья упоминалось, что в пределах этого региона имеются самые разнообразные по морфологии и размерам мезозойские вулканические постройки. Наибольшей сохранностью отличаются сооружения, формировавшиеся в основном в течение средне- и позднемезозойского вулканических циклов. Они и рассматриваются в настоящем разделе. В большинстве случаев эти постройки относятся к полигенным структурам, характеризующимся длительной историей формирования. В их строении принимают участие эффузивные породы кислого, среднего или основного состава, пирокластические и терригенные образования, граниты, сиениты. В одних постройках преобладают лавовые или пирокластические толщи, в других – породы субвулканических или экструзивных фаций.

Таким образом, вулканические постройки Забайкалья могут систематизироваться по петрографическому и петрохимическому составу пород (формационный признак), по преобладающему типу вулканической деятельности,

по фаціальным особенностям пород, по характеру тектонических движений, сопровождающих образование построек, и по другим признакам.

В настоящее время известно большое число классификаций структурных форм проявления вулканизма. Наиболее распространены классификации А.Ритмана [52], Р.В.Беммелена [7], Р.А.Зондера, Г.Клооса, Р.А.Дэли, Ф.Вольфа, К.Шнейдера, А.Штюбеля и многих других исследователей, детально разобранные И.В.Лучицким [37]. Им же описаны наиболее типичные по морфологии и генезису вулканические постройки, разделенные на аккумулятивные (положительные) и деструктивные (отрицательные) формы. Интересная классификация, отражающая результаты изучения древних вулканических построек Дальнего Востока, предложена Г.М.Фремдом и В.И.Рыбалко [69]. Этими исследователями выделены отрицательные вулcano-тектонические структуры — простые, сложные, рифтовые депрессии, кальдеры, вулcano-тектонические структуры длительного развития, а также положительные постройки, включающие вулcano-купольные (интрузивно- и экструзивно-купольные) структуры и вулканические горсты (интрузивные и безинтрузивные). Этими же авторами намечены ряды структур, в которых каждый последующий тип проходит стадию предыдущего.

В последние годы типизацией различных вулканических форм занимаются А.Е.Святловский [55], В.Ф.Белый [6], В.И.Федорченко [66], Е.В.Свешникова [54], П.Д.Яковлев [77], М.А.Фаворская, И.Н.Томсон и другие исследователи. При классификации вулканических форм обычно принимают за основу один или несколько характерных признаков: состав продуктов вулканической деятельности, тип вулканической деятельности, стадийность (длительность) формирования постройки, характер и направление тектонических движений в процессе формирования вулканической постройки и др. Наибольшую трудность представляет, конечно, типизация древних вулканических форм, поскольку на их строение существенно повлияли тектонические процессы, связанные с завершающими фазами вулканизма и с тектонической перестройкой вулканических систем, следующей непосредственно за вулканизмом.

Ранее нами предпринимались попытки использовать существующие классификации для систематики вулcanoгенных структур Забайкалья [59]. Они были отнесены к двум известным классам, выделяемым И.В.Лучицким, Г.М.Фремдом и другими исследователями, — положительным (аккумулятивным) и отрицательным (деструктивным) постройкам. Однако при более детальном разделении (в рангах отдельных групп) не удавалось отразить всю специфику рассматриваемых структур. Заключается эта специфика в том, что процессы вулканизма, связанные с тектоно-магматической активизацией, привели к образованию не только "собственно вулканических" построек. В Забайкалье в условиях тесного переплетения процессов извержения и внедрения магмы, а также накопления терригенных толщ в приразломных впадинах формировались своего рода комбинированные структуры, к которым относятся, с одной стороны, вулcano-интрузивные сооружения, а с другой — вулcano-седиментационные постройки. Кроме того, с процессами вулканизма тесно связано становление гипабиссальных интрузивных массивов, формировавшихся синхронно с вулканическими постройками, но в иных структурных условиях. Явно компенсационными, обусловленными проседанием блоков пород над освободившимися магматическими камерами, являются, по наше-

му мнению, и многие позднемезозойские впадины, заполненные терригенными осадками.

Для иллюстрации тесной пространственной и генетической связи указанных структурных форм достаточно упомянуть лишь два района. В южной части Даурского вулканогена Харалгинская вулканическая постройка с одноименным штоком гранитоидов в центральной части практически сливается с вулканическими сооружениями Ононской впадины. В Приаргунском вулканогене Тулукуевская палеокальдера непосредственно соприкасается с Восточно-Урулюнгуйской впадиной. Обе впадины на ранних этапах формировались под действием вулканизма (о чем свидетельствует широкое развитие его продуктов в нижних частях разрезов этих структур), а затем как приразломные грабены, заполнявшиеся осадками. Подобные "переходы" вулканических построек в седиментационные структуры с некоторым смещением их в пространстве наблюдаются и в Селенгинском вулканогене (было описано).

По этим, а также изложенным выше причинам мы считаем возможным связывать образование гипабиссальных интрузивных массивов, так же как и многих приразломных раннемеловых впадин, с вулканической деятельностью. Естественно, что при систематизации структурных форм вулканизма они не могут быть опущены. Более того, рассмотрение структурных позиций, внутреннего строения и взаиморасположения вулканических построек, интрузивных массивов и впадин показывает, что эти структурные формы образуют единую группу структур активизации со всеми постепенными переходами, не позволяющими иногда строго разграничивать отдельные члены этой группы друг от друга. (Пользуясь терминологией А. Д. Шеглова [73], в дальнейшем будем называть их наложенными структурами). С учетом морфологических и генетических особенностей этих структур предлагается объединить их в два морфогенетических класса (ряда) (табл.3).

Первый из выделенных классов включает положительные структуры, обязанные своим происхождением магматогенным процессам. Они формировались в условиях высокого давления магматического очага, сохранявшегося в течение всей истории их становления. В этот ряд включены собственно интрузивные (плутоны), вулкано-интрузивные (субвулканы, вулкано-плутоны) сооружения, вулкано-экструзивные постройки и стратовулканы. Ряд построен по принципу увеличения роли извержений глубинного материала от первого к последнему типу.

К первому типу структур этого класса отнесены штоки, лакколиты и другие по форме интрузивные гипабиссальные тела. Они сложены преимущественно кислыми или средними породами гранит-лейкогранитовой и гранодиоритовой формаций средне-верхнеюрского возраста, относимых к кукульейскому, шахтаминскому, харалгинскому, гуджирскому комплексам (Первомайский, Дурулгуевский, Дульдургинский, Тургинский, Шахтаминский и другие массивы). Разнообразные по форме вулкано-интрузивные (интрузивно-купольные), вулкано-экструзивные (экструзивно-купольные), а также стратовулканические постройки образованы породами дацит-гранодиоритовой, трахибазальт-трахитовой, базальт-липаритовой и других формаций средне-верхнеюрского или среднеюрско-нижнемелового возраста (ичетуйская, удинская, бадинская, джаргалантуйская, березовская и другие серии и свиты). Формирование их было полигенным многофазным. В строении интрузивно-купольных построек

## Морфогенетические типы позднемезозойских структур Забайкалья

Класс (ряд)	Тип	Выполняющие породы	Преобладающие элементарные структурные формы	Формации	Тип вулканических извержений	Примеры структур		
I. Положительные (магматогенные) структуры	Интрузивные	Сводовые зоны	1. Интрузивные структурные формы	Штоки, лакколиты, купола	Гранит-лейкогранитовая, гранодиорит-гранитовая	—	Дурулгуевский массив	
			2. Вулканоинтрузивные постройки	Купола, штоки, лакколиты, реже покровы	Дациит-гранодиоритовая, базальт-липаритовая, гранодиорит-гранитовая	Центральный	Харалгинская, Куйтунская	
			3. Вулканоэкструзивные постройки	Купола, реже потоки и покровы	Базальт-липаритовая с преобладанием липаритовой серии пород	Центральный	Бадинская, Гарека-Гуйлонская	
			4. Стратовулканы	Потоки, покровы, купола	Андезито-дацитовая, трахилипарит-базальтовая	Трещинный, центральный	Алханайская	
	Терригенные	Эффузивные и пирокластические	Депрессионные зоны	5. Палеокальдеры	Потоки, покровы, купола, реже слои осадочных пород	Базальт-липаритовая, липарит-дацитовая	То же	Тулукуевская, Алентуйская
				6. Вулкано-тектонические впадины	То же	Андезито-базальтовая, базальт-липаритовая	"	Шаманская, Хуртейская
				7. Вулкано-седиментационные впадины	Потоки, покровы, слои, реже купола	Базальтовая, базальт-липаритовая, терригенная	"	Урово-Мотогорская, Газимурская
				8. Седиментационные впадины	Слои	Терригенная, часто угленосная	—	Унгонская, Холуйская

(Харалгинская, Сохондинская, Куйтунская и др.) преобладают купола, штоки, реже потоки и покровы. Вулкано-экструзивные постройки, например Бадинская, представляют собой группы сближенных слившихся вулканических куполов, окруженных сравнительно небольшими потоками лав (обычно кислого состава) и покровами пирокластики. В строении стратовулканов (Алханайский) преобладают потоки и покровы. Заключительные фазы их становления характеризовались образованием небольших по размерам (0,3–1 км в диаметре) экструзивных куполов и криповулканических аппаратов, которые контролировались внутренними или периферическими кольцевыми разломами.

Второй класс объединяет депрессионные постройки, формировавшиеся в процессе вулканических извержений и после них в условиях грабенообразования. Среди них выделяются постройки, на 70–90% сложенные вулканическими породами или выполненные только терригенными образованиями, а также все переходные между ними разности. Роль вулканических продуктов в разрезе рассматриваемых структур убывает от первого к последнему типам этого класса. В связи с этим депрессионные структуры Забайкалья рассматриваются в составе единого ряда, включающего палеокальдеры, вулкано-тектонические, вулкано-седиментационные и седиментационные впадины. Вулканические структуры второго класса формировались по "кальдерному" типу: вулканические излияния, происходившие на фоне общего опускания постройки, чередовались с довольно длительными перерывами, связанными, возможно, с опустошением питающих магматических камер и понижением давления магматического очага. Механизм образования подобных построек подробно рассматривался Е.К.Мархининым [39].

Вулканические структуры кальдерного типа сложены породами базальт-липаритовой, липарит-дацитовой и других формаций. Среди них выделяются палеокальдеры, выполненные преимущественно покровными (Тулукуевская) или экструзивными (Акуинская) фациями вулканитов. Осадочные породы составляют не более 10–15% разреза. Вулкано-тектонические впадины также сложены в основном породами вулканического происхождения, относящимися к андезито-базальтовой, базальт-липаритовой, трахибазальт-трахитовой и другим формациям. Они отличаются значительными размерами (до 1800 км<sup>2</sup>), имеют линейные (Северо-Боргойская) или приближающиеся к изометричным (Шаманская) очертания, изрезанные границы. Эти структуры формировались в процессе опускания (просадки) вулканических хребтов и плато, которое было наиболее интенсивным на заключительных стадиях вулканической деятельности. Внутреннее строение их часто характеризуется значительной сложностью, обусловленной образованием различных по типам элементарных структурных форм – вулканических конусов, небольших по размерам вулкано-плутонов и экструзивных куполов. Господствующими элементарными структурными формами являются потоки, покровы, реже слои осадочных пород и вулканические структуры внедрения.

Вулкано-седиментационные впадины (Урово-Мотогорская, Газимурская, Оловская и др.) отличаются от структур предыдущего типа более широким участием в их формировании процессов осадконакопления.

Седиментационные впадины имеют приразломный характер. Нередко они формируются на руинах вулканических сооружений или в непосредственной близости с ними в единых зонах глубинных разломов. В этом случае они мо-

гут рассматриваться как компенсационные структуры оседания. Сложены эти впадины толщами терригенных, часто грубообломочных пород, содержащих органические остатки и угольные пласты (гусиноозерская, кутинская и другие серии и свиты).

Структуры первого ряда тяготеют к крыльям или осевым частям мезозойских сводов Забайкалья, постройки депрессионного типа занимают обычно межсводовые области. Эта закономерность нарушается там, где разломы, контролировавшие магматическую деятельность, а затем и образование компенсационных впадин, проникают во внутренние части сводов. Устанавливается определенная асинхронность в становлении структур различных типов: вулканоплутоны и субвулканы являются несколько более ранними сооружениями по отношению к вулканоседиментационным и тем более седиментационным впадинам (в пределах одного вулканогена). Наблюдается и еще одна общая особенность рассматриваемых рядов — тенденция к увеличению размеров построек от первых к последним типам структур.

Особенности геологического строения и условия образования структурных форм выделенных групп рассматриваются далее на наиболее типичных примерах. Структуры первой и последней групп не описываются, поскольку они достаточно полно охарактеризованы в геологической литературе [41, 68, 44 и др.].

### **Вулкано-экструзивные постройки**

Субвулканы и вулканоплутоны, относящиеся к этому морфогенетическому типу, представляют собой переходные от собственно плутонических к собственно вулканическим структурные формы. При этом под субвулканами понимаются интрузивные тела, застывшие на небольшой глубине и имевшие сообщение с поверхностью. В их строении преобладают интрузивные фации пород. Вулканические образования, слагающие чаще всего небольшие криптовулканические аппараты, реже отдельные потоки эффузивов и покровы пирокластики, развиты ограниченно. Они возникают обычно на заключительных стадиях магматической деятельности.

Наиболее распространены в Забайкалье вулканоплутоны. К этому типу относятся сложные по строению эффузивно-интрузивные комплексы или вулканические постройки с центральным интрузивным ядром. Наиболее широко они развиты в Даурском вулканогене (Харалгинская, Сохондинская, Ханин-Чулунская, Боруяно-Итиглинская интрузивно-купольные структуры). Кроме того, они известны в Приаргунском (Куйтунская), а также Селенгинском вулканогенах.

Харалгинская вулкано-тектоническая структура находится в южной части Даурского вулканогена (левобережье Онона, водораздел Тарбальджея и Курулги). Изучение ее в 1968–1975 гг. проводилось В.К.Полетаевым, Н.С.Анохиным, М.М.Тамбовцевым, В.В.Старченко, автором и другими исследователями. Эта вулканическая постройка, являющаяся одной из наиболее крупных структур подобного рода, возникла в зоне Онон-Туринского разлома на участке его пересечения с Уда-Ононской зоной разломов, представленной здесь Харалгинским, Моконским и другими нарушениями (рис.17).

В фундаменте постройки залегают гранитоиды (кыринский комплекс) и метаморфизованные песчаники, алевролиты, аргиллиты пермо-триаса. По-

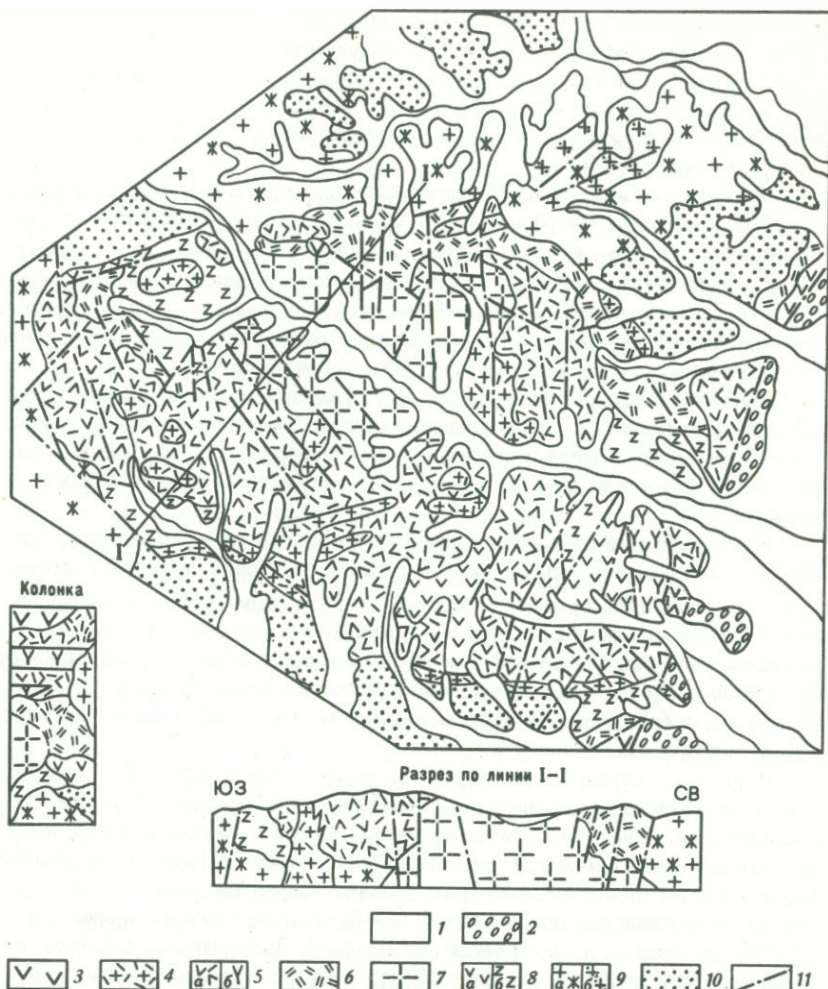


Рис. 17. Схема геологического строения Харалгинской вулканотектонической структуры. По материалам И. И. Козырева и В. К. Полетаева.

1 – четвертичные образования; 2 – конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты нижнего мела; 3–7 – верхняя юра: 3 – андезитовые порфириты, базальты, 4 – кварцевые порфиры, гранит-порфиры, диоритовые порфириты (дайки и экзотрузии), 5 – лавы и туфолавы кварцевых порфиров (а) и трахитов (б), 6 – фельзиты и фельзит-порфиры, 7 – гранит-порфиры, граниты; 8 – андезитовые порфириты (а), андезито-дациты и дацитовые порфириты (б) средней юры; 9–10 – породы домезозойского фундамента: 9 – гранодиориты (а) и граниты (б), 10 – метаморфизованные песчаники, алевролиты, туфы; 11 – разломы

следние преобладают в южной и восточной частях. Харалгинский вулканоплутон имеет овальную, близкую к кольцевой форму; несколько вытянут в северо-западном направлении вдоль Харалгинского разлома, контролировав-

шего формирование этой структуры. Площадь ее на современном эрозионном срезе несколько более 400 км<sup>2</sup>. С юго-востока (вдоль линии Илатуйского разлома) к ней примыкают вулканические сооружения северо-западного борта Ононской депрессии. Описываемая постройка сложена многофазным комплексом средне- и верхнеюрских вулканогенных пород, характеризующихся полифациальным обликом.

Наиболее ранними образованиями являются дацитовые, трахидацитовые порфиры, гранодиорит-порфиры, установленные в северо-западной и юго-восточной частях постройки (дацит-гранодиоритовая формация). Они слагают экструзивные тела, в центральных частях которых залегают гранит-порфиры или диоритовые порфириты, переходящие по периферии в дацитовые порфиры или андезитовые порфириты. На некоторых участках они имеют субщелочной уклон (граносиенит-порфиры и трахидацитовые порфиры).

Дацитовые порфиры содержат вкрапленники плагиоклаза; гранит-порфиры отличаются лишь лучшей раскристаллизацией основной массы. Основная масса субщелочных пород афанитовая (до тонкозернистой), порфиновые выделения представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и дымчатым кварцем.

Более поздними образованиями являются фельзиты и фельзитовые порфиры, развивающиеся вдоль северной границы постройки (трахилипаритовая формация). Они образуют два небольших покрова, переходящих в экструзивные тела. Преобладают флюидальные и массивные покровные разности, занимающие водораздельные части рельефа. Мощность покровов колеблется от 200 до 500 м. В отдельных участках встречаются сферолоидные разности фельзитов, лавобрекчии и туфолавы кислого состава, указывающие на местоположение подводящих каналов.

В пределах Харалгинской постройки наиболее распространены следующие по возрасту образования так называемого акуинского вулканогенного комплекса (по данным В.К.Полетаева и Н.С.Аюхина). Он разделяется на тарбальджейский подкомплекс массивных кварцевых порфиров экструзивной фации и акуинский подкомплекс флюидальных кварцевых порфиров преимущественно покровной фации и относится к базальт-липаритовой формации.

Породы первого подкомплекса преобладают. Выделяются массивные полифировые кварцевые порфиры и разности этих пород с пониженным содержанием вкрапленников. Полифировые кварцевые порфиры светло-серой окраски содержат обильные мелкие (до 2 мм) вкрапленники дымчатого кварца и калиевых полевых шпатов округлой формы. Основная масса большей частью раскристаллизована. Эти породы слагают экструзивные тела. В их краевых частях установлено большое количество обломков алевролитов фундамента, а также андезитов и андезито-дацитовых порфиров ранних фаз.

В отдельных участках (вершина Правой Харалги, водораздел падей Араца и Даган-Дэл) закартированы породы жерловых фаций — эруптивные брекчии, состоящие из крупных глыб (несколько метров) конгломератов, песчаников, гранитоидов фундамента, цементированных кварцевыми порфиритами.

Покровные образования акуинского комплекса встречаются в виде толщи мощностью около 250 м в восточной части постройки (восточнее падей Илатуй, Бордогачи). В низах толщи залегают туфолавы кварцевых порфиров, со-

держание многочисленных обломки более древних пород. Выше они сменяются стекловатыми лавами и игнимбритами. Залегание толщ пологое (до 20°).

Наиболее поздними эффузивными образованиями являются покровы андезитовых порфиритов бырчинской свиты (водораздел Харалги и Курулги). В толще этих пород широко развиты миндалекаменные разности.

Центр Харалгинской структуры занимает шток гранитов (80 км<sup>2</sup>). Его центральную часть слагают лейкократовые среднезернистые разности; периферические участки, а также дайки и мелкие штоки представлены мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами. Относительно возраста этих образований нет единого мнения. М.М.Тамбовцев и Н.К.Дмитроченко указывают на факты прорывания харалгинскими гранитами верхнеюрских вулканических пород, В.В.Старченко считает, что эти породы прорывают фельзиты джаргалантугуйской свиты, В.К.Поletaев и Н.С.Анохин наблюдали лишь факты прорывания гранитами пород сохондинского комплекса. Представляется, что внедрение штока гранитов происходило в одну из поздних фаз вулканизма. В левом борту долины Харалги (вблизи устья Маректуя) нами наблюдалась постепенная смена среднезернистых гранитов их мелкозернистыми разностями, переходящими затем в полифировые порфиры акуинского комплекса (коренные обнажения и элювий). Учитывая глубокий эрозионный срез этого участка, можно предположить, что здесь вскрываются образования единого верхнеюрского интрузивно-субвулканического комплекса.

Процесс формирования Харалгинского вулканоплутона завершился внедрением многочисленных даек, штоков, экструзивных тел кислого состава. Среди них преобладают фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, гранит-порфиры, микросиениты, диоритовые порфириты. Ориентировка даек северо-восточная и северо-западная. Они широко развиты по границам постройки, где залечивают многочисленные разрывные нарушения.

В пределах постройки установлены разрывные нарушения, заложившиеся при ее формировании и подновлявшиеся в поствулканический период. Крупный долгоживущий разлом Моконский ограничивает постройку с юго-запада. Четко прослеживаются разломы по северо-восточной и юго-восточной границам. В центральной части проходит Харалгинский разлом, контролировавший внедрение одноименного штока. Простирание более мелких разломов, сформировавшихся после завершения вулканической деятельности, северо-западное, северо-восточное или субмеридиональное, причем северо-западные разломы характеризуются значительной протяженностью. Разломы представлены зонами дробления, брекчирования, повышенной трещиноватости с аргиллизацией, хлоритизацией и другими гидротермальными изменениями пород вдоль них.

Харалгинская вулканотектоническая структура прошла сложный и длительный путь геологического развития. Ранний период, охвативший среднеюрское время, характеризовался внедрением экструзивных тел среднего и кислого состава, развитых преимущественно на востоке и северо-западе площади. В следующий, средне-позднеюрский период, сыгравший главную роль в образовании постройки, изливались кислые лаваы и формировался сложный интрузивно-субвулканический (вулканоплутонический) комплекс пород (Харалгинский шток, экструзии и покровы полифировых порфиров, фельзитов акуинского комплекса). После этой главной фазы магматизма в краевых и

центральных частях постройки развивалась сеть разноориентированных разломов, по которым произошли перемещения, в том числе и некоторое проседание. Последнее было наиболее интенсивным на юго-востоке, вблизи заложившейся в поздней юре Ононской впадины. Этот процесс сопровождался введением даек, штоков кислого состава и формированием вдоль разломов мелких вулканических аппаратов центрального типа, сложенных липаритами, их туфами и игнимбритами. В заключительную фазу, в период затухания вулканической деятельности, на отдельных участках изливались лавы андезитового состава. Таким образом, Харалгинская вулкано-тектоническая структура эволюционировала по пути вулкано-интрузивных построек центрального типа.

Куйтунская вулкано-тектоническая постройка (Приаргунский вулканоген, водораздел Аргуни и Урулюнгуя) изучалась в 1960–1969 гг. Ю.А.Игошиным, В.М.Кузнецовым, И.К.Абрамовым, И.Н.Томсоном, Ю.П.Дежиным и описана в литературе [63, 59]. Сложена структура весьма однообразной по составу ассоциацией средних и умеренно кислых эффузивных пород (рис.18), которые в центральной части прорваны гранит-порфирами. Среди пород постройки преобладают дациты и андезиты, слагающие покровы, широко распространенные в ее северной и восточной частях. Здесь же откартированы отдельные вулканические аппараты центрального типа. По данным сейсмологических исследований, а также по геологическим наблюдениям можно предположить, что центральное интрузивное ядро имеет форму лакколита.

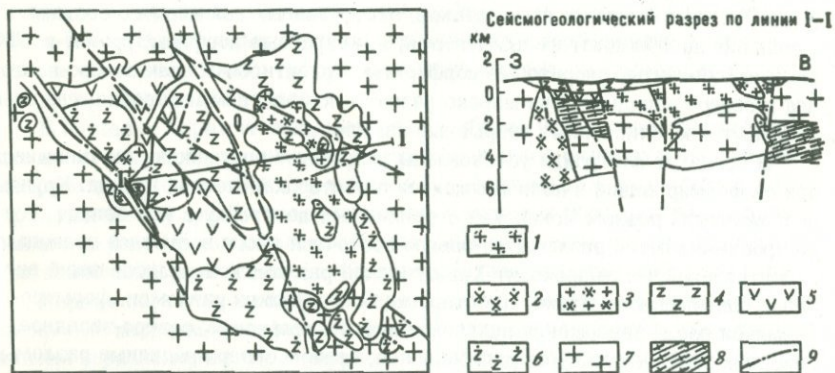


Рис. 18. Схема геологического строения Куйтунской вулкано-тектонической структуры. По материалам Ю. А. Игошина.

1—гранит-порфиры, граниты; 2—граносиенит-порфиры; 3—гранодиориты, сиенито-диориты; 4—туфолавы, туфы дацитов, игнимбриты; 5—лавы и туфы андезитов; 6—флюидальные витрофирные дациты; 7–8—породы фундамента: 7—гранитоиды, 8—известково-сланцевая толща; 9—разрывные нарушения

### Вулкано-экструзивные постройки

Вулканические купола, сложенные экструзивными породами кислого состава, распространены в Забайкалье очень широко. Мелкие структурные формы подобного типа, которые можно рассматривать как элементарные структуры, встречаются почти во всех вулканических постройках, образованных

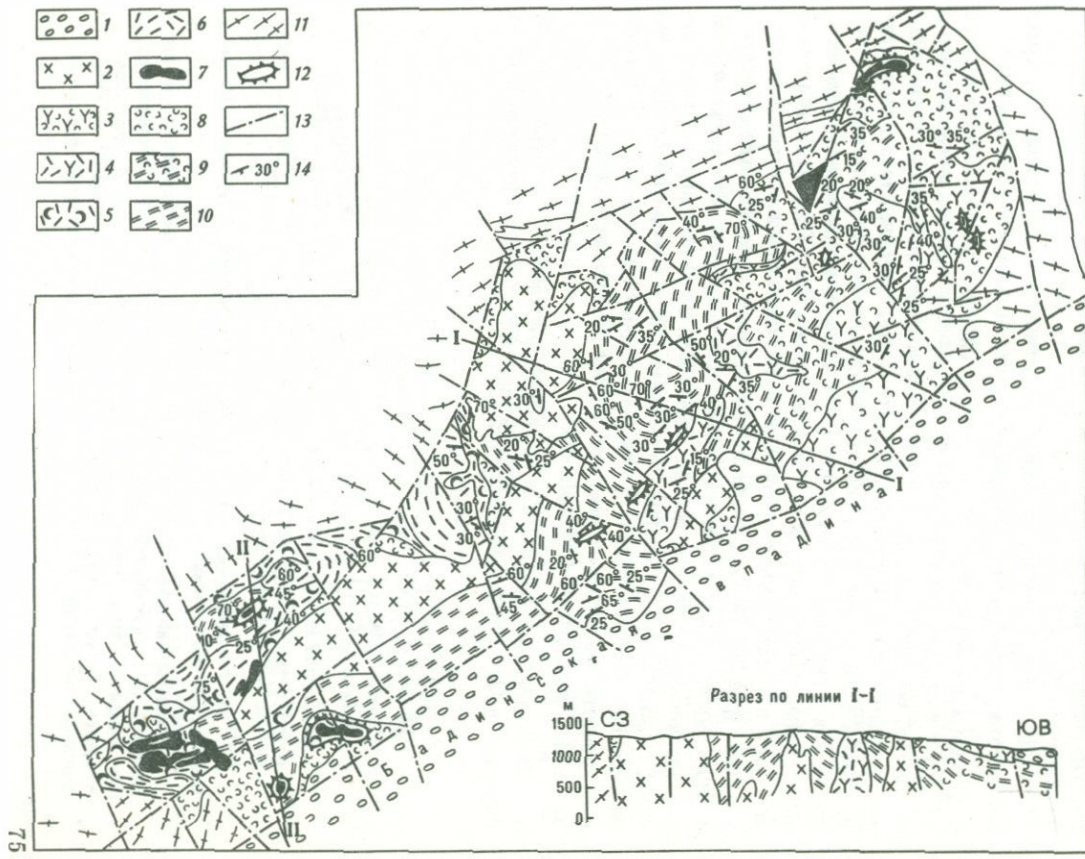


Рис. 19. Схема геологического строения Бадинской вулcano-тектонической структуры. По материалам Л. Е. Эйдельмана и автора.

1 — конгломераты; 2 — гра-носениты; 3 — лавы, туфолавы, игнимбриты трахилипаритов (покровы); 4 — трахилипаритовые порфиры (экструзии); 5 — туфолавы афировых липаритов (экструзии); 6 — флюидальные афировые липариты; 7 — вулканические стекла; 8 — туфы, игнимбриты липаритов; 9 — туфолавы фельзитов (покровы); 10 — флюидальные микрофельзиты (экструзии); 11 — гнейсы, гранито-гнейсы; 12 — вулканические аппараты; 13 — разрывные нарушения; 14 — элементы залегания флюидальности

породами базальт-липаритовой формации. Но лишь некоторые из этих построек сложены экструзивными фациями и представляют собой группы слившихся куполов, контролируемых одним или несколькими сближенными разломами. Они и включаются в рассматриваемую группу. Наиболее типичными являются две постройки подобного рода.

Бадинская вулкано-тектоническая структура (Верхне-Хилокский вулканоген, правый борт долины Хилка) локализуется в Хилокской зоне разломов, в участке пересечения ее с разломами Уда-Ононской зоны. Описание постройки приводится по данным Л.Е.Эйдельмана [74] и автора. Фундамент и обрамление сложены гнейсами и гранито-гнейсами нижнего протерозоя. Структура вытянута в северо-восточном направлении на 18 км при ширине 2–5 км. Южная ее часть перекрыта нижнемеловыми осадками одноименной впадины (рис.19).

Бадинская вулкано-экструзивная структура сложена липаритами, трахилипаритами, игнимбритами, вулканическими стеклами базальт-липаритовой формации и прорывающими их сиенитами и сиенит-порфирами, относящимися к субвулканическим образованиям. Вулканические купола, составляющие эту постройку, вытянуты в виде цепочки в северо-восточном направлении. Наиболее крупные из них имеют сложное внутреннее строение, обусловленное выжиманием и излиянием лавы, происходившими по нескольким каналам синхронно или в разные вулканические фазы. Один из таких куполов занимает юго-западную часть постройки (пади Закульта и Улан-Горхон). В центральной его части находится субвулканическое тело граносиенитов и граносиенит-порфиров (рис.20). По периферии распространены вулканические образования липаритового состава с преобладанием жерловых фаций. Они образуют два паразитических купола. Их центральные части сложены сфероидными лавами, обрамленными оторочкой брекчиевых лав, игнимбритов и туфов. По периферии наблюдаются лавы с грубой флюидалностью, переходящие в афировые разности липаритового состава. Широко развиты вулканические стекла, возможно, образующие секущие тела.

Наиболее крупным является Шила-Бугутуйский купол (центральная часть постройки). Он сложен флюидалными микрофельзитами. По данным Л.Е.Эй-

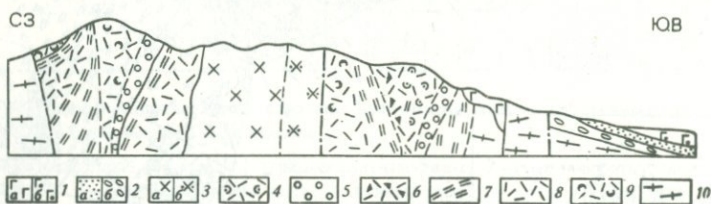


Рис. 20. Схематический геологический разрез Бадинской вулкано-тектонической структуры по линии II—II (см. рис. 19).

1 — базальты массивные (а) и миндалекаменные (б); 2 — песчаники (а) и конгломераты (б); 3 — граносиениты (а) и граносиенит-порфиры (б); 4 — сфероидные липариты (лавы, лавобрекчии); 5 — вулканические стекла; 6 — кластолавы липаритов; 7 — флюидалные микрофельзиты; 8 — афировые липариты; 9 — туфы, туфолавы липаритов; 10 — гнейсы, гранито-гнейсы домезозойского фундамента

дельмана, флюиальность имеет крутое центрально-клинальное падение, выполаживающееся к периферии. На крыльях купола также развиваются мелкие купольные постройки, сложенные экструзивными разностями трахилипаритов. В северо-восточной части широко распространены игнимбриты и туфы трахилипаритов. Вдоль левого борта долины Бугутуя обнажены подводящие каналы этих образований. Один из них диаметром около 400 м сложен кластолавами трахилипаритов, содержащими обломки гранито-гнейсов фундамента и эффузивов ранних фаз вулканизма; здесь же наблюдались сферолоидные лавы липаритов, вулканические стекла, лавобрекчии трахилипаритов. Он является, вероятно, одним из наиболее долгоживущих вулканических центров этой части Бадинской вулкано-тектонической структуры.

Формирование описываемых куполов могло происходить в три фазы. В первую из них образовались купола западного и центрального участков (Закультинский, Шила-Бугутуйский). Эта фаза характеризуется излияниями кислых лав нормального ряда. Вторая фаза проявилась преимущественно в северо-восточной части постройки. Трахилипариты, их игнимбриты и туфы этой фазы характеризуются резко повышенными (в 1,5 раза и более) содержаниями щелочей. В заключительную, третью фазу внедрялись сиениты и сиенитпорфиры, откартированные в юго-западной половине постройки.

В пределах Бадинской вулкано-тектонической структуры широко распространены разрывные нарушения двух систем: северо-восточной и северо-западной. Наиболее крупный северо-восточный разлом отделяет вулканическую структуру от впадины, сложенной осадками нижнего мела. Этот разлом представляет собой сброс, а точнее серию ступенчатых сбросов, по которым был опущен юго-восточный борт. На современном эрозионном срезе на отдельных участках вдоль этого сброса обнажены гранито-гнейсы фундамента. Он, возможно, контролировал излияния базальтов, связанные с процессом образования грабена (см. рис.20). Северо-западные разломы разбивают Бадинскую постройку на ряд тектонических блоков.

Гарека-Гуйлонская постройка (Верхне-Хилокский вулканоген, левобережье Хилка) состоит из экструзивных куполов, прослеживающихся в северо-восточном направлении вдоль субпараллельных Загаринского и Хужертинского разломов, входящих в систему Хилокского структурного шва (см. рис.28). Сближенные и слившиеся вулканические купола постройки образованы породами экструзивных фаций трахидацитового, липарит-дацитового и трахилипаритового состава (данные А.П.Бочарова и А.С.Трусика). Центральные их части сложены тонкофлюиальными лавами и игнимбритами, краевые — брекчиевыми, грубополосчатыми, туфовидными разностями и вулканическими стеклами. В завершающую фазу образовалась субвулканические тела кварцевых порфиров. Породы основного состава (андезиты, базальты, андезит-базальты) распространены ограниченно, слагают небольшие покровы и рвуши тела. По мнению Б.И.Бермана, В.Н.Котляра и Л.Г.Пальмовой [9], формирование этой постройки, включающей экструзивно-инъекционные тела игнимбритовидных пород, происходило в приповерхностных условиях и сопровождалось процессами криптовулканизма и флюидизации.

### **Стратовулканы**

К этому типу относятся слоистые полигенные вулканические постройки, формировавшиеся при преобладании скорости заполнения магматической ка-

меры над ее опустошением. В отличие от слоистых полигенных структур кальдерного и депрессионного типов при их становлении давление магматического очага сохранялось достаточно высоким, что предопределило сохранение общих положительных тенденций в развитии подобных структур. Характерно, что постройки такого типа отличаются малоинтенсивной тектони-

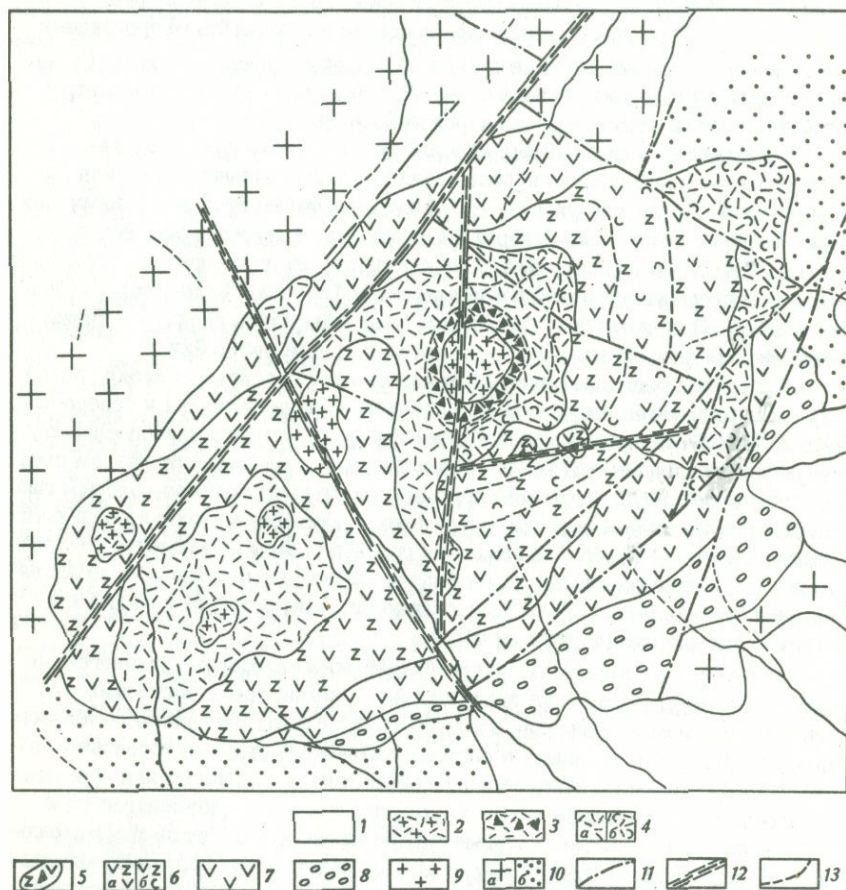


Рис. 21. Схема геологического строения Алханайского стратовулкана.

1 – аллювиальные четвертичные образования; 2–9 – верхняя юра: 2 – порфирировидные трахилипариты, кварцевые порфиры, 3 – кластолавы, флюидалные, сферолитные лавы липаритов, 4 – липариты, трахилипариты, липарито-дациты (а) и их туфы (б), 5 – кластолавы андезитов и андезито-дацитов, 6 – андезито-дациты (а) и их туфы (б), 7 – андезиты и андезито-базальты, 8 – конглобрекнии, 9 – граниты (Убжигойская интрузия); 10 – граниты (а) и осадочно-метаморфические породы (б) палеозойско-мезозойского фундамента; 11 – разломы; 12 – зоны разломов; 13 – предполагаемые контакты пород

ческой нарушенностью и слабым развитием пород дайкового комплекса. Среди позднемезозойских вулcano-тектонических структур Забайкалья они наименее распространены. В качестве примера рассматривается Алханайская постройка в пределах Даурского вулканогена.

Алханайская вулcano-тектоническая структура (бассейны Или и Дульдурги) изучалась многими исследователями. В последние десятилетия здесь проводили работы В.В.Старченко, Н.А.Фогельман, Е.В.Барабашев, М.М.Тамбовцев, Г.Н.Губкин, В.А.Чернышев, автор и др.

Алханайский стратовулкан (рис.21) приурочен к участку пересечения Онон-Туринского и Дульдурга-Илинского разломов. Он формировался на разнородном фундаменте, сложенном сланцами, гнейсами, мигматитами силура (северо-восточная часть), пермо-триасовыми филлитами и песчаниками (юг, юго-запад площади) и гранитоидами триасового возраста (северо-западная часть постройки).

На современном эрозионном срезе форма структуры овальная, несколько вытянутая в северо-восточном направлении; площадь ее около 100 км<sup>2</sup>. Одновременно с Алханайским стратовулканом к северу и западу от него образовались другие постройки — Дульдурга-Велектуйская, Усть-Салийская, а также криптовулканические и экструзивные аппараты (Ара-Илинский, Грицевский и др.). Они приурочены к участкам пересечения концентрических и радиальных разломов, развивавшихся по северным отрогам Алханая. Таким образом, общая площадь, охваченная вулканизмом в связи с формированием Алханайского стратовулкана, около 700 км<sup>2</sup>.

Алханайский стратовулкан сложен стратифицированной толщей лав и туфов, прорванных экструзивными образованиями. В глубоко врезанных участках (долины р. Убжигое и ее притоков) обнажаются корневые части постройки. Наиболее ранними образованиями являются конгломераты и конглобрекции, содержащие плохо окатанные обломки и глыбы гранитов и сланцев фундамента, сцементированных гравелистым материалом. Эти породы, развитые преимущественно в южной части площади, свидетельствуют о том, что извержению предшествовало прогибание этого участка земной коры.

Вулканический процесс начался излияниями лав и выбросами туфов среднего, реже основного состава. Толща пород, сформированная в эту вулканическую фазу, слагает основную часть постройки. Она представлена андезитами, андезито-дацитами, реже андезито-базальтами, содержащими в плотной основной массе вкрапленники андезина, пироксенов, амфиболов. Туфы незначительно распространены; осадочный материал не установлен, что свидетельствует об отсутствии длительных перерывов при образовании этой постройки. Толща характеризуется слабонаклонным (к периферии) или горизонтальным залеганием, наблюдавшемся нами в юго-восточной части площади. К этой группе пород пространственно и генетически близки гранодиориты и порфиридные диориты, слагающие дайковые и штокообразные тела. В глубоко врезанных долинах наблюдались их постепенные переходы в излившиеся разности, что позволяет считать эти тела подводными каналами лав среднего состава. На южных склонах палеовулкана установлены отдельные центры извержений ранней фазы диаметром 500—700 м, выполненные эруптивными брекчиями среднего состава с обломками андезитов, гранитов, сланцев.

Во вторую вулканическую фазу формировались сложные по морфологии покровно-экструзивные тела кислого состава. Кислый вулканизм проявился на разобщенных участках. Экструзивные тела выражаются в современном рельефе господствующими вершинами, а также встречаются на склонах стратовулкана. По составу среди пород этой фазы преобладают трахилипариты, трахиты; широко развиты эруптивные брекчии кислого состава.

При изучении одного из таких куполов (вершина горы Алханай) установлено его зональное строение. Периферические части сложены флюидалными трахилипаритами, ближе к центру следуют грубообломочные туфы и эруптивные брекчии, содержащие в обломочной фракции андезито-дациты; их сменяют флюидално-полосчатые и сферолоидные липариты, полосчатость которых обусловлена чередованием калишпатовых и кварц-полевошпатовых образований микросферолитовой структуры. Центральная часть купола сложена порфиroidными трахилипаритами (кварцсодержащими трахитами). В эродированных участках (долина р.Убжигое) встречаются дайки аплитов и фельзит-порфиоров, которые могут рассматриваться как корневые части экструзивных тел.

В центральной части (в верховьях упомянутой реки) эрозией вскрывается шток роговообманково-биотитовых и биотитовых гранитов, окруженных зоной роговиков (Убжигойская интрузия). Внедрение гранитов, возможно, происходило на заключительных стадиях формирования постройки, одновременно или несколько позже образования экструзивных тел последней фазы.

Алханайскую постройку отличает сравнительно слабое развитие разрывной тектоники в ее центральной части. Здесь хорошо прослеживаются Убжигойский разлом северо-западного направления и еще несколько близмеридиональных и северо-восточных нарушений, контролирующих размещение экструзивных куполов. Не установлено также мощных проявлений гидротермальной деятельности. Альбитизация, серицитизация и эпидотизация, развитые в пределах куполов второй фазы, являются скорее проявлением фумарольно-сульфатарной деятельности, сопровождающей почти повсеместно в Забайкалье формирование подобных купольных структур. Разрывная тектоника и гидротермальная деятельность более интенсивно проявлены к северу от Алханайского стратовулкана, в зоне Илинских разломов, в пределах и вблизи криптовулканических и экструзивных аппаратов.

## Палеокальдеры

Ряд вулканических построек Забайкалья может быть отнесен к кальдерам оседания (по В.И.Влодавцу). Для них характерны большие мощности вулканогенных образований (около 1500 м), преобладание пород покровных фаций, накопившихся в условиях опускания постройки, достаточно четкие тектонические ограничения по кольцевым зонам разломов, часто залеченным дайками, близкие к изометричным очертания, значительные размеры (сотни квадратных километров) и некоторые другие особенности. Наиболее извест-

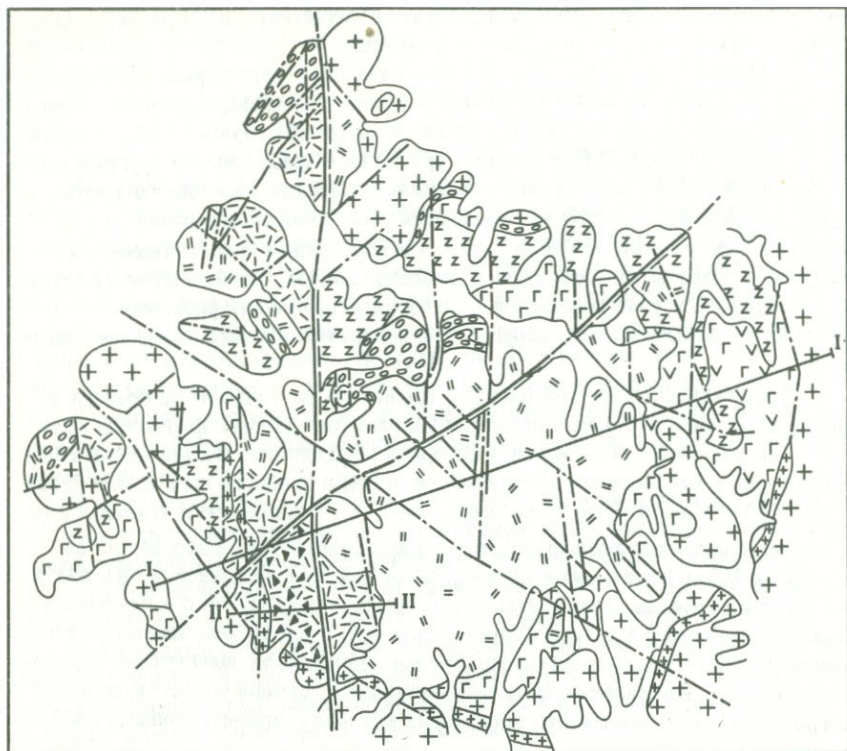
ными структурами подобного типа являются Тулукуевская, Акуинская, Ален-туйская, Агитинская, Будюмканская, Кумская.

Тулукуевская вулcano-тектоническая структура (Приаргунский вулканоген, водораздел Аргуни и Урулюнгуя) является пожалуй, наиболее типичным примером палеокальдер Забайкалья. Ее строение изучалось Л.П.Ищуковой, И.Г.Пальшиным, Ю.Г.Роговым и др. [49], Г.А.Шатковым и другими исследователями [28]. Структурное положение палеокальдеры определяется ее приуроченностью к краевой части Урулюнгуйского жесткого блока ранней консолидации, сложенного каледонскими и варисскими гранитоидами, содержащими ксенолиты протерозойских гнейсов, сланцев и известняков. Постройка развивалась в узле пересечения разноориентированных разломов — Урулюнгуйского, Балейско-Алгачинского (одной из его ветвей) и Меридионального.

Тулукуевская структура (рис.22), сложенная различными по составу и фациальной принадлежности породами базальт-липаритовой формации, отличается длительной и многофазной историей образования. Палеокальдера формировалась в позднюрско-раннемеловое время в процессе проседания блока пород в узле пересечения названных разломов. Вулканическая деятельность началась с излияния лав базальтов и андезито-базальтов, залегающих на толще (до 150 м) базальных конгломератов. Ранняя фаза завершилась излияниями лав и туфолав трахидацитов, которые чередовались с выбросами туфов. Породы этой фазы не образуют сплошного покрова; они занимали пониженные участки древнего рельефа. Потоки и покровы их вытянуты в близмеридиональном направлении. Излияния лав одного состава происходили неоднократно; покровы состоят из нескольких потоков с агломератовыми лавами в основании.

Новая вспышка вулканизма последовала после некоторого перерыва и накопления песчаников и алевролитов в условиях озерного бассейна (10—45 м). В это время вновь изливались лавы базальтов, андезито-базальтов, а затем они сменились дацитовыми лавами и туфами. Покровы их прослеживаются в близширотном направлении и имеют сложное внутреннее строение, обусловленное чередованием лав, туфов и туффитов. Далее вновь изливались лавы базальтов и андезито-базальтов. Вулканизм ранних фаз носил в основном трещинный характер.

Заключительные фазы вулканизма проявились после перерыва и накопления толщи конгломератов (более 100 м). Они отличались преобладающим развитием кислого вулканизма, расчленением постройки на отдельные блоки и сопровождалась ее интенсивным опусканием. Наиболее активные вулканические аппараты центрального типа действовали в северной и южной частях вдоль зоны Меридионального разлома. Палеовулкан, формировавшийся в южной части (рис.23), сложен флюидальными, сферолитовыми липаритами, их лавобрежчиями и кластолавами. Последние содержат обломки лав ранних извержений и пород фундамента. С кислым вулканизмом связано образование толщ игнимбритов, занимающих на современном эрозионном срезе центральную и юго-западную части постройки. В это же время происходили излияния лав базальтов и андезитов, установленных в западной и восточной частях Тулукуевской палеокальдеры. В северных блоках постройки, где она перехо-



Разрез по линии I-I

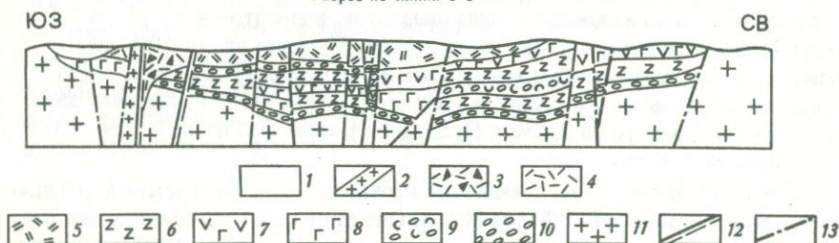


Рис. 22. Схема геологического строения Тулукуевской палеокальдеры. По Л. П. Ищуковой, И. Г. Пальшину, Ю. Г. Рогову.

1 — четвертичные отложения; 2 — сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры; 3 — липариты жерловой фации; 4 — липариты покровной и околожерловой фаций; 5 — игнимбриты; 6 — дациты; 7 — андезито-базальты; 8 — базальты; 9 — туффиты; 10 — конгломераты, гравелиты, песчаники; 11 — граниты фундамента постройки; 12 — крупные зоны разломов; 13 — прочие разрывные нарушения

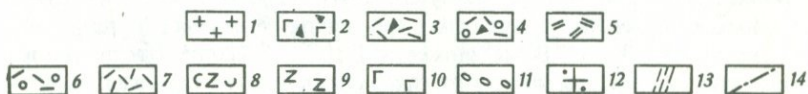
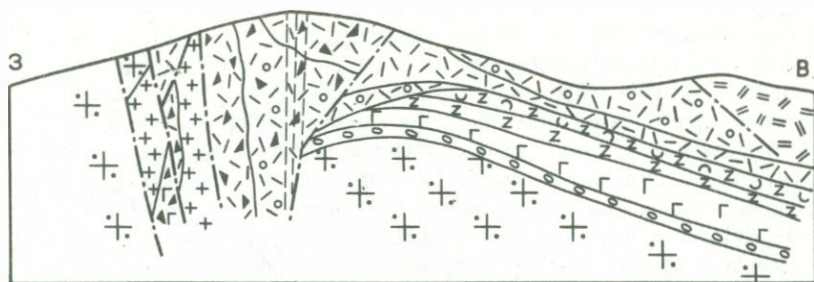


Рис. 23. Геологический разрез Юго-Западного палеовулкана. Разрез по линии П-П (см. рис. 22). По Л. П. Ищукowej и Ю. Г. Рогову.

1—сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры; 2—кластолавы базальтов; 3—флюидальные липариты и их лавобрекчии; 4—сферолитовые и брекчиевые липариты; 5—игнимбриты; 6—сферолитовые липариты; 7—липариты; 8—туфы дацитов; 9—дациты; 10—базальты, андезито-базальты; 11—конгломераты; 12—граниты фундамента; 13—зоны трещиноватости; 14—зоны дробления и милонитизации

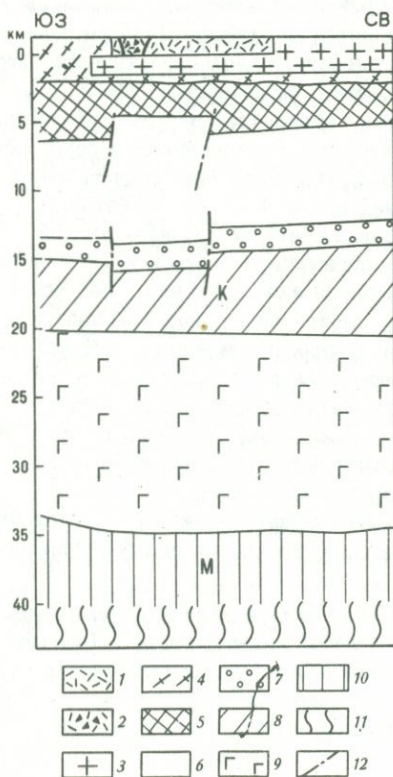


Рис. 24. Сейсмогеологический разрез Тулукуевской палеокальдеры по линии 1-1 (см. рис. 22). По материалам Р. В. Былинского и Г. И. Заборникова.

1-2—вулканогенные породы: 1—покровные, 2—жерловые; 3-7—образования гранитно-метаморфического слоя: 3—палеозойские гранитоиды, 4—палеозойские метаморфические толщи, 5—гранитизированный слой "верхнего докембрия", 6—"среднедокембрийская" толща, 7—"нижнедокембрийская" толща; 8—слой Конрада (К); 9—базальтовый слой; 10—слой Мохоровичича (М); 11—верхняя мантия; 12—предполагаемые разломы

дит в Восточно-Урулунгуйскую впадину, на заключительных стадиях вулканизма преобладали процессы осадконакопления.

Завершилась вулканическая деятельность внедрением штоков и даек сиенит-порфиров, гранит-порфиров, липаритов, приуроченных к кольцевым или секущим постройку разрывным нарушениям. До их внедрения и после завершения вулканизма произошли интенсивные тектонические подвижки, которые привели к формированию сложной системы разноориентированных полого- и крутозалегающих разрывных нарушений. Вулканизм сопровождался фумарольно-сульфатарной деятельностью, а в заключительные стадии образования палеокальдеры проявились и гидротермальные процессы.

Любопытны данные по глубинному строению рассматриваемой вулканотектонической структуры, полученные в результате сейсмологических наблюдений методом МОВЗ (по Р.В.Былинскому и Г.И.Заборникову). Отстроенные сейсмологические разрезы позволяют говорить о слоистом строении земной коры этого участка. С учетом геологического строения и истории развития Урулунгуйской структурно-формационной подзоны здесь выделены слои, которые могут соответствовать разновозрастным метаморфическим и интрузивным образованиям (рис.24). Характерно, что в этом районе наиболее отчетливо слоистое строение проявляется под крупными вулканическими постройками, в том числе под Тулукуевской палеокальдерой, где установлено от 8 до 12 границ раздела. Мощность земной коры колеблется от 33 до 36 км, максимальная она под палеокальдерой. Граница базальтового и гранитного (гранитно-метаморфического) слоев находится на глубине 12–16 км. Она пересекается серией разломов, затухающих в базальтовом слое. Под рассматриваемой структурой намечается "проседание" поверхности Конрада, соответствующее в общих чертах (с некоторым смещением к востоку) конфигурации постройки, а в гранитном слое на глубине 4–6 км намечается горстообразная структура высотой 1–2 км. Эти аномалии в строении гранитного слоя могут быть связаны с формированием на глубине 4–6 км, а может быть 4–15 км периферического магматического очага (или их группы), который функционировал в заключительные фазы образования постройки. Описанные особенности глубинного строения проявляются в западной части постройки, где действовали вулканические аппараты центрального типа, поставившие кислую магму. С процессами вулканизма ранних фаз можно связать усложнение строения базальтового слоя. Кстати, весьма близкая картина глубинного строения, по тем же данным, наблюдается под близрасположенным Куйтунским вулканоплутоном. На поверхностях Мохоровичича и Конрада он также отражается как крупная мульда, смещенная несколько на юго-запад по отношению к конфигурации этой постройки на поверхности.

В магнитном поле Тулукуевская палеокальдера выражается как кольцевая аномалия, соответствующая в общих чертах ее геологическим границам (рис.25).

Акуинская вулканотектоническая структура (Даурский вулканоген, междуречье Акши и Курулги), изучавшаяся И.И.Козыревым, В.И.Медведевым, Г.Н.Губкиным и другими геологами, также может быть отнесена к структурам кальдерного типа. Однако ее строение и история геологического развития весьма специфичны. Фундамент постройки сложен позднепалеозойскими

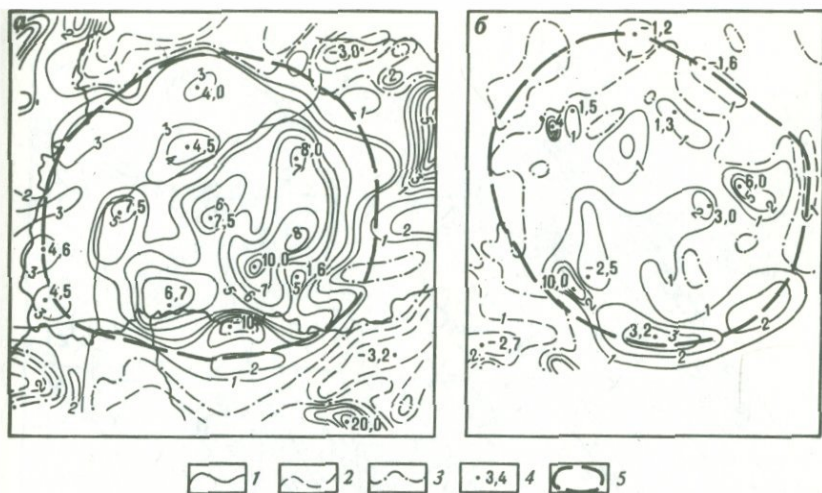


Рис. 25. Карта магнитного поля Алентуйской (а) и Тулкуевской (б) палеокальдер. По Л. В. Турчанинову.

Изолинии ( $\Delta T$ ) в мЭ: 1—положительные; 2—отрицательные; 3—нулевые. 4—максимальные значения ( $\Delta T$ ) в мЭ; 5—контуры вулканических построек

метаморфизованными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, которые прорваны раннемезозойскими гранитоидами. Образование структуры происходило в сложном тектоническом узле на сочленении северо-восточного Бирца-Урейского разлома с разрывными нарушениями северо-западного и широтного простирания.

Палеокальдера имеет округлые очертания, несколько вытянута в северо-восточном направлении (рис.26). Сложена она в основном породами двух формаций: трахилипаритовой, наиболее распространенной, и базальт-липаритовой. Вулканогенные толщи залегают горизонтально; вблизи краев они полого падают внутрь постройки (5–20°), вблизи разломов углы наклона 40–50°.

Вулканический процесс начался с излияния лав андезитовых порфиритов. Толща этих пород с кластолавами и туфами откартирована в восточной и западной частях постройки. Далее после перерыва и накопления конгломератов и туфоконгломератов формировалась толща дацитовых, трахидацитовых порфиритов, переходящих сверху разреза в липарито-дациты. Подводящие каналы этих извержений находились в восточной части палеокальдеры, о чем свидетельствует положение кластолав и лавобрекчий дацитов. Следующая вулканическая фаза привела к образованию толщ фельзитов и фельзитовых порфиритов.

Обе толщ кислых пород имеют сложное внутреннее строение, обусловленное полифациальным обликом слагающих их пород, среди которых широко распространены жерловые, околожерловые и субвулканические образования: эруптивные и эксплозивные брекчии, лавовые брекчии, агломератовые туфы, игнимбриты, тяготеющие к восточной части постройки. Изучение разреза с помощью буровых скважин позволило выявить группу вулканических структур внедрения, представляющих собой экструзивные купола, обрамленные потоками лав и игнимбритов (рис.27).

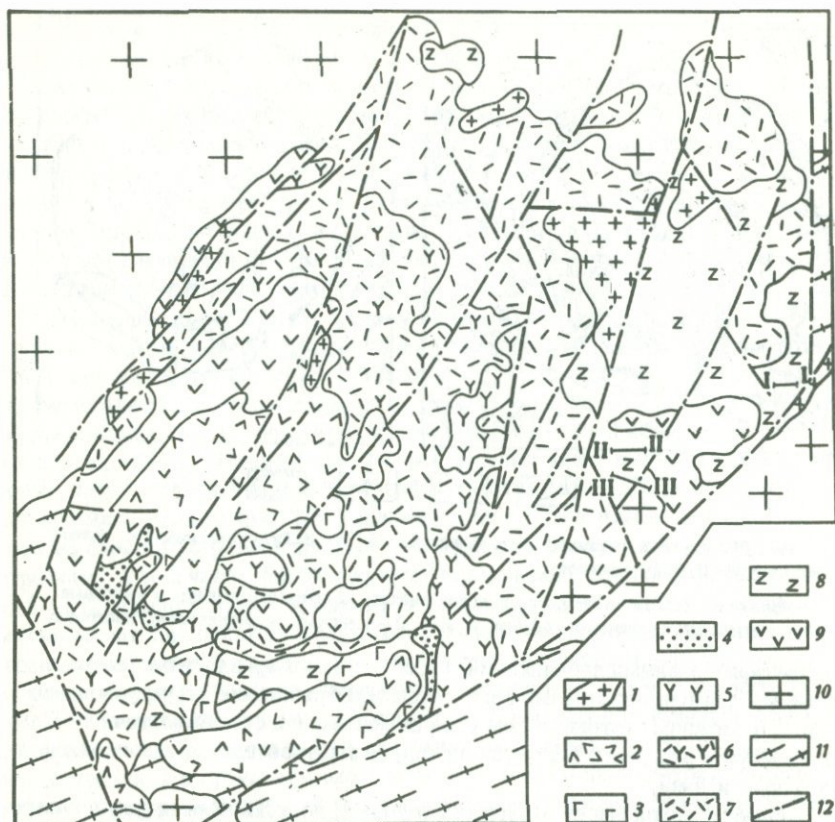


Рис. 26. Схема геологического строения Акуинской вулканотектонической структуры. По материалам И. И. Козырева и Г. Н. Губкина.

1—гранит-порфиры, порфировидные граниты; 2—кварцевые порфиры, липариты; 3—андезито-базальты; 4—туффиты; 5—трахитовые порфиры; 6—трахифельзитовые порфиры, игнимбриды; 7—фельзиты, фельзит-порфиры; 8—дациты, липарито-дациты; 9—андезитовые порфириты; 10—граниты, гранодиориты фундамента; 11—метаморфизованные песчаники, алевролиты фундамента; 12—разломы

Следующая фаза вулканизма, завершающая образование трахилипаритовой формации, характеризуется извержением продуктов субщелочного состава. В это время была сформирована толща трахифельзитовых порфиров, трахитов, их туфов и игнимбритов. Здесь также встречаются экструзивные и субвулканические образования — сиенит-порфиры, трахитовые порфиры, гранит-порфиры. Последние слагают дайки и штоки. Эта вулканическая фаза проявилась наиболее полно в центральной и юго-западной частях палеокальдеры.

Вулканическая деятельность оживилась вновь после длительного перерыва и накопления туфогенно-осадочной толщи. В это время уже наметилось разделение вулканической постройки на три блока (центральный, восточный и западный), погружавшихся с различной интенсивностью по зонам ограни-

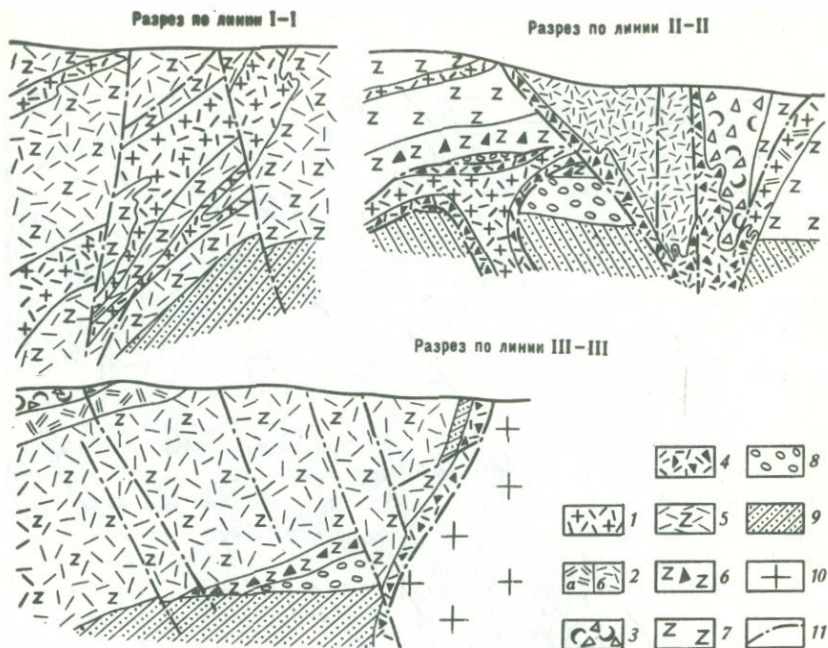


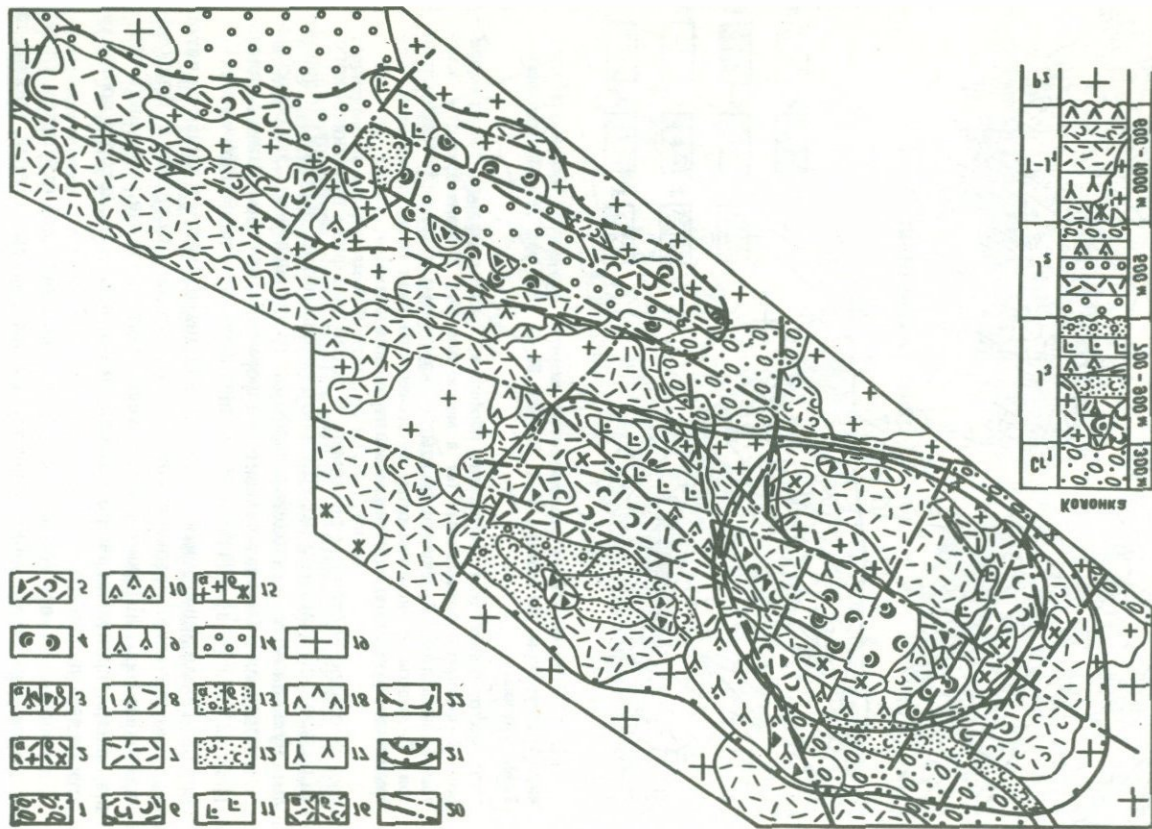
Рис. 27. Схематические геологические разрезы Акуинской вулканотектонической структуры по линиям I-I, II-II и III-III (см. рис. 26). По материалам Г. Н. Губкина.

1 — экструзивные тела кварцевых порфиров, гранит-порфиров, сиенит-порфиров; 2 — фельзиты флюидальные (а) и массивные (б); 3 — игнибриты; 4 — кластолавы липаритов; 5 — липарито-дациты; 6 — кластолавы и ксенокластолавы дацитов; 7 — дациты; 8 — конгломераты; 9 — песчано-сланцевая толща фундамента; 10 — гранитоиды фундамента; 11 — разрывные нарушения

вавших их северо-восточных разломов. В последние фазы вулканического цикла изливались лавы андезито-базальтов и базальтов; завершился процесс кислым вулканизмом — кварцевые порфиры, гранит-порфиры. Эти образования, относящиеся к базальт-липаритовой формации, распространены локально. Центры кислого вулканизма находились в южной и восточной частях структуры. После завершения вулканической деятельности в процессе интенсивных тектонических подвижек произошло опускание постройки и образование палеокальдеры. Широко развиты разноориентированные разрывные нарушения, контролировавшие гидротермальную деятельность, которая проявилась в посткальдерную стадию.

Таким образом, для Акуинской вулканотектонической структуры характерно широкое развитие субвулканических и экструзивных фаций, преобладание кислого вулканизма и опускания на заключительных этапах, что отличает ее от описанной Тулукуевской палеокальдеры.

Алентуйская вулканотектоническая структура (Верхне-Хилокский вулканоген, бассейны Хилы и Алентуйки) изучалась А.П.Бочаровым, Л.В.Турчаниновым, И.А.Юрченко, которыми она включена в состав более обширной



**Рис. 28.** Схема геологического строения Улуктуйской, Гарека-Гуйлонской и Алентуйской вулканотектонических структур. По материалам И. А. Юрченко, А. П. Бочарова и других с дополнениями автора.

Нижнемеловые отложения: 1 – песчаники, гравелиты, алевролиты, угли. Верхнеюрские образования: 2 – гранит-порфиры, кварцевые порфиры (а), сиенит-порфиры, трахитовые порфиры (б) – субвулканическая фация; 3 – кластолавы и лавобрекчии трахитовых порфиров (а) и липаритов (б) – экстрезивная фация; 4 – игнимбриты; 5 – лавы, лавобрекчии и туфы липаритов (нерасчлененная толща); 6 – туфы липаритов; 7 – липариты; 8 – трахилипариты; 9 – трахиты; 10 – андезиты; 11 – базальты; 12 – туфопесчаники; 13 – гравелиты и конгломераты (а), песчаники (б). Средне-верхнеюрские образования: 14 – конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты. Триасово-раннеюрские (?) образования: 15 – граниты (а), граносиениты, сиениты (б); 16 – кварцевые порфиры, фельзиты (а) и их туфы (б); 17 – трахиты; 18 – андезиты. 19 – гранитоиды палеозойского фундамента; 20 – разломы (установленные и предполагаемые); 21 – Улуктуйская вулканотектоническая впадина с Алентуйской палеокальдерой; 22 – Гарека-Гуйлонская вулканотектоническая постройка

Улуктуйской (Могзонской) вулканотектонической впадины (рис.28). Ее структурное положение определяется приуроченностью к Алентуйскому разлому, входящему в состав Хилокской зоны разрывных нарушений. На этом участке он пересекается с северо-западными разломами Еравна-Агинской зоны. Домезозойский фундамент сложен в основном палеозойскими гранитоидами. На современном эрозионном срезе постройка имеет почти правильную кольцевую форму и занимает площадь около 400 км<sup>2</sup>.

Отличительной чертой Алентуйской палеокальдеры, как и всей Улуктуйской вулканотектонической депрессии, является длительная история формирования. Внутреннее строение постройки отличается большой сложностью и до конца еще не расшифровано. Она сложена мощной (около 2 км) толщей эффузивных, пирокластических и туфогенно-осадочных пород, прорванных субвулканическими телами, и разбита разломами на отдельные блоки, отличающиеся по возрасту и составу продуктов вулканизма. Нет единого мнения о возрасте этих образований, датирующихся разными исследователями то триасом, то юрой, то пермью. Представляется, что процессы вулканизма, начавшиеся здесь в раннемезозойское время, продолжали развиваться в средней и поздней юре. Во всяком случае, в восточной части постройки нами наблюдались резко различные по степени метаморфизма породы кислого состава. Более ранняя группа пород здесь представлена полевошпатовыми порфирами, их кластолавами, лавобрекчиями, игнимбритами и сиенит-порфирами. К молодым образованиям, сопоставляющимся с породами базальт-липаритовой формации, относятся липариты лилового цвета, их лавобрекчии и игнимбриты, а также тела вулканических стекол. По имеющимся данным можно наметить несколько фаз вулканизма, разделенных периодами относительного покоя и денудации.

Наиболее ранними являются лавы, туфы и игнимбриты трахитов, трахифельзитов, полевошпатовых и кварцевых порфиров, извергавшиеся, вероятно, в триасово-раннеюрское время. Они занимают периферические части постройки. О структурных формах вулканизма этой фазы судить трудно в связи с их плохой сохранностью. Следующая фаза, проявившаяся после перерыва и накопления конгломератов, началась с излияния лав андезито-базаль-

тов и базальтов, ограниченно распространенных, а закончилась формированием толщи флюидалных и массивных фельзитов, игнимбритов, кластолав и их туфов. Центры извержения в это время находились в юго-восточной части постройки, где наиболее развиты указанные образования. Далее последовали размыв, погружение постройки и накопление толщи конгломератов, туфоконгломератов и алевролитов. В следующую вулканическую фазу в центральной и северо-восточной частях структуры накапливалась толща трахитовых, трахилипаритовых порфиров и игнимбритов кислого и щелочного состава.

После очередного перерыва и осадконакопления вулканическая деятельность возобновилась с новой силой. В этот период вновь происходит извержение кислой и щелочной лавы, формируются покровы игнимбритов (широко распространены), а также экструзивные образования типа выжатых куполов, окруженные агломератовой оторочкой (правобережье Алентуйки).

Заключительный период характеризуется широким развитием разрывных нарушений (кольцевых и радиальных разломов) и проседанием накопленных толщ осадочно-вулканогенных пород. С этим процессом связано внедрение многочисленных даек и штоков граносиенитов, гранит-порфиров, ортофиров, фельзит-порфиров. Размещение их явно контролируется кольцевыми разломами. Намечается две зоны этих нарушений — краевая и центральная (рис. 29). По первой амплитуды опускания достигают 200 м, а центральный блок опущен еще глубже (использованы данные ВЗЗ и магнитометрии, заверенные горными выработками и скважинами). Из приведенной структурной схемы видно, что рельеф фундамента имеет сложное блоковое строение, обусловленное сочетанием кольцевых и радиальных разломов. Достаточно отчетливо с поверхности картируется краевой разлом, представленный зонами катаклаза и трещиноватости, образующими полосу шириной около 500 м (рис.30). В юго-восточной части постройки по нему проходит контакт трахилипаритов и андезитов, относящихся к разным вулканическим фазам. В зоне этого разлома здесь формировались дайки и штоки андезитов, гранитов и граносиенитов. В северо-восточной части структуры (падь Широкая) вдоль краевого разлома нами наблюдались отдельные вулканические аппараты центрального типа, сложные кластолавами и лавобрекчиями липаритов поздних фаз вулканизма.

Алентуйская палеокальдера отчетливо картируется геофизическими методами (см. рис.29). В магнитном поле (см. рис.25) ей соответствует кольцевая магнитная аномалия интенсивностью 2—5 мЭ диаметром около 25 км. В гравитационном поле эта площадь находится в пределах значительного минимума силы тяжести. В краевых частях этого минимума обособляются локальные гравитационные максимумы диаметром до нескольких километров. В электрическом поле палеокальдера отражается как крупный минимум, совпадающий с контурами магнитной аномалии.

Таким образом, Алентуйская вулкано-тектоническая структура, созданная в основном процессами кислого вулканизма, относится к наиболее долгоживущим постройкам Забайкалья. Происхождением она обязана, вероятно, деятельности периферических магматических очагов, формировавшихся периодически на протяжении всего мезозойского мегацикла под воздействием глубинных тепловых потоков.

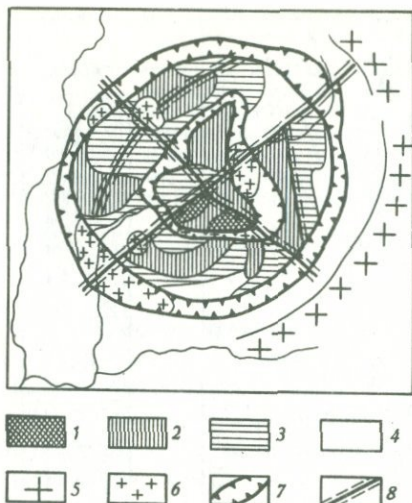


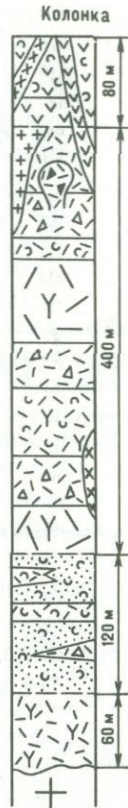
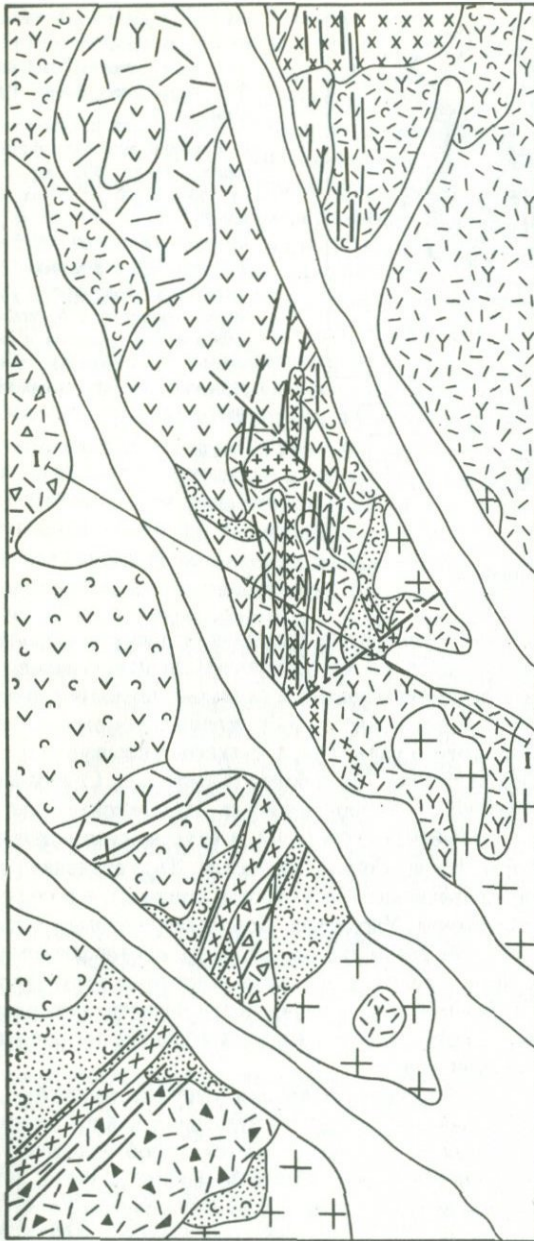
Рис. 29. Структурная схема фундамента Алентуйской палеокальдеры, составленная по геофизическим данным. По материалам Л. В. Турчанинова.















Глубина залегания фундамента: 1 — до 300 м; 2 — от 300 до 500 м; 3 — от 500 до 700 м; 4 — от 700 м до отметок современного рельефа (до 900–1300 м). 5 — выходы на поверхность гранитов фундамента; 6 — штоки мезозойских гранитов и сиенитов; 7 — кольцевые зоны разломов; 8 — крупные разломы

### Вулкано-тектонические впадины

Выделенные в Забайкалье мезозойские вулкано-тектонические впадины входят в состав непрерывного ряда впадин (депрессий), включающего вулкано-тектонические, вулкано-седиментационные и седиментационные структуры. Роль продуктов вулканической деятельности в их строении убывает от первых к последним постройкам этого ряда. Так, в вулкано-тектонических впадинах вулканических пород по объему 70% и более (Шаманская, Северо-Боргойская, Улуктуйская, Хуртейская, Мухор-Талинская, Индолинская, Александровскозаводская, Нижне-Оленгуйская структуры), в вулкано-седиментационных от 70–50% (Урово-Мотогорская, Северо-Аргунская, Тыргетуйская впадины) до 50–20% (Оловская, Еравнинская, Газимурская впадины), а в седиментационных 20% и менее (Зазинская, Унгонская, Холойская впадины). Естественно, что граница между этими тремя типами структур, составляющими единый ряд, проведена несколько условно, и отнесение некоторых структур к тому или иному типу на настоящей стадии изученности недостаточно надежно. Но тем не менее довольно отчетливо выделяются характерные представители перечисленных типов структур.

К вулкано-тектоническим впадинам Забайкалья отнесены постройки, сформированные преимущественно в результате вулканической деятельности. Отличительными особенностями их строения являются: преобладающее развитие вулканических пород, составляющих обычно более 80% разреза, линейные или неправильные формы, отсутствие (в большинстве случаев) тектонических границ с вмещающими породами, значительные размеры (500–1500, редко 150–300 км<sup>2</sup>). Внутреннее строение впадин часто сложное, что связано с наличием различных элементарных вулканических форм — потоков и потоков, вулканических конусов, мелких вулкано-плутонов, экструзивных ку-



- |   |   |   |    |
|---|---|---|----|
|  | 1 |  | 8  |
|  | 2 |  | 9  |
|  | 3 |  | 10 |
|  | 4 |  | 11 |
|  | 5 |  | 12 |
|  | 6 |  | 13 |
|  | 7 |  | 14 |

Разрез по линии I-I

СЗ

ЮВ



Рис. 30. Строение юго-восточной части Алентуйской палеокальдеры. По материалам А. П. Бочарова.

1 — четвертичные отложения; 2 — дайки андезитов (а) и граносиенитов (б); 3 — граниты (а) и сиениты (б); 4 — субвулканические тела трахилипаритовых порфиров; 5 — андезиты, трахиандезиты (а) и их туфы (б); 6 — фельзиты (а) и их туфы (б); 7 — туфолавы и лавобрекчи фельзитов; 8 — трахилипариты и их туфолавы; 9 — туфы трахилипаритов; 10 — вулканомигматитовые конгломераты, гравелиты, песчаники с прослами туфов; 11 — трахилипариты массивные, флюидальные; 12 — гранитоиды палеозойского фундамента; 13 — разломы; 14 — зона кольцевого разлома Алентуйской палеокальдеры. Остальные условные обозначения см. на рис. 28

полов и т.п. Депрессионный характер их обусловлен, вероятно, опусканием (просадкой) вулканических хребтов и плато, осуществлявшимся наиболее интенсивно на заключительных стадиях вулканической деятельности. Формирование структур происходило в несколько вулканических фаз, следовавших часто друг за другом без значительных перерывов. В качестве примеров структур подобного рода далее описываются наиболее хорошо изученные Шаманская и Мухор-Талинская.

Шаманская вулкано-тектоническая структура (Приаргунский вулканоген, левобережье Аргуни) детально изучена в 1964–1971 гг. Т.Н.Михайловой, П.А.Строной, В.А.Кусовым, Н.С.Соловьевым и другими исследователями [71]. Постройка формировалась на территории Урулюнгуйского интрагеоантиклинального блока позднепротерозойско-раннепалеозойской консолидации вдоль серии крупных разломов северо-восточного простирания. Наиболее протяженным из них является Урулюнгуйский, прослеживающийся дальше на северо-восток, где к нему тяготеют Тулкуевская и Куйтунская постройки. Этот разлом проходит в осевой части описываемой депрессии. Широко развиты северо-западные разрывные структуры. Фундамент сложен гранитоидами каледонской и варисской интрузий и терригенно-карбонатными протерозойско-кембрийскими образованиями. Строение его блоковое, обусловленное тектоническими подвижками по указанным разломам. К северу от Урулюнгуйского разлома преобладают блоки терригенно-карбонатного фундамента, к югу состав их гранитный. Среди блоков фундамента четко выделяются наиболее опущенные, глубины залегания которых 1000–1200 м (данные гравиметрии и ВЭЗ); отдельные блоки выходят на поверхность, большая же часть фундамента находится на глубине около 600 м.

Форма постройки овальная, несколько вытянутая в северо-восточном направлении; борта ее изрезаны множеством "заливов". Длина депрессии около 60 км, ширина 25–35 км (см. рис.15). Сложена она гетерогенным комплексом пород базальт-андезит-дацитовая и базальт-липаритовая формаций. Осадочные породы имеют подчиненное значение, что указывает на отсутствие длительных перерывов в вулканическом процессе. Характерно чередование основного и кислого вулканизма, причем заключительные его фазы отличаются заметным увеличением доли последнего. В целом же роль продуктов кислого вулканизма в строении Шаманской депрессии невелика.

Формирование постройки началось с опускания отдельных блоков ее фундамента и накопления толщи конгломератов, песчаников и алевролитов (се-

верная и южная части). Далее последовали широкие площадные излияния лав андезитов, андезито-базальтов, а затем плагиоандезитов и андезито-дацитов, залегающих на домезозойском фундаменте или на породах осадочной толщи. Иногда наблюдается их переслаивание с горизонтами туфов и туфобрекчий. Излияния лав носили в основном трещинный характер; в отдельных случаях действовали вулканы центрального типа. Эта вулканическая фаза завершилась внедрением экструзивных и субвулканических тел сиенито-диоритов, грано-диоритов, сиенит-порфиров, приуроченных к жерлам наметившихся вулканических центров. Далее в разных частях депрессии формировались озерные отложения, представленные туффитами, алевролитами и аргиллитами.

В следующую вулканическую фазу вновь изливались андезито-базальты, плагиоандезиты, слагающие ряд покровов, а также андезито-дациты, дациты и липарито-дациты. Средние и кислые разности пород, развитые в центре постройки, тесно связаны с конкретными вулканическими аппаратами. Потоки эффузивов часто разделяются горизонтами туфов, туфо- и лавобрекчий. Пирокластический материал поставлялся вулканами центрального типа. Андезито-дациты и липарито-дациты слагают не только потоки, но и экструзивные тела, отличающиеся иногда довольно сложным внутренним строением. Третья фаза выразилась в формировании сравнительно мелких, но многочисленных вулканических тел (экструзий, покровов) дацитов, липарито-дацитов и липаритов, которые можно отнести уже к базальт-липаритовой формации верхнеюрско-нижнемелового возраста.

Особенностью Шаманской вулcano-тектонической депрессии является эволюция элементарных вулканических форм от трещинных на ранней стадии развития к центральным, характерным для второй и третьей фаз вулканизма. Здесь выделяется восемь наиболее крупных палеовулканов, в большинстве случаев приуроченных к опущенным блокам фундаментов, а точнее к их границам — Шамян, Яргалитуй, Убыр-Халзан и др.

По сейсмологическим исследованиям (три профиля) мощность земной коры в районе 35—43 км, мощность гранитного слоя 16—28 км. Шаманская впадина находится на участке подъема поверхностей Конрада и Мохоровичича; лишь ее прибортовые части (северная и южная) соответствуют локальным прогибам в этих поверхностях.

Хуртейская вулcano-тектоническая структура (Верхне-Хилокский вулканоген, междуречье Хилы и Мохея) изучалась А.П.Бочаровым, М.А.Морозовым и другими исследователями в 1969—1973 гг., а также В.А.Чернышевым и автором в 1975 г. Она находится в осевой части Хилокской геодомоантиклинальной зоны в узле пересечения Кудунского разлома северо-восточного простирания с северо-западными разрывными нарушениями. Фундамент и обрамление вулканической постройки сложены биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами палеозойского возраста, содержащими ксенолиты гнейсов и гранито-гнейсов протерозоя.

Вулканическая деятельность в этом районе началась в триасе. Триасово-нижнеюрские вулканы, представленные фельзитами, фельзит-порфирами, их кластолавами, реже андезитовыми порфиритами, туфами и туффитами, слагают обширные поля в этой части Верхне-Хилокского вулканогена.

Хуртейская депрессия, заложившаяся в позднеюрское время, имеет дугообразную форму и протягивается на 20 км при средней ширине 5—6 км. Она

выполнена вулканогенными образованиями субшелочной базальт-липаритовой формации, сформированными в несколько фаз вулканизма. Вулканической деятельности предшествовало прогибание территории вдоль зон разломов, что устанавливается по наличию горизонта базальных конгломератов и туфо-конгломератов в основании постройки.

С первой фазой вулканизма связано извержение туфов и лав липарит-трахилипаритового состава, залегающих в виде покровов мощностью около 300 м. В толще этих пород преобладают трахиты, трахилипариты, агломератовые и пепловые туфы. В низах разреза встречаются маломощные покровы базальтов и трахиандезитов. Вулканическая деятельность имела центральный и трещинный характер.

Следующая фаза вулканизма проявилась локально и знаменовалась формированием купольных структур — экструзий и сложно построенных вулканических аппаратов центрального типа. Один из таких аппаратов — Холинский — установлен в центральной части постройки (рис.31). Он имеет близкую к изометричную форму, несколько вытянут в северо-восточном направлении, размер его 2×3 км. В строении аппарата участвуют стекловатые лавы, перлиты,

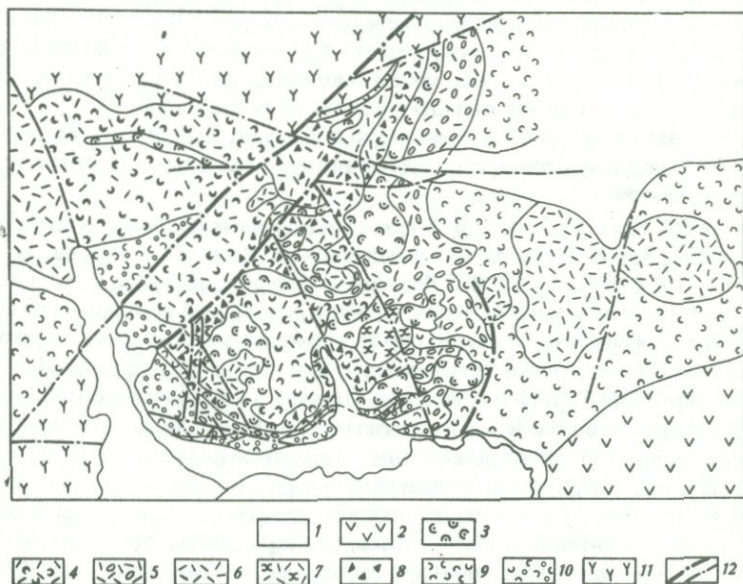


Рис. 31. Схема геологического строения Холинского палеовулкана. Составили автор и В. А. Чернышев.

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — базальты, андезитовые порфири-ты; 3 — перлиты, их брекчии; 4 — игнимбриты тонкофлюидальные, массивные, брекчьевидные; 5 — сферолоидные лавы липаритов; 6 — липариты массивные, флюидальные; 7 — липариты халцедоновидные; 8 — брекчии (со знаком соответствующих по составу пород); 9 — туфы с прослоями и линзами пепловых разностей; 10 — туффиты; 11 — кварцевые порфиры, ортофиры, их туфы; 12 — разломы установленные и предполагаемые

эксплозивные и лавовые брекчии, сферолоидные и флюидалные лавы липаритового состава. Нижний ярус Холинского палеовулкана сложен светлыми тонкообломочными туфами и туффитами, обнажающимися на юге постройки в левом борту долины Барун-Хилы (а также в ее центральной части, очевидно, в тектонических блоках). Породы жерловой и прижерловой фаций картируются на современном эрозионном срезе в виде тела неправильной формы, несколько вытянутого по азимуту СВ 20° вдоль разлома, ограничивающего его с северо-запада. Непосредственно в зоне этого разлома прослеживаются лавовые брекчии липаритов, кластолавы и игнимбриты, имеющие здесь брекчиевидный облик. Далее к востоку и юго-востоку они сменяются сферолоидными лавами. Сферолоиды в них достигают 50–70 см в диаметре. Центральные их части выполнены коричнево-красным халцедоновидным или черным и белым друзовидным кварцем. Среди сферолоидных и брекчиевых лав липаритов в изобилии залегают пластовые или рвущие тела (возможно силлы) перлитов. По периферии постройки преобладают покровы игнимбритов и лав липаритов. Формирование структуры происходило многоэтапно, о чем свидетельствуют взаимоотношения покровов и рвущих тел лав и стекол кислого состава. Углы падения флюидалности в лавах изменяются от 10 до 80°.

Второй достаточно крупный палеовулкан находится в юго-восточной части описываемой впадины. Эти элементарные вулканические постройки и были, вероятно, основными каналами, поставлявшими продукты вулканизма, которыми сложена Хуртейская вулкано-тектоническая структура.

В заключительную фазу вулканизма в пределах Хуртейской постройки в основном внедрялись дайки и экструзивные тела андезитов, андезито-базальтов и базальтов.

Весьма близка к Хуртейской вулкано-тектонической впадине еще одна постройка Верхне-Хилокского вулканогена — Мухор-Талинская, которую изучали Н.Я.Волянюк [17], М.А.Морозов, В.А.Чернышев, автор и другие исследователи. В образовании этой структуры, сложенной породами базальт-липаритовой формации, можно наметить три вулканические фазы. Первая по составу магм и характеру вулканической деятельности близка начальной фазе формирования Хуртейской впадины. Отличие заключается в более широком распространении базальтовых и андезитовых лав, залегающих в основании толщи. Среди туфов преобладают тонкообломочные разности. Наличие лавобрекчий и кластолав позволяет говорить о широком развитии извержений центрального типа. Один из таких центров находился, возможно, на водоразделе падей Мухор-Балык и Барун-Аршац, где картируются экструзивные тела трахитов. В процессе вулканической деятельности ранней фазы был сформирован крупный стратовулкан. Часть его уничтожена эрозией, что подтверждается многочисленными дайками гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, микродиоритов, наблюдавшимися нами в южном обрамлении постройки и являвшимися, вероятно, подводными каналами лав нижней толщи.

Вторая фаза характеризуется преобладанием кислого вулканизма, который привел к образованию толщи флюидалных или массивных лав липаритов, трахилипаритов и трахитов, а также покровов игнимбритов и экструзивных куполов, сложенных продуктами кислого вулканизма. Эти купола (Мухор-Балык, Мухор-Тала, Барун-Оса) в общем аналогичны позднеюрским куполам дру-

гих районов Забайкалья. Они распространены в западной части Мухор-Талинской вулcano-тектонической структуры. Купол Мухор-Тала (изучались коренные обнажения, керн буровых скважин, стенки карьера) сложен массивными и флюидалными липаритами и трахитами (рис.32). Центральную его часть образуют вулканические стекла и стекловатые лавы, формировавшиеся в процессе многократного внедрения. Наиболее ранними здесь являются полосчатые (зеленые и коричневые) перлиты. В центральной части они прорваны перлитами кремового цвета, образующими несколько трубчатых тел, обрамленных брекчиями взламывания и флюидалными стекловатыми лавами со сферолоидной текстурой. С образованием куполов связана фумарольно-сульфатная деятельность, которая привела к аргиллизации и окварцеванию пород, слагающих краевую и центральные части купола. Вблизи куполов наблюдаются выступы гранитоидов домезозойского фундамента, что также характерно для многих купольных структур региона. Они образуют отдельные тектонические блоки, поднятые, очевидно, в связи с движением кислой магмы к поверхности.

Заключительная фаза вулканизма привела к формированию покровов базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов. Мухор-Талинская вулканическая постройка, так же как и стратовулкан Алханай, не отличается широким развитием разрывной тектоники (по наблюдениям с поверхности).

#### **Вулcano-седиментационные впадины**

Постройки этого типа являются переходными от вулканических к "собственно седиментационным" впадинам Забайкалья. Вулканические процессы в их пределах обычно проявляются в виде трещинных излияний базальтовых лав, контролируемых бортовыми разломами. Продукты кислого вулканизма локализируются вблизи отдельных аппаратов центрального типа. В разрезе пород, выполняющих эти постройки, существенную роль играет терригенный материал. В качестве примеров описываются две впадины подобного типа.

Урово-Мотогорская вулcano-тектоническая структура (Приаргунский вулканоген, верхнее и среднее течение р.Уров) относится к переходным от вулcano-тектонических к вулcano-седиментационным структурам; в ее строении еще преобладают продукты вулканической деятельности, однако широко распространены осадки, переслаивающиеся с туффитами.

Фундаментом впадины служат гранитоиды палеозойского возраста и терригенно-карбонатные толщи кембрия. Структура приурочена к Урулюнгуйско-Уровской шовной зоне, разграничивающей геосинклинальные и геантиклинальные структуры герцинид. Урово-Мотогорская впадина, являющаяся одним из наиболее крупных вулканогенных сооружений Приаргунья, вытянута в близмеридиальном северо-восточном направлении более чем на 70 км при ширине 3—25 км (см. рис.15). Конфигурация ее явно подчинена плану продольных и поперечных разломов, ограничивающих и пересекающих постройку.

Внутреннее строение впадины и история ее формирования (особенно на заключительных этапах развития) определяются деятельностью нескольких вулканических центров. Разрезы пород их сопоставляются с трудом, но тем не менее намечается две толщи, слагающие эту структуру (по О.С.Никифорову): осадочная (нижняя) и осадочно-вулканогенная (верхняя). Вулканические

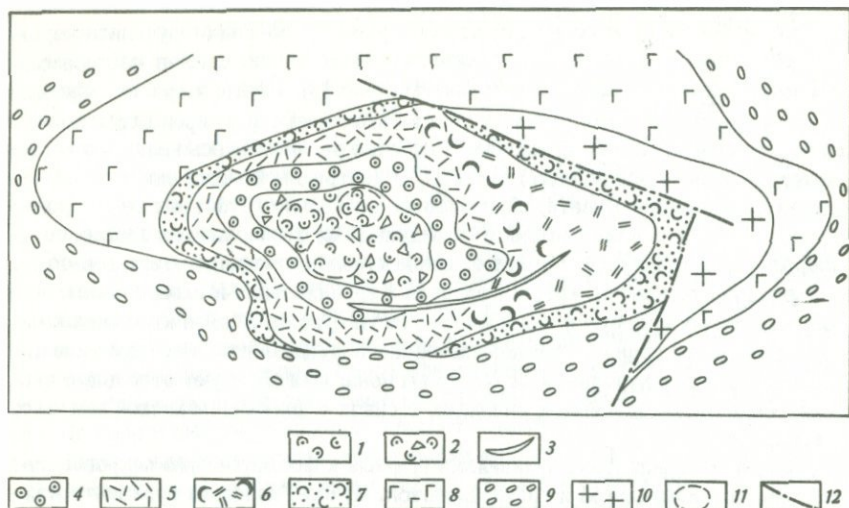


Рис. 32. Схема геологического строения вулканического купола Мухор-Тала.

1—перлиты и стекловатые липариты; 2—кластолавы липаритов и перлитов; 3—дайка диабазов; 4—полосчатые перлиты; 5—лавы липаритов; 6—стекловатые и флюидальные липариты; 7—мелкообломочные туфы; 8—базальты; 9—конгломераты; 10—граниты фундамента; 11—мелкие купола; 12—разломы

породы верхней толщи относятся к базальт-липаритовой (верхняя юра — нижний мел) и базальтовой (нижний мел) формациям. Таким образом, впадина формировалась в течение средне- и позднемезозойского вулканических циклов. На ранних стадиях в пределах грабена, заложившегося в зоне Урулюн-гуйско-Уровского разлома, в узле пересечения его с близширотными и северо-западными разрывными нарушениями, накапливалась мощная (более 300 м) толща алевритов, песчаников, гравелитов и конгломератов — нижняя толща. Вулканическая деятельность началась с излияния лав андезито-базальтов и базальтов, распространенных в северной и южной частях впадины, где уже в это время наметились два вулканических центра — Дучарский и Мотогорский.

В пределах Дучарского палеовулкана (рис.33) в раннюю фазу вулканизма наряду со средними лавами изливались лавы дацитов, сохранившиеся вдоль зоны разлома, ограничивающего постройку с востока. Среди лавовых разностей встречаются маломощные горизонты туфов среднего состава и туффигов. Следующая вулканическая фаза проявилась после перерыва и накопления толщи осадочных пород. С ней связано образование тонкофлюидальных, иногда порфириовидных санидиновых и марион-санидиновых липаритов, содержащих тела перлитов, и игнимбригов. Они преобладают в центральной части палеовулкана. Заключительные этапы вулканизма этой фазы характеризовались интенсивной эксплозивной деятельностью, о чем свидетельствует широкое распространение литокластических и литокристаллокластических туфов липаритов и игнимбригов. Лавовые образования этой фазы (массивные, сфе-

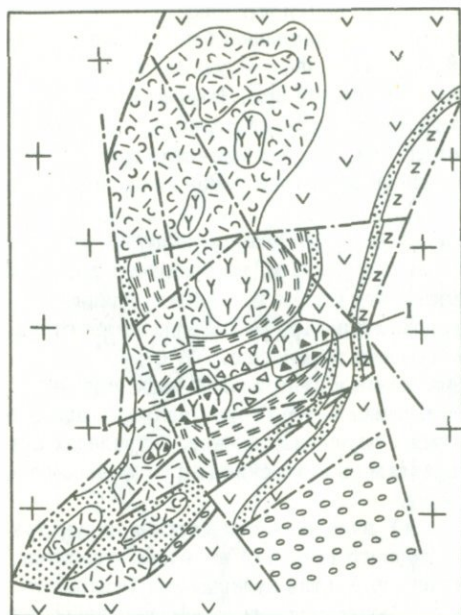
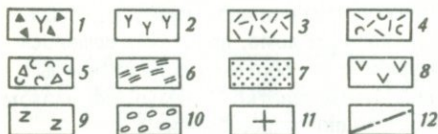


Рис. 33. Схема геологического строения Дучарского палеовулкана. По материалам Л. Ф. Клещева, Ж. В. Семинского, Б. С. Янкелевича.

1—кластолавы и лавобрекчи трахитов и трахилипаритов; 2—трахиты, трахилипариты; 3—липариты; 4—мелко- и среднеобломочные туфы липаритов, игнимбриты; 5—крупнообломочные туфы липаритов; 6—флюидалные липариты, игнимбриты, вулканические стекла; 7—песчаники; 8—андезиты, андезито-базальты; 9—дациты; 10—песчаники, алевролиты; 11—граниты фундамента; 12—разломы



ролитовые, витрофировые разности липаритов) развиты ограниченно. В это время наиболее крупный вулканический аппарат существовал, вероятно, в центральной части площади (на водоразделе падей Калукша и Брикачанка). Здесь нами наблюдались глыбовые агломератовые, агломератовые, лапиллиевые и более мелкообломочные разности туфов, а также кластолавы и лавобрекчи липаритов.

Этот же вулканический аппарат, а также новый в северной части площади продолжали свою деятельность и в следующую фазу, когда происходило извержение лав щелочного и субщелочного состава. Лавобрекчи, а также кластолавы трахитов и трахилипаритов, содержащие обломки флюидалных липаритов, андезитов и туфов, встречаются в южной и центральной частях Дучарского вулканического центра. По расположению пород жерловых и околожерловых фаций здесь можно наметить по крайней мере два подводных канала диаметром около 500 м каждый.

Мотогорский вулканический центр отличается более разнообразным составом вулканических продуктов. Кислый вулканизм чередовался здесь с из-

лияниями основных и средних лав, связанными с деятельностью магматических очагов разной глубинности. В формировании пород базальт-липаритовой формации намечается два ритма со сменой основного вулканизма кислым (по данным О.С. Никифорова, Г.В. Александрова и др.). Завершился этот процесс внедрением экструзивных тел трахитов и трахилипаритов.

На остальной части Урово-Мотогорской впадины в течение среднемезозойского вулканического цикла накапливались толщи туфов кислого состава, туффитов и осадочных пород.

Следующая вулканическая фаза проявилась в раннемеловое время после накопления мощной (более 500 м) толщи алевролитов, песчаников и туффитов. Покровы базальтов, формировавшиеся в эту фазу в процессе трещинных излияний, занимают обширные пространства в центре рассматриваемой структуры, а также слагают ее южное и северное замыкания.

В заключительные стадии в обрамлении и центральной части впадины интенсивно проявилась разрывная тектоника – эта структура оказалась разбитой на серию относительно поднятых и опущенных блоков. В пределах вулканических центров и вблизи них проявлялись интенсивные фумарольно-сульфатарные и гидротермальные процессы.

Газимурская (Игдочинская) вулcano-тектоническая структура (Приаргунский вулканоген, бассейн среднего течения Газимура) относится к постройкам с подчиненным развитием продуктов вулканизма. Фундамент ее и обрамление сложены крупно- и среднезернистыми преимущественно порфиroidными гранитами и гранодиоритами каменноугольного возраста. В юго-западном обрамлении обнажаются морские и континентальные отложения нижней–средней юры, представленные конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами.

Структурное положение описываемой постройки определяется ее приуроченностью к зоне крупного Газимурского разлома, прослеживающегося на сотни километров по долине Газимура и по ее бортам в виде отдельных, довольно протяженных и мощных швов. В этом участке Газимурский разлом пересекается серией нарушений северо-западного простирания.

Вулcano-тектоническая структура вытянута вдоль Газимурского разлома на 30 км; ширина ее колеблется от 3 до 15 км (в центральной части), границы тектонические. В северо-восточной части породы, выполняющие постройку, перекрываются нижнемеловыми осадками (рис.34).

Структура выполнена верхнеюрско-нижнемеловыми образованиями, включающими три толщи (снизу вверх): вулcanoгенно-осадочные отложения (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, андезитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии); миндалекаменные базальты, андезито-базальты; туфопесчаники, туфоконгломераты, туфоалевролиты, кислые эффузивы и их туфы. Породы нижней толщи прорваны субвулканическими интрузивами диоритовых порфиритов и дайками того же состава.

В первую стадию формирования Газимурской постройки в ее пределах накапливались вулcanoгенно-осадочные породы. Вулканические центры ранней фазы находились на значительном удалении: отлагались пепловые и мелкообломочные литокристаллокластические туфы и туфогенные песчаники. Далее в краевых частях структуры (очевидно, вдоль оконтуривающих ее раз-

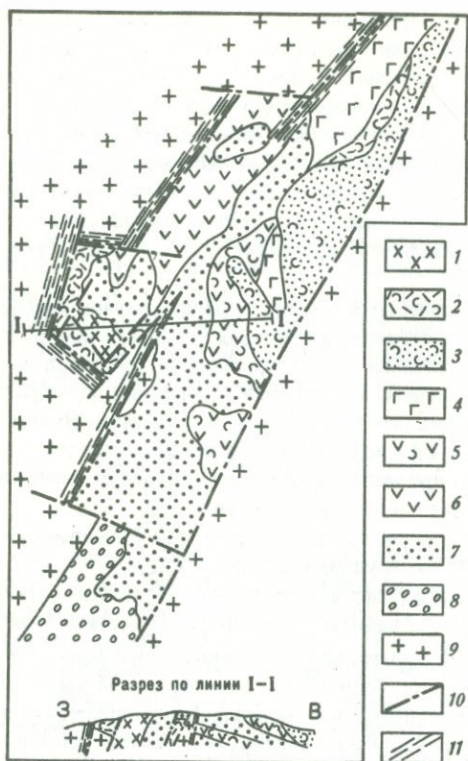


Рис. 34. Схема геологического строения Газимурского грабена. По материалам Л. Ф. Клещева, Ж. В. Семинского, Б. С. Янкевича.

1—диориты, сиенито-диориты; 2—туфы липаритов, липариты; 3—туфопесчаники; 4—базальты, андезитобазальты; 5—туфы андезитов; 6—андезиты; 7—песчаники; 8—конгломераты; 9—граниты; 10—разломы; 11—зоны катаклаза и милонитизации

ломов) изливались лавы среднего состава. В это время формировалась толща туфов и лавобрекчий андезитовых порфиритов, сменившихся вверх по разрезу лавами того же состава, содержащими прослои туфоконгломератов. Обломки лавовых брекчий представлены андезитовым порфиритом с порфировыми выделениями плагиоклаза, пироксена, оливина, роговой обманки и биотита, а гальки туфоконгломератов — гранитами и андезитовыми порфиритами. Далее наступил перерыв в вулканической деятельности. Накапливались конгломераты, гравелиты, песчаники, залегающие несогласно на андезитовых порфиритах. Закончилась эта фаза внедрением диоритовых порфиритов, слагающих небольшие тела неправильной формы и дайки близширотного и северо-западного направления. Сравнение химических составов андезитовых порфиритов, образующих дайки и покровы, и диоритовых порфиритов показывает их тождество. Одинаков и состав элементов-примесей; уступают лишь одинаковая частота встреч и повышенное содержание мышьяка, сурьмы, свинца, ванадия, меди, цинка, бора и кобальта.

Вторая фаза вулканизма выразилась в излиянии лав базальтов и андезитобазальтов, слагающих значительные по размерам поля в северной части площади. Это черные пористые и миндалекаменные породы с миндалинами халцедона, горного хрусталя, аметиста и кальцита. Поля базальтов тяготеют

к зоне Газимурского шва и имеют северо-восточную ориентировку. Третья фаза характеризуется затуханием процессов вулканизма; центры извержения находились за пределами рассматриваемой постройки. Здесь в это время накапливалась толща туфоконгломератов и туфопесчаников, в которой встречаются маломощные линзы пепловых туфов кислого состава. Небольшое поле липаритов, ассоциирующих с эруптивными брекчиями кислого состава, установлено в северо-западной части, вблизи пересечения разломов, оконтуривающих описываемую структуру. Можно предполагать, что здесь находился один из вулканических аппаратов, поставивших вулканический материал в течение третьей фазы вулканизма.

Характерно, что процессы вулканизма первой фазы проявились наиболее интенсивно в центральной части постройки, в пределах поднятого поперечного блока фундамента. При этом излияния лав контролировались северо-восточными оконтуривающими разломами, а внедрение диоритовых порфиритов (даек и субвулканических тел) подчинено близширотным разломам. Вулканизм и осадконакопление второй и третьей стадий развития проявились локально, вдоль зоны Газимурского шва. В процессе образования постройки извержения средних и основных лав сменились кислым вулканизмом.

При интерпретации гравиметрического поля установлено блоковое строение фундамента постройки. Наиболее крупными единицами являются два блока — северный и южный, характеризующиеся плотностной неоднородностью. Они разделены близширотным северо-западным разломом. Северный блок поднят относительно южного. Локальными положительными аномалиями выделяются мелкие блоки относительного опускания. В центральной части незначительной по интенсивности отрицательной аномалией фиксируется перерывное поднятие фундамента близширотного простираения, соответствующее наиболее "расширенной" части постройки. К этому же поднятому блоку тяготеют поля лав среднего состава, возникшие на ранних стадиях образования постройки.

Таким образом, Газимурская структура развивалась как ступенчатый грабен. Процессы осадконакопления прерывались здесь относительно короткими вспышками вулканизма.

Рассмотренные наиболее типичные примеры выделенных групп вулканотектонических структур Забайкалья подтверждают специфичность каждого морфогенетического типа построек, а также постепенное изменение свойств, положенных в основу систематики (см. табл.3), от первого к последнему типу. Это изменение имеет сложный характер и прослеживается в виде тенденции. Например, роль элементарных структурных форм купольного типа, а также экструзивных фаций уменьшается от первого к последнему типам структур, хотя и среди отрицательных построек еще встречаются сооружения с широким развитием экструзивных тел (Акуинская палеокальдера). То же самое касается положения построек в сводовых и депрессионных зонах. Исключения подобного рода в большинстве случаев имеют удовлетворительное геологическое объяснение и не нарушают, по нашему мнению, основных принципов классификации.

## О ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Рассмотренные особенности геологического строения, структурного положения и истории развития мезозойских вулканических сооружений Забайкалья позволяют обратиться к анализу тектонических и палеогеографических условий их развития и высказать соображения о геотектоническом режиме, т.е. коснуться отдельных вопросов, относимых И.В.Луцицким к группе экологических проблем вулканизма.

### СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Среди мезо-кайнозойских вулканических систем Восточной Азии вулканические пояса Забайкалья занимают крайнее положение — они наиболее далеко вдаются вглубь континента. Эти пояса относятся к системам раннего заложения, развивавшимся в условиях отмирания геосинклинального режима и миграции вулканизма в сторону Тихоокеанского побережья. Естественно, что на структурные условия их формирования влияли как мезозойские тектонические движения, так и особенности строения палеозойских складчатых сооружений. Как уже говорилось, Селенгино-Олёкминский вулканический пояс наследовал каледонскую геосинклинальную область и частично протерозойские сооружения, переработанные каледонскими движениями, а Монголо-Забайкальский пояс развивался на герцинском складчатом основании. Структурная и палеогеографическая обстановка развития вулканизма выявляется достаточно отчетливо, если рассмотреть положение вулканогенов Забайкалья в домезозойских и мезозойских тектонических сооружениях этого региона.

Как отмечалось, Селенгинский вулканоген формировался в пределах Селенгино-Удинской, Заганской и частично Малханской структурно-формационных зон, которые относятся к внутренним (первая) или краевым геантиклинориям каледонид (см. рис.1). В средне- и позднемезозойское время процессы вулканизма наиболее интенсивно проявились в пограничных частях Селенгино-Удинской структурно-формационной зоны: в пределах краевого Селенгино-Витимского структурного шва находятся сооружения Хамар-Дабанской вулканической зоны, а Тугнуйский разлом, разделяющий два антиклинория каледонид, предопределяет образование одноименной вулканической зоны.

В Верхне-Хилокском вулканогене, охватывающем почти всю Хилокскую геантиклинальную зону и частично Удино-Витимскую геосинклиналь, наиболее интенсивная вулканическая деятельность приурочена к древним геантиклинальным сооружениям. В пределах Хилокской геантиклинали концентри-

руется основная масса мезозойских вулканогенных образований. Крупные вулканические поля здесь также тяготеют к пограничным разломам — Кудун-Кондинскому и Хилокскому. В северной части этого вулканогена, наследующей геосинклинальную зону каледонид, вулканические процессы концентрировались по обрамлению Еравнинского геосинклинального прогиба и во внутренних поднятиях.

Анализ размещения мезозойских вулканических сооружений Приаргунского вулканогена показывает, что процессы вулканизма были наиболее интенсивными в пределах Урулюнгуйской и Урюмкано-Уровской структурно-формационных подзон, характеризующихся ранней консолидацией и устойчивой тенденцией к воздыманию в домезозойское и раннемезозойское время. На их территории или в зоне их сопряжения с областью Центрального раннемезозойского прогиба (Борзинский и Газимурский блоки) возникли наиболее крупные вулканические постройки [60]. Газимурская и Борзинская геосинклинальные подзоны герцинид характеризовались относительно слабым проявлением позднемезозойского вулканизма, а последняя практически лишена вулканических построек. В этих подзонах наиболее развиты средне-верхнеюрские гипабиссальные интрузивные комплексы.

В Даурском вулканогене распределение вулканических построек относительно домезозойских структурных элементов также подчинено определенным закономерностям. Наиболее интенсивная вулканическая деятельность характерна для Даурской геоантиклинали, которая отличалась устойчивой тенденцией к воздыманию в позднепалеозойское время. Лишь на отдельных участках здесь установлены верхнепалеозойские и нижнемезозойские осадочные породы. Примечательно, что в южной части площади, где такие осадки наиболее распространены, процессы вулканизма проявились ограниченно. В этом вулканогене основная масса продуктов вулканизма сосредоточена вблизи и в зоне Онон-Туринского структурного шва, разделяющего Хэнтэй-Даурскую и Агинско-Боршовочную структурно-формационные зоны.

Таким образом, практически везде наблюдается приуроченность интенсивной вулканической деятельности к тем блокам земной коры, которые представляют собой наиболее жесткие геоантиклинальные сооружения. Они характеризуются устойчивой тенденцией к воздыманию на заключительных стадиях развития соответствующих по возрасту складчатых областей или на протяжении всей домезозойской истории геологического развития (см. табл. I). Эти жесткие блоки были, очевидно, наиболее благоприятными для формирования зон региональной трещиноватости и подъема глубинного магматического материала на поверхность. Исключение составляет Малхано-Нерчинское краевое поднятие, являвшееся своеобразным тектоническим валом на границе каледонид с герцинидами и ранними протерозоидами. Это поднятие, определившее уже в раннем протерозое, представляло собой устойчивое (малокинематическое, по терминологии В.А.Амантова) сооружение, для которого характерны процессы гранитизации. Оно как бы обрамляет с юго-востока Верхне-Хилокский вулканоген, а с северо-запада и севера Шилка-Нерчинское звено Селенгино-Олёкминского вулканического пояса.

Особенно важную роль в распределении продуктов вулканизма играли границы геоантиклинальных и геосинклинальных структур фундамента, кото-

рые, как указывают И.В.Луцицкий и В.В.Белуосов, являются зонами повышенной проницаемости земной коры и концентрации явлений магматизма. Кроме продольных разломов, разделяющих структурно-формационные зоны и подзоны фундамента, вулканическую деятельность контролировали северо-западные, близмеридиональные и близширотные разломы, такие, как Еравна-Агинский, Витим-Аргунский, Уровско-Джалирский и др., на что обращалось внимание при характеристике отдельных вулканогенов. Примечательно, что в большинстве случаев они являются "сквозными" структурами, пересекающими несколько вулканических систем и существенно влияющими на их внутреннее строение, что хорошо видно на вулcano-тектонической схеме Забайкалья (см. рис.10).

Вулканогены Забайкалья характеризуются вполне определенным положением среди мезозойских структурных элементов этого региона. Последние представлены мегасводами и мегадепрессиями, в пределах которых выделяются сводовые и депрессионные структуры второго порядка (см. рис.2,3). Даурский вулканоген занимает в основном юго-восточное крыло одноименного свода. К этому крылу, а также к области сочленения свода с Агинской мегадепрессией приурочено большинство вулканических построек, в том числе наиболее крупные из них, характеризующиеся длительной историей развития. В приосевой части свода установлены отдельные разобщенные вулcano-тектонические структуры преимущественно вулcano-интрузивного типа и интрузивные массивы. Депрессионные постройки, отличающиеся преобладанием вулканических пород, появляются в осевой части свода лишь на севере территории, где происходит погружение его оси. Эта своеобразная перемилька, отделяющая Даурский свод от Станового, обусловлена серией разломов, входящих в Еравна-Агинскую зону. Вдоль этой зоны разломов локализуются прогибы, наложенные на своды.

Сходно также структурное положение Шилка-Нерчинского вулканогена, который занимает юго-восточное крыло Станового свода, граничащего с Пришилкинской депрессией. Наиболее крупные вулканические поля тяготеют к подножию свода. Здесь они входят в состав вулcano-седиментационных впадин и контролируются поперечными прогибами (депрессиями второго порядка), которые формировались в зонах Витим-Аргунского, Нерзаводско-Сретенского и других разломов. В осевой части свода преобладают гиабиссальные интрузивные фации. Встречающиеся здесь вулканические постройки относятся к линейным грабенообразным структурам. Они приурочены к узким депрессионным зонам второго порядка.

Таким же закономерностям подчиняется распределение продуктов вулканизма в Приаргунском вулканогене. Основными структурными элементами этой вулканической системы являются Восточно-Забайкальский свод и Приаргунская мегадепрессия, сформированные в позднеюрское время. Строение мегадепрессии осложняется локальными сводами, — очевидно, реликтами крупного Приаргунского поднятия, существовавшего в ранне-среднеюрское время (обрамление Центрального раннемезозойского прогиба Восточного Забайкалья). В этом вулканогене наиболее насыщенной вулканическими постройками оказалась область сочленения мегасвода и мегадепрессии. В пределах Восточно-Забайкальского свода развивались лишь отдельные депрессионные вулканические постройки, контролировавшиеся зонами поперечного

Балейско-Алгачинского и продольного Газимурского разломов. В то же время здесь относительно широко распространены гипабиссальные интрузивные комплексы верхнего мезозоя. В пределах мегадепрессии вулканические поля разделены Аргунским, Кличкинским, Мало-Куладжинским, Кутомаровским и другими поднятиями. На их склонах, реже в осевых частях развиваются лишь отдельные сравнительно небольшие постройки центрального типа (например, Куйтунский вулcano-плутон), которые отчетливо контролируются поперечными зонами разломов.

Приуроченность изверженных пород Восточного Забайкалья к отрицательным элементам тектонической структуры отмечалась И.В.Луцицким, который писал, что "именно в прогибах следует ожидать появления трещин открытых и расширяющихся с глубиной..." [36, с.80].

Несколько иными являются структурные позиции Селенгинского и Верхне-Хилокского вулканогенов. Они определяются приуроченностью этих систем к Селенгино-Витимской мегадепрессии, которая заложилась на южном крыле Байкальского свода уже в раннем мезозое, а возможно, в позднепалеозойское время. Эта территория, вступившая в стадию сводово-глыбового развития раньше остальной части Забайкалья, к началу мезозойской вулканической деятельности уже была, вероятно, расчленена на ряд более мелких депрессионных и сводовых структур. На границе ранне- и среднемезозойских вулканических циклов происходила частичная инверсия триасово-раннеюрских вулканогенных прогибов, что еще более усложняет строение этой территории. На распределение вулканических полей здесь также влияли поперечные прогибы, связанные с северо-западными разломами (было показано на примере Верхне-Хилокского вулканогена).

Таким образом, в распределении продуктов вулканизма относительно региональных мезозойских структур Забайкалья достаточно отчетливо устанавливаются две особенности: приуроченность к участкам перехода мегасводов в мегадепрессию и контроль поперечными или продольными наложенными прогибами, которые связаны с перемещениями по региональным разломам. Показательна в этом отношении роль Еравна-Агинского и Витим-Аргунского разломов, контролировавших формирование прогибов уже на ранних стадиях активизации. Так, с первым из них в раннемезозойское время связано формирование Западно-Агинского терригенного прогиба и вулканическая деятельность триаса-ранней юры в пределах Верхне-Хилокского вулканогена (см. рис.10).

Участки сочленения мегасводов и мегадепрессий характеризовались наиболее интенсивным изгибом региональных структур и являлись, естественно, зонами трещиноватости и высокой проницаемости земной коры. В их пределах создавались, очевидно, условия растяжения, благоприятные для проявления вулканизма. В осевых частях сводов такие условия возникали сравнительно редко, здесь преобладают гипабиссальные интрузивные фации магматических пород. По данным Г.И.Менакера (для Даурии и Приаргунья), объем юрских интрузивных образований в мегасводах в 10 раз больше, чем в мегадепрессиях. В то же время в пределах последних сосредоточено более 60% общего объема эффузивных пород. Устанавливается также, что эти зоны повышенной проницаемости почти всегда совпадают с границами геоантиклиналь-

ных и геосинклинальных структурно-формационных зон каледонид или герцинид, т.е. являются унаследованными. Рассматривая особенности внутреннего строения и развития сводово-глыбовых областей, В.В.Белюсов [5] отмечает, что по мере развития поднятий и прогибов на границах между ними формируются разломы типа взрезов. Они характеризуются большой глубиной и являются каналами для тепловых потоков и магматических масс. Очевидно, к подобным взрезам и могут быть отнесены долгоживущие глубинные разломы, разграничивающие мегасводы и мегадепрессии Забайкалья.

Приуроченность вулканических полей к участкам коллообразных изгибов растущих сводов (в плане и разрезе) и связь их с наложенными поперечными прогибами устанавливаются во многих областях континентального вулканизма. По мнению И.В.Луцицкого, такие структурные условия являются определяющими для размещения продуктов вулканизма в пределах Рейнского, Восточно-Африканского, Нубийско-Аравийского и других сводовых поднятий. Характерны они и для кайнозойского вулканизма, связанного с Байкальской рифтовой зоной [37].

Структурными условиями во многих случаях определяется формирование тех или иных морфогенетических типов позднемезозойских вулканотектонических структур Забайкалья, о чем уже упоминалось при их рассмотрении. Так, положительные магматогенные структурные формы, как правило, тяготеют к осевым частям сводов, а отрицательные (магматогенные и седиментогенные) — к их пониженным участкам и мегадепрессиям. Исключения из этого правила обусловлены влиянием сводовых и депрессионных структур второго порядка (наличие локальных депрессий в мегасводах и отдельных сводовых поднятий в пределах мегадепрессий). Такая структурная приуроченность вулканогенных построек может свидетельствовать о том, что при их образовании на сводах господствовали условия постоянного высокого давления магматических очагов, а в депрессионных зонах их деятельность носила пульсационный характер. В мегадепрессиях преобладали условия растяжения, способствовавшие проникновению магматических масс на поверхность.

#### **О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ И ЭНДОГЕННОМ ТЕКТОНИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СИСТЕМ**

Изложенные материалы по тектонике и вулканизму Забайкалья позволяют рассмотреть некоторые особенности эндогенного режима вулканических систем этого региона на этапе тектоно-магматической активизации. Под эндогенным (геотектоническим) режимом В.В.Белюсов понимает закономерные сочетания магматических, тектонических и метаморфических процессов, свойственные определенным типам развития материков [5]. Этим исследователем проанализированы главные особенности эндогенных режимов геосинклинального, платформенного, орогенного и других классов и, таким образом, заложены основы изучения глубинных процессов формирования тектоносферы основных геоструктурных областей Земли. Дальнейшее развитие изучения об эндогенных тектонических режимах должно идти по пути исследования режимов более локальных (конкретных) структурных областей, что позволит в конечном счете связать закономерности глубинного строения и развития геоструктурных элементов с их металлогеническими особенностями.

Прежде всего следует определить те характеристики, по которым целесообразно рассматривать эндогенный тектонический режим вулканических систем. В общих чертах они были намечены В.В.Белюсовым. Это характер и степень проницаемости земной коры для магмы и ее жидких и газообразных продуктов, характер и степень магматизма, региональный метаморфизм и гранитизация, степень контрастности глыбово-волновых колебательных движений, соотношения между поднятиями и опусканиями, характер дислокаций.

С учетом этих характеристик, а также специфики строения и развития рассматриваемых структурных элементов, входящих в состав областей тектоно-магматической активизации, эндогенный тектонический режим вулканических систем могут определять следующие особенности:

- 1) состав и строение земной коры (поверхностного слоя, глубоких горизонтов);
- 2) тектонические движения (соотношения между поднятиями и опусканиями, степень контрастности);
- 3) тектонические дислокации (их типы, характер распределения, степень дислоцированности);
- 4) магматизм (степень магматизма, характер магматизма, характер вулканизма);
- 5) проницаемость земной коры (характер теплового поля и термодинамика, степень проницаемости, характер проницаемости).

Таким образом, учитываются состояние того субстрата, в котором происходит развитие вулканических систем, характер вулканической деятельности и особенности геотермии, поскольку они в значительной мере подчеркивают специфику тектонического режима вулканических систем активизированных областей, развивавшихся в условиях уже сформированной (зрелой) земной коры путем ее взламывания и переработки тепловыми потоками и глубинными магматическими инъекциями.

Изученность глубинного строения вулканических систем Забайкалья позволяет остановиться на некоторых особенностях эндогенного режима этих структур.

Приведенные сведения о строении земной коры (на примере Даурского и Приаргунского вулканогенов) показывают, что для участков наиболее интенсивного вулканизма характерно некоторое приближение верхней границы базальтового слоя к земной поверхности. Наблюдается здесь также и уменьшение общей мощности земной коры (данные Г.И.Менакера и Н.К.Булина), которая является максимальной в пределах мегасводов. Последние отличаются также увеличенной мощностью гранитного слоя. Кроме этих региональных особенностей строения земной коры в пределах вулканических зон и даже отдельных вулкано-тектонических структур устанавливаются резкое увеличение числа границ раздела и локальные нарушения залегания поверхностей Конрада и Мохоровичича, что отмечалось, например, при описании Тулукуевской и Шаманской построек. Для большинства вулканогенов характерно сильно возмущенное аномальное магнитное поле. Это особенно хорошо видно на примере Верхне-Хилокского вулканогена, являющегося одной из наиболее долгоживущих вулканических систем Забайкалья. Этот вулканоген отличается сложными границами сейсмических поверхностей, смещениями (до 5 км) поверхности Мохоровичича и большим числом аномальных границ

раздела на глубинах 50–120 км, которые фиксируются под впадинами этого района (а также в пределах Ингодино-Читинской вулканической зоны).

Сопоставление этих несколько разрозненных данных позволяет заключить, что участкам наиболее интенсивного проявления мезозойского вулканизма свойственны следующие особенности: пониженная мощность земной коры, нарушения ее границы, заметное приближение базальтового слоя к земной поверхности, развитие диорит-метаморфического слоя, уменьшенная общая мощность гранитного слоя, усложнение внутреннего строения земной коры (увеличение количества границ раздела, блоковое строение), большие глубины (до 120 км) аномальных границ раздела. Эти черты строения тектонической сферы несомненно свидетельствуют о принадлежности подобных участков к зонам интенсивной тектонической нарушенности и повышенной проницаемости для тепловых потоков и магматических масс. При этом для разных вулканогенов намечаются некоторые отличия в характере и степени проницаемости. Так, Верхне-Хилокский вулканоген, относящийся к вулканическим системам раннего заложения и длительного развития, на протяжении ранне- и средне-мезозойских вулканических циклов был областью кислого вулканизма, имевшего грандиозные масштабы. Этот вулканизм связан, вероятно, с деятельностью коровых магматических очагов. Лишь в отдельные фазы изливались глубинные базальтоидные магмы. Верхне-Хилокский вулканоген отличается наиболее сложным строением гранитного слоя земной коры.

По-иному представляется развитие вулканизма в пределах Приаргунского вулканогена. Он, как уже указывалось, характеризуется сравнительно коротким периодом проявления вулканизма (средняя юра–нижний мел), большей концентрацией его процессов в пространстве и развитием базальтоидной серии пород. Все это свидетельствует о деятельности как глубинных, так и периферических магматических очагов, проявленной в сочетании крупных вулканических полей с локальными постройками центрального типа.

Таким образом, можно считать, что Верхне-Хилокский вулканоген отличается повышенной проницаемостью земной коры для тепловых потоков и широким развитием процессов переплавления гранитного слоя, формировавших коровые магматические очаги, тогда как в Приаргунском вулканогене проникновение тепловых потоков сочеталось с подъемом глубинных магматических масс (магматическая проницаемость).

На основании анализа распределения продуктов вулканизма можно предположить также, что Верхне-Хилокский вулканоген характеризуется рассеянной проницаемостью (по терминологии В.В.Белоусова). Для него типично большое количество подводящих каналов, заполненных магматическим материалом, большие площади вулканических полей, широкое развитие коагматических интрузивных образований, господство процессов кислого вулканизма. Эти черты особенно отличают центральную и южную части вулканогена (участок пересечения разноориентированных разломов и сопряжения вулканических зон). Приаргунский, Шилка-Нерчинский и Даурский вулканогены можно отнести к системам с сосредоточенной проницаемостью. Для них более типично узловое распределение отдельных вулканических построек, сосредоточенных в линейных зонах разломов.

Представляется, что в течение мезозойского вулканического мегацикла эндогенный режим не оставался постоянным. Так, свойственная раннемезо-

зойскому циклу рассеянная проницаемость (Верхне-Хилокский вулканоген) в среднемезозойское время сменилась сосредоточенной проницаемостью (Приаргунский, Даурский и другие вулканогены). А в позднемезозойское время разница в эндогенном режиме практически сглаживается – излияния базальтовой магмы, установленные во всех вулканогенах Забайкалья, связаны с глубокопроникающими разломами. Источник этой магмы находился в верхней мантии (80–120 км от поверхности), о чем свидетельствуют приведенные геофизические материалы.

С характером эндогенного режима и особенностями его эволюции в ходе вулканического процесса тесно связан состав вулканогенных формаций. Забайкалье, являющееся, как известно, классической страной гранитов, отличается господством производных кислой магмы. Эта особенность, прослеживаемая на протяжении всей геологической истории Забайкалья, позволила И.В.Луцицкому [37] отнести описываемый регион к областям перманентного развития вулканизма, таким, как Урал, отличающийся господством габброидов и гипербазитов, или Сибирская платформа с ее трапповым вулканизмом. Действительно главная масса вулканогенных пород Забайкалья может быть отнесена к производным кислой магмы, что особенно характерно для Верхне-Хилокского и Даурского вулканогенов. Однако из приведенного фактического материала видно, что отдельные фазы вулканизма отличались широким развитием базальтов и андезито-базальтов, которые вряд ли можно считать дифференциатами гранитной магмы.

Раннемезозойский цикл, проявившийся в пределах Селенгино-Олёкминского пояса, характеризуется, как уже упоминалось, преимущественным развитием кислого вулканизма. Лишь в ранние фазы этого цикла изливались андезитовые и базальтовые лавы, имевшие, возможно, подкоровое питание. В остальное время господствовала деятельность коровых магматических очагов, поставлявших липаритовую или андезит-липаритовую магму. Вулканизм этого цикла в какой-то мере наследовал вулканическую деятельность доактивизационных этапов развития. Он проявлялся в условиях своеобразного разогрева верхних горизонтов земной коры.

Среднемезозойский вулканизм, охвативший все Забайкалье, начался после некоторой структурной перестройки и инверсии терригенных и вулканогенных прогибов триаса–ранней юры. Во многих вулканических постройках он имел гомодромный характер. Начался вулканизм с излияния базальтовых и андезитовых лав, имевших, вероятно, глубинное происхождение, и закончился кислым вулканизмом, связанным с деятельностью коровых магматических очагов. При этом в наиболее долгоживущих постройках центрального типа устанавливается неоднократная смена основного вулканизма кислым при нарастании роли последнего. На петрохимических диаграммах пород трахибазальт-трахилипаритовой и базальт-липаритовой формаций (см. рис.8) видно, что фигуративные точки обеих серий образуют разобщенные ореолы, которые можно считать признаками различных магматических источников. Гомодромный характер вулканизма нарушается в пределах наиболее сложных сооружений типа палеокальдер или вулкано-тектонических впадин, где после этапа кальдерообразования вновь происходили излияния глубинной магмы, имевшие, впрочем, незначительные масштабы (Тулукуевская палеокальдера), что, по А.Ф.Белосову [3], связано с миграцией теплового фронта. В ряде случаев

наблюдается прямая унаследованность раннемезозойских вулканических центров среднемеозойскими. Об этом свидетельствует, например, история формирования Алентуйской палеокальдеры. Такая унаследованность особенно характерна для Верхне-Хилокского вулканогена. На этих участках вновь превалировал кислый вулканизм.

Таким образом, среднемеозойский вулканизм связан с деятельностью глубинных и коровых магматических очагов, чем и обусловлен состав вулканогенных формаций этого цикла.

Базальтоиды позднемеозойского цикла имеют глубинный подкоровый источник. Лавы их изливались в условиях сосредоточенной магматической проницаемости земной коры, связанной с глыбовыми перемещениями вдоль разломов и грабенообразованием.

Однако состав вулканогенных формаций обусловлен не только эволюцией вулканической деятельности и глубиной образования питающих очагов. Он связан также с индивидуальными особенностями состава земной коры вулканогенов и их частей. Это положение можно проиллюстрировать материалами, полученными Г.И.Менакером [44] для территории Шилка-Аргунского междуречья, включающей Приаргунский вулканоген, Ундино-Шилкинскую зону и прилегающие к ним с запада районы. По данным этого исследователя, здесь выделяются блоки фемического профиля с мощностью гранитно-осадочного слоя 0—1 км и блоки сиалического профиля, отвечающие мощности этого слоя 1—7 км. К блокам фемического профиля, соответствующим мегадепрессиям и депрессиям более высоких порядков, приурочено 84% объема юрских эффузивов (среднемеозойский вулканический цикл), из них андезитов 78%, дацитов 6%, липаритов 16%. В этих же блоках преобладают интрузивные и субвулканические образования гранодиоритового и диоритового состава.

В блоках сиалического профиля, отвечающих мегасводам и более мелким сводовым структурам, наиболее широко развиты плутонические и вулканоплутонические образования кислого ряда. Приведенные данные показывают, что состав верхних слоев земной коры Забайкалья существенно влияет на состав выплавляющихся в процессе анатексиса магм и формирующихся из периферических очагов вулканогенных формаций.

С особенностями строения тектоносферы Забайкалья и процессами, происходившими в ней в мезозойское время, тесно связан вопрос о типах тектонических дислокаций, свойственных этому региону на этапе тектоно-магматической активизации. Ю.А.Косыгин [33] выделяет три типа дислокаций слоистой структуры земли: дизъюнктивные, пликативные и инъективные. Два первых типа широко известны в геологии и являются общепринятыми. Выделение третьего типа дислокаций еще вызывает дискуссии, хотя уже предпринимаются попытки детально изучать и систематизировать инъективные структурные формы [62]. Эти дислокации Ю.А.Косыгин связывает с внедрением или проникновением вещества одного слоя в пространство, занимаемое другим слоем (слоями), и выделяет среди них магматические и амагматические инъекции. К первым относятся интрузивные и эффузивные тела (штоки, лакколиты, дайки, вулканические постройки, силлы), ко вторым — диапировые складки, соляные купола и массивы [34].

Представляется, что мезозойский этап геологического развития Забайкалья характеризуется сочетанием инъективных и дизъюнктивных дислокаций

в их региональном и локальном выражении. Процессы воздействия мантии на земную кору сказывались здесь не только в развитии крупных сводовых и депрессионных структур, которые также связаны с короблением земной коры под влиянием внедрения глубинных масс. Для этой территории, как уже отмечалось, характерны гранито-гнейсовые купола, осложняющие строение мезозойского фундамента. Их формирование можно объяснить процессами гранитизации и образованием гранитных диапиров, являющихся инъективными структурными формами. К этому же типу структурных форм, но связанных уже с внедрением магмы и излиянием ее на поверхность, относятся описанные позднемезозойские вулканогенные структуры — вулканические постройки, гипабиссальные интрузивные тела и компенсационные впадины. Эти группы структурных форм развивались синхронно: в пределах вулканогенов формировались главным образом вулканические постройки и интрузивные массивы, а по их периферии, в породах обрамления (и частично фундамента) продолжали расти гранитные и гранито-гнейсовые купола. Различие в проявлении этих групп структурных форм можно объяснить разной степенью проницаемости земной коры. Действительно, в пределах вулканогенов были широко проявлены разрывные нарушения, предопределившие проникновение магматических масс и явления вулканизма, тогда как в их обрамлении господствовали процессы метаморфизма и гранитизации.

Таким образом, характерными особенностями эндогенного режима Забайкалья в период мезозойской тектоно-магматической активизации являются: высокая проницаемость земной коры (рассеянная или сосредоточенная в пределах разных структур и в разные стадии развития региона), господство процессов вулканизма над плутонизмом, развитие явлений анатексиса и гранитизации в отдельных структурно-формационных зонах, преобладание поднятий над опусканиями при довольно слабой контрастности тектонических движений сводово-глыбового характера, развитие дизъюнктивных и инъективных типов дислокаций.

**ВОПРОСЫ РУДОНОСНОСТИ  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ СИСТЕМ  
И ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР**

Проблема связи гидротермального оруденения с вулканизмом сложна и многообразна. Наиболее важными аспектами ее являются, как известно, металлогеническая специализация вулканогенных комплексов и структурные условия формирования и локализации месторождений полезных ископаемых. Мы коснемся лишь вопросов последней группы, с тем чтобы обратить внимание на важную рудоконтролирующую роль различных вулканических сооружений Забайкалья. Вулканические пояса этого региона характеризуются широким комплексом эндогенных рудных месторождений, связанных с мезозойской металлогенической эпохой. Здесь известны высокотемпературные месторождения вольфрама, молибдена и олова, среднетемпературное полиметаллическое оруденение, а также низкотемпературная флюоритовая, сурьмяная и другая минерализация.

Как уже неоднократно упоминалось, мезозойские вулканические системы Забайкальской активизированной области характеризуются сложным внутренним строением. Магматические комплексы в их пределах формировались как в результате излияния глубинного материала на поверхность, так и путем его внедрения. Эффузивные, субвулканические и интрузивные коагматы разобщены в пространстве или залегают в непосредственной близости. При этом на современном эрозионном срезе значительно распространены субвулканические и интрузивные образования. Совместно с вулканическими постройками развивались терригенные впадины, которые во многих случаях имели компенсационный характер. Широко развита сеть разноориентированных, часто пересекающихся разломов, в том числе глубокого заложения. Таким образом, к началу главного этапа рудообразования, охватившего конец юры — раннемеловое время, в вулканических системах Забайкалья существовала гетерогенная геологическая среда. Естественно, что мощные гидротермальные процессы, явившиеся закономерным завершением не менее грандиозной вулканической деятельности, развивались в самых разнообразных геолого-структурных условиях. Рудоносные флюиды наследовали пути движения магматических масс и были связаны с полифазальными магматическими комплексами единством глубинных очагов, что показано в работах С.И.Набоко [45, 21], Н.П.Лаверова, В.Н.Левина, А.Е.Толкунова и др. [47] и других исследователей на примере молодых и древних вулканических областей.

В вулканических поясах, характеризующихся отсутствием сплошного плаща вулканогенных образований, гидротермальные системы могли развиваться в пределах и вблизи разобленных в пространстве древних вулканов,

массивов субвулканических и гипабиссальных интрузий, а также в седиментационных впадинах, что и наблюдается в Забайкальской вулканической области. Показательно, что в интрузивных массивах и седиментационных впадинах этого региона, а также в породах домезозойского фундамента были широко проявлены эксплозивные процессы и явления криптовулканизма, которые привели к образованию брекчиевых трубчатых тел, вмещающих разнообразную рудную минерализацию. В ряде случаев вулканические постройки, гипабиссальные интрузивы и седиментационные впадины формировались в непосредственной близости, будучи связанными структурно и генетически. Рудные узлы в таких участках охватывают самые разнообразные мезозойские структуры, что наблюдается на Шерловогорском и других рудных полях. Поэтому при изучении металлогении подобных вулканических поясов необходимо учитывать не только оруденение, локализующееся в вулканических полях, но и другие геолого-структурные группы гидротермальных месторождений, что позволяет увидеть общую картину размещения рудной минерализации в исследуемых вулканических системах и установить ее связь с различными вулканогенными формациями. Такой подход для Забайкалья наметился в работах П.М.Хренова и Ю.В.Комарова с соавторами [19], Ю.В.Казицына, В.С.Кормилицына и А.Д.Шеглова с соавторами [42] и других исследователей.

#### **О СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЯХ ЛОКАЛИЗАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СИСТЕМ**

Наиболее важное значение в Забайкалье, как известно, имеют месторождения олова, свинца, цинка, молибдена, вольфрама, флюорита и другой гидротермальной минерализации. Вопросы региональной металлогении этой крупнейшей рудной провинции нашли отражение в трудах С.С.Смирнова [61], Ю.А.Билибина [10], Д.И.Горжевского и Н.А.Фогельман [22], А.Д.Шеглова [72], А.А.Якжина [76], Ф.И.Вольфсона и А.В.Дружинина [16], В.С.Кормилицына [31], Г.Л.Падалки, П.М.Хренова, Г.И.Князева и многих других исследователей. Эти вопросы, далеко выходящие за рамки данной работы, здесь детально не рассматриваются. В настоящем разделе мы остановимся в основном на распределении гидротермального оруденения относительно выделенных и описанных вулканических систем Забайкалья, учитывая уже выявленные закономерности.

Установлено, что для Селенгино-Олёкминского пояса характерны месторождения флюорита, молибдена, вольфрама, а также полиметаллов и некоторые другие. В Монголо-Забайкальском поясе наиболее распространены месторождения олова, вольфрама, свинца, цинка, флюорита и молибдена. Таким образом, перечень полезных ископаемых оказывается сходным. Более существенны различия между отдельными звеньями этих вулканических поясов, а также входящими в их состав вулканическими зонами, что хорошо видно на примере наиболее "рудонасыщенных" и хорошо изученных вулканических систем Забайкалья.

В Приаргунском вулканогене широко развиты месторождения свинца, цинка и флюорита, меньше распространены молибденовая, оловянно-вольфрамовая и другая рудная минерализация (см. рис.15). Месторождения свинца и

цинка преобладают в центральной и восточной частях территории, где они образуют ряд известных рудных узлов (Ильдиканский, Кадаинско-Покровский, Нерчинскозаводской, Кличкинский, Алгачинский, Газимурозаводской и др.). Молибденовое оруденение обособляется главным образом вдоль северо-западной окраины вулканогена, в верховьях Унды и Газимура (Шахтаминский рудный узел). Месторождения и рудопроявления флюорита распространены широко. Они локализируются в южной части территории (Абагайтуйская группа), в центральной части (Солонечное) и на севере (Мотогорская группа).

Устанавливается парагенетическая и структурная связь гидротермально-го оруденения Приаргунья с гипабиссальными, субвулканическими и эффузивными фациями магматических пород. Так, свинцово-цинковая минерализация ассоциирует с субвулканическими образованиями нерчинскозаводского комплекса среднего-кислого состава и с базальт-андезит-дацитовая формацией. Молибденовое оруденение связано с гранодиорит-гранитовой и базальт-липаритовой формациями, оловянно-вольфрамовое — с гранит-лейкогранитовой. Большинство месторождений Приаргунского вулканогена в том или ином сочетании содержат свинцово-цинковую минерализацию, создающую основной металлогенический фон этой вулканической системы.

Структурные позиции рудных месторождений Приаргунья определяются следующими факторами. Наблюдается отчетливая связь оруденения со структурными элементами "довулканогенного" этапа развития региона. Так, большинство рудных узлов со свинцово-цинковой минерализацией приурочено к Урюмкано-Уровскому, в меньшей мере Урулюнгуйскому жестким блокам, характеризовавшимся устойчивой тенденцией к воздыманию. Оловянно-вольфрамовое и молибденовое оруденение тяготеет к области Центрального раннемезозойского прогиба, развивавшегося в пределах Борзинского, частично Газимурского блоков домезозойского фундамента. Флюоритовые месторождения концентрируются в основном в пределах Урулюнгуйского блока ранней консолидации, а также в Урюмкано-Уровском блоке. Такое распределение оруденения "нарушается" разломами, игравшими весьма важную рудоконтролирующую роль.

Структурными элементами мезозойского возраста, развивавшимися синхронно с процессами вулканизма, являются сводовые и депрессионные сооружения. Металлогенические особенности этих структурных элементов Забайкалья изучали И.Н.Томсон [64], Г.И.Менакер [44], Н.А.Фогельман, Р.М.Константинов и многие другие исследователи. Выявлено, что оловянно-вольфрамовое и молибденовое оруденение приурочено к осевой части Восточно-Забайкальского свода, свинцово-цинковая и флюоритовая минерализация формировалась преимущественно на территории Приаргунской мегадепрессии. Для первой из этих областей, характеризующейся сиалическим типом оруденения, свойственно развитие плутонических, реже вулкано-плутонических серий пород мезозоя, вторая отличается преобладанием вулкано-плутонических и вулканических образований и "фемического" типом оруденения.

Рассматривая рудоносность вулканических систем, следует отметить, что в Приаргунском вулканогене большинство месторождений локализовалось в зонах крупных разломов, контролировавших вулканическую деятельность, т.е. в выделенных вулканических зонах. При этом каждая из зон (или подзон) имеет определенный металлогенический фон (см. рис.15).

Турга-Борзинская вулканическая зона отличается преобладанием оловянно-вольфрамового оруденения, локализующегося в Торей-Кукульбейской подзоне, в которой развиты серии плутонических пород. Массивы их прослеживаются на всем протяжении подзоны с юго-запада на северо-восток. На северо-восточном фланге подзоны преобладает молибденовая минерализация.

В пределах Газимуро-Урюмканской зоны широко распространены гипабиссальные, субвулканические верхнемезозойские породы, а также эффузивно-пирокластические образования, слагающие отдельные вулканические постройки (Онон-Борзинская, Газимурская, Будюмканская, Верхне- и Нижне-Урюмканская и др.). Здесь преобладает полиметаллическое оруденение, лишь в Верхне-Борзинской подзоне наряду со свинцово-цинковой встречается молибденовая минерализация. В отдельных участках Газимуро-Урюмканской зоны выявлены месторождения флюорита, а также оловянно-вольфрамовое оруденение (Газимурская подзона).

В Урулюнгуйско-Уровской зоне развиты эффузивно-пирокластические и субвулканические образования верхнего мезозоя. Первые слагают крупные (Урово-Мотогорская) или более мелкие (Мулинская, Кличкинская) структуры. Поля субвулканических образований встречаются как вблизи указанных построек, так и в некотором удалении от них. В этой вулканической зоне проявлено полиметаллическое оруденение, особенно на юго-западном фланге (Кличкинский, Савва-Борзинский, Донинский рудные узлы).

В Урулюнгуйско-Аргунской зоне также широко распространены эффузивно-пирокластические и субвулканические образования верхнеюрско-нижнемелового возраста. Последние наиболее характерны для Северо-Аргунской подзоны. Здесь же локализуется связанное с ними парагенетически свинцово-цинковое оруденение (Кадаинско-Покровский, Нерчинскозаводской и другие рудные узлы). Для Урулюнгуйской и Южно-Аргунской подзон типичны месторождения флюорита. Флюоритовое оруденение установлено также на северо-восточном замыкании рассматриваемой зоны.

Структурные условия формирования рудных узлов в пределах вулканических зон предопределяются в основном участками пересечений, разветвлений или изгибов разломов. При этом главная роль в рудоконтроле принадлежит, как известно, и продольным, и поперечным, в частности, северо-западным, близширотным и близмеридиональным разломам. Вдоль этих разломов оруденение иногда может локализоваться не только в пределах зон, но и между ними, в своеобразных структурных перемычках. Таково, например, положение Алгачинского рудного узла, контролируемого Балейско-Алгачинским разломом.

Известна и еще одна особенность локализации эндогенного оруденения, обусловленная, очевидно, горизонтальной зональностью в распределении магматических образований внутри вулканических зон. Наиболее низкотемпературная минерализация отмечается в центральных частях зон, где широко проявлены эффузивно-пирокластические и терригенные образования, связанные с процессами формирования депрессионных вулканических построек. Среднетемпературное (свинцово-цинковое) оруденение, тяготеющее к субвулканическим комплексам, формируется в большинстве случаев в породах фундамента по периферии вулканических зон или в их центральных поднятых участках (Кадаинско-Покровский, Донинский, Ильди́канский рудные узлы).

В Даурском вулканогене широко распространено оловянно-вольфрамовое оруденение. Встречаются свинцово-цинковая, молибденовая, флюоритовая и другая гидротермальная минерализация. Месторождения олова и вольфрама известны в центральной и южной частях территории; последняя вообще отличается насыщенностью проявлениями рудной минерализации.

Наиболее известными рудными узлами района являются Верхне-Ингодинский, Сохондинский, Хапчерангинский, Дульдургинский и др. В двух первых рудных узлах преобладает оловянная минерализация, в остальных вместе с оловом присутствуют свинец, цинк, флюорит и другие полезные компоненты.

Оловянное и флюоритовое оруденение пространственно связано с плутоническими сериями пород, в частности с гранитовой формацией (харалгинский комплекс). Редкие в районе полиметаллические месторождения (Хапчерангинское, Курултыкёнокское) ассоциируют с субвулканическим комплексом пород, представленным дайками и штоками среднего и кислого состава.

Намечаются определенные закономерности в распределении рудной минерализации Даурского вулканогена относительно его домезозойских и мезозойских структурных элементов. Так, наблюдается приуроченность проявлений олова и вольфрама к Киркунской и Менза-Шумиловской геосинклинальной структурно-формационным подзонам герцинид. В пределах Даурской геосинклинальной подзоны вместе с оловянно-вольфрамовой минерализацией локализуется полиметаллическое, молибденовое и флюоритовое оруденение, т.е. наряду с высокотемпературными широко проявляются средне- и низкотемпературные процессы рудообразования.

Для осевой части Даурского сводового поднятия характерно оловянно-вольфрамовое оруденение, а на его восточных склонах и особенно вблизи подножия появляется свинцово-цинковая, молибденовая, флюоритовая и другая средне-низкотемпературная минерализация.

Так же как и в Приаргунском вулканогене, здесь проявляется определенная металлогеническая специализация выделенных вулканических зон и подзон. Ингода-Оленгуйская зона наиболее рудоносна в юго-западной части (Верхне-Ингодинская подзона), где широко развиты интрузивные и субвулканические породы верхнего мезозоя. В этой части встречается главным образом оловянное оруденение (Сохондинский рудный узел).

Наиболее разнообразно оруденение Онон-Туринской вулканической зоны, где распространены самые различные магматические формации верхнего мезозоя, в том числе гранит-лейкогранитовая, трахилипаритовая и базальт-липаритовая, сопровождающиеся субвулканическими дайковыми образованиями. В южной части зоны в пространственной связи с интрузивными и субвулканическими сериями развито оловянно-вольфрамовое оруденение; встречается свинцово-цинковая и другая рудная минерализация. На ее северном фланге, сложенном преимущественно вулканическими и субвулканическими образованиями, наблюдается в основном средне-низкотемпературное оруденение (флюоритовая, молибденитовая и другая минерализация).

Распределение гидротермального оруденения Даурской вулканической системы четко выраженное узловое, контролируется оно разломами северо-восточного, северо-западного и близширотного направления (см. рис.14). В связи с широким развитием поперечных разломов, оказывавших влияние на размещение магматических и рудных формаций, здесь еще больше, чем в

Приаргунье, нарушается линейное распределение продуктов вулканической и гидротермальной деятельности.

Шилка-Нерчинский вулканоген, являющийся одним из наиболее известных рудных районов Забайкалья, насыщен гидротермальным оруденением. Здесь широко развито молибденовое оруденение, а также флюорит и другая эндогенная минерализация. Гидротермальные месторождения локализуются в пределах рудных узлов — Усуглинского, Могочинского, Жирекенского и др. Установлены молибденит-кварцевая и сульфидно-кварцевая рудные формации. Гидротермальное оруденение тесно ассоциирует с породами гранодиорит-гранитовой и базальт-липаритовой формаций. Концентрируется оно, так же как и в Приаргунском вулканогене, в пределах отдельных вулканических зон. Так, в Нерчинской зоне развита флюоритовая минерализация, наиболее широко проявленная в ее юго-западной части (Усуглинский узел). В Зюльзя-Олёкминской зоне наряду с флюоритом распространен молибден. В Могочинской и Олово-Ундургинской вулканических зонах известна молибденовая и другая рудная минерализация.

Селенгинский вулканоген также является рудоносной вулканической системой Забайкалья. Здесь имеются месторождения флюорита, молибдена и вольфрама. А.Д.Щегловым выделено несколько зон минерализации [72]. Эпитермальное оруденение тоже тяготеет к вулканическим зонам этого района. Так, Хамар-Дабанская и Тугнуйская зоны содержат флюоритовую минерализацию, особенно обильную в первой из них. Она концентрируется в обрамлении Северо-Боргойской (Малохамардабанской) вулканотектонической впадины, сложенной породами трахибазальт-трахилипаритовой формации.

Верхне-Хилокский вулканоген отличается от других вулканических систем менее интенсивным развитием мезозойского гидротермального оруденения. Здесь известны проявления флюоритовой и другой эндогенной минерализации.

Из краткого обзора рудоносности вулканогенов видно, что большинство из них характеризуется высокой насыщенностью рудной минерализацией, которая связана с мощными гидротермальными процессами верхнеюрско-нижнемелового возраста. При этом наблюдается их определенная металлогеническая специализация. В Приаргунском вулканогене, соответствующем в общих чертах полиметаллическому поясу С.С.Смирнова, преобладают месторождения свинца и цинка. Для Даурского вулканогена, входящего в состав редкометального пояса, типична оловянная минерализация, для Шилка-Нерчинского, отвечающего соответствующему рудному поясу, — молибденовое оруденение, для Селенгинского — молибденовое и вольфрамовое. Кроме того, во всех вулканогенах широко распространена флюоритовая минерализация. Верхне-Хилокский вулканоген в целом отличается относительно слабым развитием процессов рудообразования. Сравнивая этот вулканоген с Даурским, Приаргунским и Шилка-Нерчинским, а также принимая во внимание данные по рудоносности вулканических систем других регионов [14], можно отметить, что разнообразные гидротермальные месторождения чаще всего формируются в вулканогенах с узловым распределением продуктов вулканизма. В таких условиях происходит концентрация, а не рассеивание рудной минерализации в пространстве.

Наиболее интенсивным и многообразным рудным процессом характеризуются вулканогены, в которых ареальный вулканизм сочетается с деятельностью крупных полигенных вулканов. Возникают сложные ассоциации вулканических пород с широким проявлением базальтовых, андезитовых и липаритовых серий. Процессы вулканизма многофазны, развитие их часто гомодромное. Все это свидетельствует о больших амплитудах перемещения фронта магмаобразования в коре и верхней мантии, а также о длительном и устойчивом состоянии глубинных и периферических магматических очагов. Последние функционировали главным образом на заключительных этапах. Под их воздействием накапливались слоистые толщи кислых вулканитов, прорванные экстрезивными и субвулканическими телами. Кислый вулканизм является унаследованным: его проявления приурочены к базальт-андезитовым вулканам предшествующих фаз и отражают постепенную смену пород в процессе развития вулканических построек [32, 75].

На площадях развития кислого вулканизма, имевшего автономный характер, обычно отмечается однообразная по составу и нередко весьма бедная рудная минерализация. Происхождение вулканических процессов часто приповерхностное. Такие вулканические системы характеризуются рассеянной проницаемостью тепловых потоков. Магматическая проницаемость имеет подчиненное значение. Лишь в отдельных случаях возникают долгоживущие вулканические центры мантийного питания. Таким образом, наиболее благоприятным для формирования гидротермальных месторождений можно считать эндогенный режим с сочетанием тепловой и магматической проницаемости, когда, очевидно, возникают условия для наиболее полной дифференциации магм, заканчивающейся выделением гидротермальных растворов.

Начекается две группы вулканических зон, различающихся по структурной приуроченности, составу вулканогенных формаций, типам вулканических построек, типам оруденения и процессам рудообразования. К первой группе относятся зоны, развивающиеся главным образом на сводовых структурах мезозойского возраста. Для них характерен сиалический тип земной коры [44], преимущественное распространение вулканогенных пород кислого ряда с преобладанием гиабиссальных и субвулканических образований, развитие плутонических тел, вулканоплутонов и субвулканов. Здесь наиболее типичны месторождения олова, вольфрама, редких земель и молибдена. Рудообразование в основном высокотемпературное; роль низкотемпературных гидротермальных процессов незначительная. Магматическая деятельность связана преимущественно с коровыми очагами (Ингода-Оленгуйская, Торей-Кукульбейская и другие вулканические зоны и подзоны).

Ко второй группе принадлежат вулканические зоны и подзоны, тяготеющие к депрессионным мезозойским структурам. Они отличаются преобладанием фемических блоков земной коры, большим разнообразием вулканических серий пород с широким распространением вулканитов основного и среднего состава и незначительным — гиабиссальных фаций. Среди вулканических построек преобладают отрицательные структуры (вулканотектонические и вулканоседиментационные впадины, палеокальдеры); широко распространены седиментационные впадины. Здесь наиболее типичны проявления полиметаллов, флюорита, мышьяка и некоторых других полезных ископаемых. Процессы рудообразования разнообразны, как правило, средне- и низкотем-

пературные. Во впадинах могло иметь место смещение глубинных флюидов с водами поверхностного происхождения, повлиявшими на ход процесса рудообразования и морфологические особенности рудных тел.

Вулканическая деятельность в зонах второго типа отличалась большой длительностью и многостадийностью и была связана с коровыми и глубинными магматическими очагами, развивавшимися в условиях высокой проницаемости земной коры. Тепловой режим характеризовался длительными периодами оттока энергии, что приводило к преимущественному развитию отрицательных вулканических построек (в отличие от зон первого типа, где преобладают приток энергии и высокое давление магматических очагов). В таких условиях формировались вулканические центры длительного и многофазного проявления вулканизма. К зонам такого типа могут быть отнесены Урулюнгуйско-Аргунская, Олово-Ундургинская, Онон-Туринская и др.

Таким образом, мезозойские гидротермальные системы Забайкалья формировались в двух существенно различных геотектонических обстановках, отличавшихся по строению и составу земной коры и характеру эндогенного режима тектоносферы. Естественными являются и отличия в формах проявления вулканизма, температурном режиме рудообразования, структурных условиях локализации оруденения и минеральном составе рудных тел.

#### **РУДОНОСНОСТЬ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ**

Гидротермальные месторождения, связанные с вулканической деятельностью, локализуются часто в пределах вулканотектонических структур или в непосредственной близости от них. По этой причине вулканические постройки рассматриваются не только как центры (ячейки) магматизма, но и как участки проявления процессов рудообразования.

Рудоконтролирующая роль вулканотектонических структур определяется рядом факторов. Главными из них являются структурный и магматический. В первом случае вулканические постройки выступают как геологические тела, благоприятные для локализации оруденения. Многие из древних вулканических сооружений, особенно зрелые и со сложным внутренним строением, характеризуются гетерогенностью внутреннего строения, обусловленной наличием на сравнительно небольшой площади потоков, покровов, неков, экструзивных тел, горизонтов осадочных пород и туффигов и т.п. Естественно, что в процессе дальнейших тектонических подвижек в них формируется благоприятная для локализации оруденения сеть разноориентированных полого- и крутозалегающих разрывных нарушений. Среди вулканических пород присутствуют как проницаемые (пористые), так и непроницаемые (экранирующие) для рудоносных растворов разности. Осадочные породы или туфы часто содержат большое количество растительных остатков. Эти особенности оказывают благоприятное воздействие при проникновении рудообразующих растворов и отложении рудного вещества. Наконец, эти породы могут обладать повышенной химической активностью, связанной как с их первичным составом, так и с вторичными образованиями, возникшими в связи с фумарольно-сульфатной деятельностью. Условия для рудообразования могут появиться и

вблизи этих построек в связи с сопровождающими их становление разрывными нарушениями.

В качестве магматического фактора рудного контроля вулканотектонические структуры выступают как проявления магм определенного состава, с которыми может быть парагенетически связан свойственный им комплекс месторождений полезных ископаемых. Наконец, определенные типы вулканических построек отражают стадии развития магматических очагов и характер их эволюции. Так, образование зрелых вулканических построек (например, кальдер) свидетельствует о проявлении конечных стадий развития магматических очагов, нередко заканчивающихся выделением гидротермальных рудообразующих растворов.

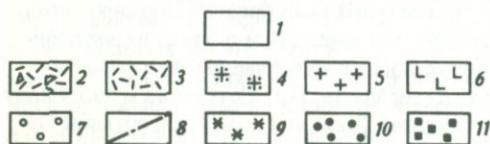
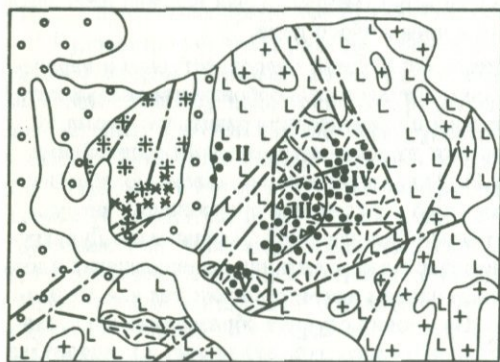
В Забайкалье в процессе многолетних поисковых и разведочных работ установлено, что гидротермальные месторождения локализуются в вулканических постройках или в непосредственной близости от них в зонах обрамляющих и пересекающих разломов. Гидротермальное оруденение различных масштабов известно практически во всех выделенных типах построек, относимых к "собственно вулканическим": в субвулканах и вулканоплутонах, в вулканокструзивных, стратовулканах, вулканотектонических и вулканоседиментационных впадинах. Кроме того, обширная группа месторождений пространственно связана с интрузивными структурными формами; рудоносными являются и седиментационные впадины, завершающие морфогенетический ряд мезозойских наложенных структур. Существуют ли какие-нибудь отличия в особенностях гидротермального оруденения, связанного пространственно с разными типами вулканических построек Забайкалья? Для того чтобы увидеть эти отличия и наметить некоторые тенденции в изменении структурных и генетических черт оруденения, нет необходимости детально описывать здесь многие хорошо известные месторождения Забайкалья, достаточно лишь привести несколько наиболее типичных, на наш взгляд, примеров. При этом для выявления таких тенденций в ряду интрузив – седиментационная впадина необходимо включить в рассмотрение и крайние члены этого ряда.

Обширная группа месторождений Забайкалья пространственно и парагенетически связана со штоками, лакколитами и дайкообразными телами интрузивных пород гранит-лейкогранитовой и гранодиорит-гранитовой формаций, а также с близкими к ним по генезису вулкано-интрузивными постройками (первый и второй типы, см. табл.3). Так, кварц-вольфрамовое, молибденитовое, кварц-касситеритовое, флюоритовое оруденение приурочено к интрузивам, субвулканам и вулканоплутонам (Сохондинский, Джидинский, Дурулгуевский и другие рудные узлы). Штокверковая и жильная минерализация здесь тяготеет к внутренним или краевым частям магматических тел или локализуется в зонах их экзоконтактов. Во многих случаях образование интрузивных тел, вмещающих оруденение, завершалось взрывными и криповулканическими процессами. Возникшие при этом тела брекчий формировались как в мезозойских магматических образованиях, так и в зонах их экзоконтактов. Характерно, что взрывные сооружения (описанные в работах Н.А.Фогельман, Г.И.Туговика, А.И.Кулагашева, В.И.Сотникова и др.) вмещают разнообразную рудную минерализацию. Такие постройки известны в Селенгинской, Даурской, Шилка-Нерчинской и других вулканических системах (Шахтаминское, Илинское, Дарасунское, Балейское и другие рудные поля,

месторождения Булуктуй, Тамир и др.). Например, в пределах Шахтаминского рудного поля после внедрения главного интрузивного тела проявлялись вулканические процессы (тела эксплозивных брекчий), внедрялись многочисленные дайки среднего и кислого состава. Все эти магматические образования в совокупности составляют постройку типа субвулкана, вмещающую многочисленные проявления молибдена. К центрам проявления вулканизма или субвулканическим интрузивам приурочена молибденовая минерализация и на других месторождениях, таких как Жирекен, Бугдая, Давенда [8, 27, 65].

Сложно распределение оруденения в Шерловогорском рудном поле, содержащем как интрузивные, так и экструзивные тела. Здесь установлена грейзеновая (кварц-топазовая, редкометальная) и высоко- и среднетемпературная гидротермальная (касситерит-кварц-полевошпатовая, сульфидно-касситеритовая, кварц-сульфидная) минерализация. Это рудное поле находится в краевой части крупной Тургино-Харанорской депрессии, формировавшейся в средне- и позднемезозойское время. Проявлениями магматизма позднеюрского возраста здесь являются Шерловогорский шток гранит-порфиров и субвулканическое тело кварцевых порфиров, осложненное вулканическим аппаратом, который выполнен эксплозивными брекчиями и ограничен полукольцевой дайкой микрогранит-порфиров (рис.35). В распределении эндогенного оруденения установлена следующая зональность [48]. Грейзеновая минерализация раннего этапа приурочена к апикальной части Шерловогорского штока, кварц-касситеритовое оруденение локализуется в пределах и вблизи вулканического аппарата (штокверк сопки Большой), а кварц-сульфидное, в основном свинцо-

Рис. 35. Схема геологического строения Шерловогорского рудного узла. По материалам В. В. Аристова, В. А. Гущина, Д. О. Онтоева и др.



1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — эксплозивные брекчи кварцевых порфиров; 3 — кварцевые порфиры; 4 — гранит-порфиры; 5 — плагиограниты, граниты; 6 — габбро, диориты, диабазы; 7 — осадочные породы; 8 — разломы; 9—11 — участки развития минерализации: 9 — кварц-топазовой, 10 — кварц-касситеритовой, 11 — сульфидной свинцово-цинковой.

Участки развития минерализации: 1 — Шерловогорский шток, П — Аплитовый отрог, Ш — штокверк сопки Большой, 1У — Восточное рудное поле, У — Кварц-турмалиновый отрог

вое, развито в центральной и восточной частях субвулканического тела кварцевых порфиров (Восточное рудное поле). Оловянно-полиметаллическое оруденение представлено штокверкообразными залежами, залегающими часто согласно с контактами кварцевых порфиров.

Еще С.С.Смирнов указывал на пространственную и структурную близость полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья к телам порфиров и гранодиорит-порфиров, относимых сейчас к субвулканическому комплексу. Эту же связь отмечал Ф.И.Вольфсон [15, 18], рассматривая структурные условия локализации гидротермального оруденения. На основании материалов эксплуатационных и разведочных работ установлено, что месторождения Нерчинскозаводского района, контролируемые дайками и штоками гранодиоритов и гранитов, залегают над более крупными интрузивными телами, в зонах из экзоконтактов [26].

Проявилась гидротермальная деятельность и в вулкано-экструзивных постройках (третий тип). Так, в Бадинской и Гарека-Гуйлонской экструзивно-купольных структурах вдоль зон разломов установлены гематитизация, окварцевание и рудная минерализация средне- и низкотемпературного типа.

Весьма любопытно распределение оруденения, связанного с Алханайским стратовулканом (четвертый тип построек). В пределах самой постройки не установлено значительных проявлений рудной минерализации. Однако в зонах окружающих ее разломов, в частности в Илинской, на пересечении их с радиальными разрывными нарушениями выявлена средне- и низкотемпературная рудная минерализация (см. рис.14). Она локализуется в криптовулканических аппаратах, формировавшихся в заключительные фазы вулканизма [22].

Отрицательные структурные формы во многих случаях также являются рудоносными. Гидротермальные процессы широко развиты в палеокальдерах (пятый тип), внутреннее строение которых часто благоприятно для отложения эндогенного оруденения. Наличие гетерогенной по физико-механическим свойствам толщи вулканогенных пород, включающих экструзивные и дайковые тела, предопределяет образование хорошо развитой сети полого- и крутозалегающих разрывных нарушений и формирование рудных тел. В таких постройках преобладает средне- и низкотемпературное оруденение. Так, флюоритовая минерализация известна в пределах Тулукуевской палеокальдеры [76].

Средне- и низкотемпературное оруденение установлено во многих вулканотектонических и вулканоседиментационных впадинах Забайкалья (шестой и седьмой типы). Свинцово-цинковые месторождения выявлены в пределах Александровскозаводской и Широкинской впадин. Первая из этих построек (рис.36) сложена разнообразными андезитами, дацитами, их туфами (ранняя вулканическая фаза), а также липаритами, их лавобрекчиями и кластолавами (поздняя фаза), образующими купольные тела в южной части впадины. Жильные месторождения свинца и цинка сосредоточены в центральной и восточной частях, где они локализируются в северо-западных и северо-восточных разломах (Газимуро-Воскресенское, Меркурьевское, Яковлевское и другие месторождения). На юго-восточном фланге Пановского месторождения, залегающего среди андезитов, нами наблюдались кластолавы, содержащие округлые обломки эффузивных пород и гранитов фундамента, что позволяет высказать

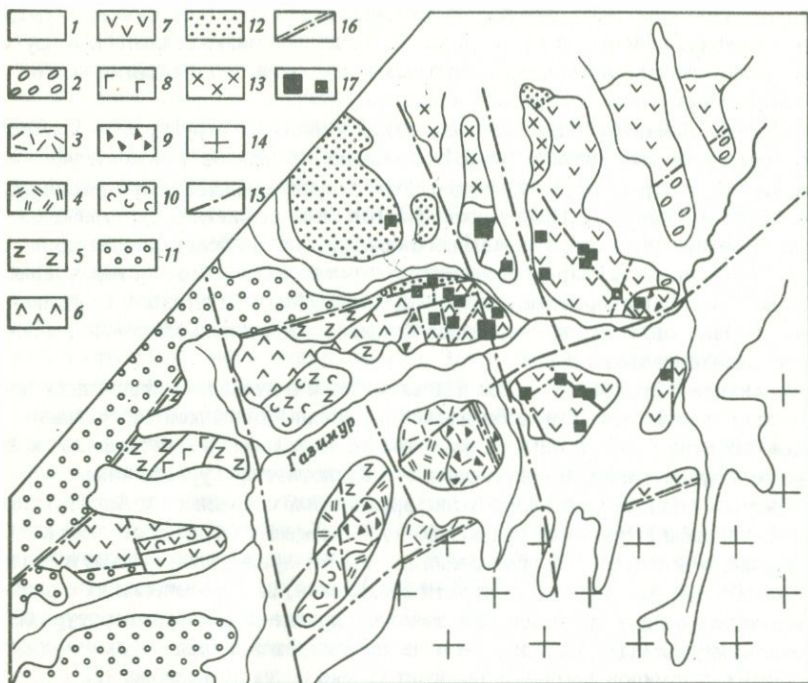


Рис. 36. Схема геологического строения Александровскозаводской вулканотектонической структуры. Составлена с использованием материалов А. Ф. Мушеникова, Ю. А. Игошина и др.

1—четвертичные аллювиальные отложения; 2—нижнемеловые конгломераты и песчаники; 3–10—верхнеюрско-нижнемеловые и верхнеюрские образования: 3—липариты (лавы, туфолавы, игнимбриты), 4—флюидальные липариты, 5—дациты, 6—андезиты, трахиандезиты, 7—плагноклазовые андезиты, 8—базальты, андезит-базальты, 9—жерловые фации-лавобрекчии, кластолавы (со знаком соответствующих по составу эффузивных пород), 10—туфы (со знаком соответствующих по составу пород); 11–12—нижне-среднеюрские отложения: 11—песчаники, гравелиты, конгломераты, 12—конгломераты; 13—сиениты, сиенит-порфиры, граносиениты, сиенито-диориты верхней юры; 14—гранитоиды палеозойского фундамента; 15—разломы установленные и предполагаемые; 16—зоны катаклаза и трещиноватости; 17—полиметаллические месторождения и рудопроявления

предположение о нахождении здесь одного из вулканических жерл, поставлявших андезитовую магму.

Широкинское рудное поле также формировалось в пределах впадины, сложенной андезитами, андезитовыми порфиритами, их лавобрекчиями, туфами и туффитами [23, 65]. Рудные тела, контролируемые северо-западными разломами, представляют собой метасоматические залежи. Примечательно, что они имеют сложную жило- и пластообразную форму. Эти залежи образовались в близповерхностных условиях в интервале температур 195–235°C (термометрические исследования газово-жидких включений проведены А.А.Тычинским, И.Г.Перовским и Л.Д.Шипиловым).

Во внутренних и периферических частях многих вулcano-тектонических и вулcano-седиментационных впадин выявлено флюоритовое оруденение [72, 76]. В Приаргунском вулcanoгене это Абагайтуйская, Шаманская, Урово-Мотогорская и Северо-Аргунская постройки. В двух первых структурах флюоритовая минерализация тяготеет к краевым частям. Вдоль юго-восточной окраины Урово-Мотогорской впадины, в зоне ограничивающего ее разлома, формировалась полиметаллическая (на юге) и флюоритовая (на севере) минерализация. Жильные тела кварц-флюоритового состава (Шахматное месторождение) установлены в разноориентированных трещинах среди сланцев и гранитоидов обрамления этой структуры. Флюоритовое оруденение широко распространено в пределах и особенно в обрамлении Северо-Боргойской, Тугнуйской и других впадин Селенгинского вулcanoгена.

Рудоносными являются и седиментационные впадины (восьмой тип), характеризующиеся весьма незначительным распространением продуктов вулканической деятельности. В них развита преимущественно низкотемпературная минерализация, представленная флюоритом, аурипигментом, реальгаром, антимонитом, молибденитом, халцедоном и другими образованиями [42, 35]. Характерно, что здесь наряду с жильным широко проявлено пластовое оруденение. Во многих случаях оно является ведущим. Главными структурно-литологическими факторами рудного контроля были интенсивная трещиноватость пород, обусловленная подвижками по пологим (межпластовым и внутрипластовым) и крутопадающим нарушениям, и высокая проницаемость среды, связанная как с трещиноватостью, так и с высокой эффективной пористостью пород. В некоторых впадинах предполагается ассоциация рудных тел с трубками взрыва [22].

Перечень примеров, иллюстрирующих особенности эндогенного оруденения, приуроченного к различным морфогенетическим типам позднемезозойских структур Забайкалья, можно было бы продолжить, однако приведенных данных достаточно, чтобы увидеть определенные тенденции в изменении структурных и генетических черт гидротермальной минерализации, связанной с двумя выделенными классами структурных форм (табл.4). Прежде всего от первого к последнему типу наложенных структур отчетливо намечается изменение морфологических особенностей оруденения. Они, как известно, наиболее чутко реагируют на характер вмещающей среды. В указанной последовательности штокверковые и жильные рудные тела, особенно типичные для структур первого класса, сменяются залежами неправильной формы, сложными сочетаниями пластовых и жильных тел и, наконец, пластообразными залежами, характерными для седиментационных и вулcano-седиментационных впадин. Вместо обычных штокверков в отрицательных постройках, например, в палеокальдерах, появляются так называемые горизонтальные штокверки, или минерализованные линейные зоны трещиноватости, приуроченные к толщам благоприятных по физико-механическим свойствам пород. Очень часто оруденение тяготеет к горизонтам туфов, характеризующимся повышенной проницаемостью, или к пачкам грубообломочных осадков, содержащих в изобилии органические остатки.

**Структурные и генетические особенности эндогенного оруденения, связанного с различными типами мезозойских структур**

Класс	Тип структур	Структурные факторы рудного контроля	Формы рудных тел	Процессы рудообразования
I. Положительные структуры	1. Интрузивные структурные формы	Зоны эндо- и экзоконтактов, нарушенные разломами	Штокверки, жилы	Пневматолитовый, гидротермальный
	2. Вулкано-интрузивные постройки	Разломы во внутренних и краевых частях построек	Жилы, реже штокверки	Высоко- и средне-температурный гидротермальный
	3. Вулкано-экструзивные постройки	Экструзивные купола во внутренних частях построек	Жилы, линзы, штокверки	Средне- и низкотемпературный гидротермальный
	4. Стратовулканы	Зоны кольцевых и радиальных разломов, криптовулканические аппараты	Штокверки, жилы, линзы	То же
II. Отрицательные структуры	5. Палеокальдеры	Круто- и полого-залегающие разломы во внутренних и краевых частях построек	Штокверки, залежи неправильной формы, жилы	"
	6. Вулкано-тектонические впадины	Зоны разломов в краевых и центральных частях построек	Жилы, линзы, залежи	Средне- и низкотемпературный гидротермальный
	7. Вулкано-седиментационные впадины	То же	Пластообразные, реже секущие тела	Гидротермальный низко- и среднетемпературный; экзогенный
	8. Седиментационные впадины	Сочетание разломов и горизонтов проницаемых пород	Пластообразные тела	То же

Рассмотрение генетических черт эндогенного оруденения, связанного с выделенными классами позднемезозойских структур Забайкалья, позволяет заметить, что наиболее высокотемпературные минеральные ассоциации тяготеют к первым из выделенных типов структур, тогда как низкотемпературные формируются в связи с вулканоседиментационными и седиментационными структурными формами. От первых к последним типам возрастает роль экзогенных факторов рудообразования, в частности, рудообразующая деятельность подземных вод и связанных с ней инфильтрационных процессов. Действительно, месторождения кварц-вольфрамитовой и кварц-касситеритовой формаций, приуроченные к плутоническим структурам, формировались при участии процессов пневматолита (рудоносные грейзены). С субвулканическими, экструзивно-купольными постройками, а также со стратовулканами и палеокальдерами пространственно связано средне-низкотемпературное оруденение (свинец, цинк, флюорит). Вулканоседиментационные и седиментационные впадины отличаются проявлением низкотемпературного оруденения (флюорит, аурипигмент, реальгар, антимонит и др.). Для двух последних типов структур характерна высокая обводненность и интенсивная циркуляция пластовых вод. Очевидно, для этих условий есть основание говорить о "смешении высоконагретого глубинного надкритического флюида с инфильтрационными водами конкретных гидрогеологических структур" [50, с.23]. Подтверждением такой схемы рудообразования можно считать совокупность следующих данных: существенно пластовый тип оруденения, тонкодисперсный характер рудной минерализации, широкие, но слабоинтенсивные ореолы окolorудных изменений пород, решающая роль литологического контроля и некоторые другие.

Таким образом, каждый из выделенных типов позднемезозойских структур Забайкалья отличается как специфическими чертами геологического строения и развития, так и свойственным ему морфогенетическим типом оруденения. Эти "вулканогенно-рудные центры" [20] образуют единый ряд структур, характеризующийся постепенным изменением геологических и металлогенических особенностей от первого члена к последнему (см. таблицы 3 и 4). Структурное положение, особенности внутреннего строения и морфологические черты оруденения выделенных восьми типов наложенных структур показаны на рис.37.

Завершая краткий обзор структурных условий локализации гидротермального оруденения в пределах вулканических систем и вулканотектонических структур Забайкальской области тектоно-магматической активизации, необходимо отметить, что перспективы поисков промышленных месторождений здесь еще далеко не исчерпаны. С большой достоверностью опосредованы и изучены наиболее обнаженные районы этой территории, совпадающие в большинстве случаев со сводовыми сооружениями, где формировались главным образом плутонические и вулканоплутонические постройки и пространственно связанное с ними оруденение. Отрицательные вулканогенные постройки развивались преимущественно в депрессионных зонах, которые отличаются, как правило, плохой обнаженностью. Достоверное опосредование их возможно лишь с применением значительных объемов структурно-геофизических и горно-буровых работ. Рудные тела в этих постройках часто подчиняются залегаю слоистых толщ. Они могут локализоваться в нижних горизонтах, на границе с фундаментом, или под покрывкой непроницаемых осадочных и

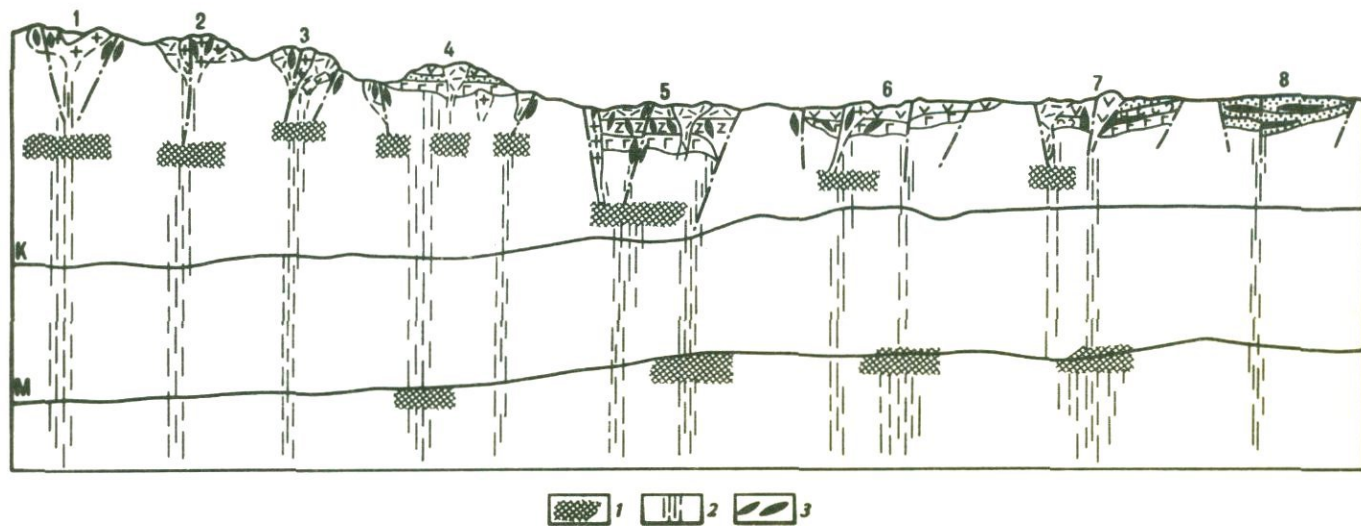


Рис. 37. Принципиальная схема строения, структурного положения и рудоносности позднемезозойских вулканогенных структур Забайкалья.

1–8 – морфогенетические типы построек (см. табл. 3).

1 – предполагаемые области питающих магматических очагов; 2 – пути движения тепловых потоков; 3 – минерализованные участки. К – поверхность Конрада, М – поверхность Мохоровичича

вулканогенных пород. Оруденение в этих случаях будет весьма слабо проявлено на земной поверхности. При поисках слепого или слабо проявленного оруденения особое значение приобретает анализ геологических критериев рудоносности вулканических построек. Эти критерии определяются не только особенностями формирования и локализации самого оруденения, но и всем ходом вулканических и тектонических процессов, предшествовавших гидротермальной деятельности или сопровождавших ее.

С учетом изложенного предлагается выделить пять групп поисковых критериев и признаков: геотектонические, петрогенетические (магматические), структурно-вулканические, структурно-литологические и минерагенические.

Геотектонические критерии отражают тектоническую обстановку, благоприятную для формирования промышленного оруденения (положение в структурных зонах фундамента, в региональных орогенных или активизационных структурах, связь с региональными разломами, строение и состав земной коры и другие особенности).

Петрогенетические критерии учитывают характер вулканической деятельности (связь вулканогенных формаций с деятельностью мантийных или коровых очагов, гомодромное или антидромное развитие вулканизма, стадийность вулканического процесса), петрохимические и геохимические особенности вулканогенных ассоциаций, их фациальный состав и т.п.

Структурно-вулканические критерии объединяют факторы, отражающие роль вулкано-тектоники в формировании оруденения: типы вулканических систем, вулкано-тектонических структур и характер элементарных вулканических форм (внутреннее строение вулкано-тектонических структур).

Структурно-литологические критерии отражают условия вмещающей среды, благоприятные для локализации оруденения, — физико-механические свойства вмещающих пород, характер и интенсивность разрывной тектоники, гетерогенность разреза, наличие экранирующих плоскостей и т.п.

Группа минерагенических критериев и признаков включает вопросы металлогенической специализации вулканических систем, их региональные и локальные геохимические особенности и, наконец, вещественное выражение гидротермального процесса, его интенсивность и особенности проявления в пространстве.

Геотектонические критерии относятся к региональным. Критерии остальных групп имеют как региональное, так и локальное выражение. Применительно к разным видам полезных ископаемых, морфологическим и другим особенностям месторождений того или иного региона целесообразно разделять критерии по значимости с выделением наиболее важных из них, отражающих главные условия формирования оруденения в данной геологической обстановке.

Естественно, что не может быть универсальных критериев перспективности для всех рудных месторождений, локализующихся в вулканических постройках. Комплекс критериев должен разрабатываться отдельно для родственных групп месторождений. В качестве примера можно привести критерии оценки перспектив рудоносности вулканических построек Забайкалья, сложенных породами субшелочной базальт-диоритовой формации, с которой парагенетически связана молибденовая, флюоритовая и другая эпитермальная минерализация [58].

Геотектонические поисковые критерии при выделении перспективных вулканических построек под поиски указанного оруденения определяются тем, что рудоносные вулканические сооружения приурочены к относительно жестким тектоническим зонам геосинклинально-складчатого фундамента – геоантиклиналям или срединным массивам. Эти участки в домезозойское время претерпели устойчивое воздымание и подверглись интенсивной тектоно-магматической активизации в мезозойский этап развития. Рудоносные вулкано-тектонические структуры образуются обычно в межсводовых зонах или на крыльях мезозойских сводовых поднятий.

Петрогенетические поисковые критерии обусловлены парагенетической связью оруденения с гомогенно развивающейся базальт-липаритовой формацией, которая формировалась в результате длительной многофазной вулканической деятельности с концентрированным проявлением вулканических фаз в пространстве (в пределах единой вулканической постройки или сближенной группы построек). Вулканические извержения связаны с деятельностью длительно развивавшихся мантийных и коровых магматических очагов, о чем свидетельствует сочетание ареального вулканизма с деятельностью вулканов центрального типа. Для петрохимического состава рудоносных вулкано-генных формаций типично развитие известково-щелочных серий пород с субщелочным уклоном. Распространены базальтовые, андезитовые и липаритовые серии пород. Кислый вулканизм являлся унаследованным – его центры приурочены к более ранним базальт-андезитовым вулканам.

Структурно-вулканические критерии определяются сочетанием следующих особенностей вулкано-тектоники. Рудоносными чаще являются вулканические системы с узловым распределением продуктов вулканизма. Благоприятны для образования крупных рудных полей депрессионные вулканические постройки, особенно палеокальдеры. Такие постройки, характеризующиеся наиболее полным разрезом пород базальт-липаритовой формации, отражают эволюцию длительно развивающихся магматических очагов в пределах единой колонны. Этот процесс нередко заканчивается мощной вспышкой гидротермальной деятельности. Подобные постройки часто характеризуются не только многофазным, но и многофациальным вулканизмом: широко развиты как покровные образования, так и вулканические структуры внедрения.

К структурно-литологическим факторам относятся особенности строения рудовмещающего комплекса пород и характер разрывной тектоники. Наиболее благоприятные условия для рудоотложения возникают при наличии мощных контрастных по составу и физико-механическим свойствам вулканических толщ с горизонтами осадочных пород, а также с субвулканическими образованиями. В такой гетерогенной структурной обстановке возникает хорошо развитая система полого- и крутопадающих разрывных нарушений, которая в сочетании с пористыми и трещиноватыми породами и экранирующими горизонтами предопределяет формирование крупных рудных тел.

К минерагеническим поисковым критериям и признакам в рассматриваемом случае относятся: широкое площадное развитие гидротермальных изменений пород (гидрослюдизации, гематитизации, окварцевания, карбонатизации), наличие комплексных первичных ореолов рассеяния и проявлений соот-

ветствующей минерализации, многостадийный характер рудного процесса и другие особенности, свидетельствующие об интенсивном и концентрированном в пространстве гидротермальном процессе. Кроме того, учитывается повышенное содержание соответствующего комплекса рудных элементов в вулканических сериях, возрастание этого содержания от ранних к поздним фазам вулканического цикла и другие общеизвестные геохимические и минералогические признаки и критерии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процессы тектоно-магматической активизации, господствовавшие в мезозойское время на территории Забайкалья и сопредельных районов Азии, привели к образованию вулканических сооружений, которые составляют таксономический ряд, включающий вулканические пояса, их звенья (вулканогены), вулканические зоны, вулcano-тектонические структуры и элементарные вулканические формы.

Вулканическая деятельность была наиболее интенсивной в относительно жестких геосинклинальных блоках домезозойского фундамента, особенно в участках их сочленения с блоками геосинклинального развития. Вулканические системы, формировавшиеся на фоне общего воздымания и сводообразования, контролировались региональными тектонически ослабленными зонами, обеспечивавшими высокую проницаемость земной коры. Эти зоны были заложены в участках сопряжения мезозойских мегасводов и мегадепрессий или в пределах последних.

Характерными особенностями эндогенного тектонического режима развивавшихся вулканических систем являлись: высокая проницаемость тектоносферы, преобладание процессов излияния магмы над ее внедрением, сводово-глыбовый тип тектонических движений, господство поднятий над опусканиями, дизъюнктивные и инъективные типы дислокаций. Земная кора отличалась высокой степенью зрелости и сложным слоистым строением с увеличением границ раздела в участках наиболее интенсивной вулканической деятельности. Вулканические очаги зарождались, вероятно, на глубине 80–120 км.

В Забайкалье выделяются вулканогены с ярко выраженным узловым распределением локальных вулканических построек (Даурский), отличающиеся распространением широких вулканических полей (Верхне-Хилокский), а также характеризующиеся сочетанием локальных построек с обширными вулканическими полями (Приаргунский).

Вулканические зоны представлены двумя типами. К первому относятся те из них, которые развивались на локальных сводовых поднятиях с земной корой сиалического типа и отличались проявлением преимущественно кислородного вулканизма с широким развитием интрузивных фаций. Зоны второго типа формировались в межсводовых участках. В них преобладают полифациальные преимущественно отрицательные вулканические постройки, обязанные своим происхождением деятельности как коровых, так и мантийных магматических очагов, поставлявших кислую и базальтоидную магму.

Вулcano-тектонические постройки Забайкалья разделяются на два класса: положительные и отрицательные, включающие несколько морфогенетических типов. Каждый класс объединяет единый ряд построек, характеризующийся возрастающей от начального к конечному типу ролью процессов извержения магмы (для первого класса) и процессов осадконакопления (для второго класса).

Вулканические системы Забайкалья были образованы в течение трех вулканических циклов, охватывавших триасово-раннеюрское, среднеюрско-раннемеловое и раннемеловое время. Первый из них характеризуется кислым вулканизмом, для второго более типично сочетание основного и кислого вулканизма, полно проявленного в районах Восточного Забайкалья, а третий цикл, отражающий завершение активной вулканической деятельности, знаменуется базальтоидным вулканизмом.

Анализ размещения гидротермального оруденения в вулканических системах Забайкальской активизированной области позволяет наметить некоторые особенности их рудоносности. Селенгинский вулканоген отличается развитием вольфрамово-молибденовой минерализации, Даурский — оловянно-вольфрамовой, Шилка-Нерчинский — молибденовой и кварц-сульфидной, Приаргунский — свинцово-цинковой. Повсеместно присутствует флюоритовое оруденение. Гидротермальные месторождения в большинстве случаев концентрируются в вулканических зонах. При этом для зон первого типа характерна оловянно-вольфрамовая, молибденовая минерализация, а в зонах второго типа локализуется свинцово-цинковая, кварц-сульфидная, флюоритовая и другая средне-низкотемпературная минерализация.

Мезозойские гидротермальные системы нередко развивались в пределах и вблизи вулканических построек. При этом в ряду выделенных типов этих структур наблюдается понижение температурного режима рудообразования и изменение морфологических особенностей оруденения (от жил и штокверков до залежей неправильной формы и пластообразных тел). Рудоносные вулканические постройки Забайкалья представляют собой своеобразные вулканогенно-рудные центры. Предлагаемый вариант их систематики (см. таблицы 3 и 4) позволяет наметить ряд наиболее типичных геолого-структурных обстановок образования гидротермальных месторождений.

Изучение геологического строения вулканических построек Забайкалья и структурных позиций пространственно связанного с ними гидротермального оруденения, а также сопоставление их с известными рудоносными сооружениями подобного типа показывают, что перспективы поисков промышленных месторождений, локализующихся в их пределах, еще далеко не исчерпаны. Здесь возможно выявление месторождений олова, свинца, цинка, флюорита, и другой гидротермальной минерализации, которая может концентрироваться в нижних частях вулканогенных толщ, и часто слабо проявляется на современной поверхности или еще не вскрыта эрозией. Выявление таких месторождений возможно лишь на основе глубокого анализа поисковых критериев и признаков. Последние для месторождений, локализующихся в вулканических постройках, могут быть сведены в пять групп: геотектонические, петрогенетические (магматические), структурно-вулканические, структурно-литологические и минерагенетические.

В данной работе были описаны мезозойские вулканические системы Забайкалья, связанные с процессами тектоно-магматической активизации этого региона. Кроме того, мы попытались показать, что элементы вулканотектоники играют здесь важную рудоконтролирующую роль. Представляется, что дальнейшее исследование рудоносности вулканических сооружений этой рудной провинции целесообразно проводить на основе типизации геолого-структурных обстановок формирования и локализации гидротермальных ме-

сторожений путем разработки тектоно-металлогенических моделей выделенных членов таксономического ряда вулканических систем. При этом наиболее полным будет изучение рудоносных вулканических сооружений в процессе анализа двух типов моделей: морфологических (статических) и историко-генетических (динамических).

Основными характеристиками тектоно-металлогенических моделей первого типа являются, во-первых, вещественная сущность вулканической системы (состав вулканогенных образований и пород фундамента, вещественное выражение рудного процесса), во-вторых, структурная сложность этой системы (особенности строения вулканических образований, типы тектонических дислокаций, строение тектоносферы). Динамические модели определяются такими характеристиками, как геологическое развитие структурно-вещественных комплексов (эволюция составов вулканогенных ассоциаций, рудных серий, тектоносферы) и эволюция различных структурных элементов (структурных форм вулканизма, складчатых, разрывных и инъективных дислокаций, структур геосинклинально-складчатого фундамента и тектоносферы в целом, систем рудоконтролирующих структур).

Настоящее обобщение можно рассматривать как один из этапов исследования тектоно-металлогенических моделей вулканических систем активизированных областей типа Забайкалья, включающий проведение систематики этих сооружений, изучение особенностей их эволюции и рудоносности.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Леонтьев Л. Н. Тектоника Забайкалья. М., Недра, 1973.
2. Амантов В. А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л., Недра, 1975. (Труды ВСЕГЕИ, т. 213).
3. Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, Наука, 1976.
4. Белоусов В. В. Явления тектонической активизации в развитии земной коры. — В кн.: Активизированные зоны земной коры. М., Наука, 1964, с. 7—13.
5. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975.
6. Белый В. Ф., Гельман М. Л. Об отрицательных вулканоструктурах Охотско-Чукотского вулканического пояса. — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск, Наука, 1974, с. 70—85.
7. Беммелен Р. В. Геология Индонезии. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
8. Берзина А. П., Сотников В. И. Формационный анализ гидротермально измененных пород (на примере некоторых месторождений, связанных с субвулканическими гранитами). — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., Наука, 1972, с. 98—110.
9. Берман Б. И., Котляр В. Н., Пальмова Л. Г. Экструзивно-криповулканические комплексы активизированных структур (на примере Западного Забайкалья). — Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка, 1974, № 6, с. 3—13.
10. Билибин Ю. А. Основные черты мезозойской эндогенной металлогении Восточного Забайкалья. — Избр. труды. Т. 3. М., 1961, с. 319—365.
11. Блюмштейн Э. И., Стафеев К. Г. Верхнеюрский палеовулкан в Оловской депрессии (Восточное Забайкалье). — Зап. Забайкальск. отд. геогр. о-ва СССР. Вып. XXI, № 2. Чита, 1963, с. 185—189.
12. Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., Наука, 1967.
13. Боголепов К. В. Области повторного горообразования (дейтероорогенеза) и принципы их тектонического и металлогенического районирования. — Геология и геофизика, 1969, № 12, с. 78—88.
14. Василевский М. М., Яковлев Г. Ф. Прерывистые и непрерывные вулканогенные зоны эвгеосинклиналией. — В кн.: — Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. (Краткие тезисы Всесоюз. симпозиума). Владивосток, 1976, с. 26—27.
15. Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Гостеолтехиздат, 1962.
16. Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В. Закономерности размещения рудных полей некоторых эндогенных месторождений Восточного Забайкалья. — В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 518—523.
17. Волянюк Н. Я. Вулканические стекла Мухор-Талы и связанные с ними шаровые образования. М., Наука, 1972.
18. Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. Под ред. Ф. И. Вольфсона. М., 1963.
19. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность/П. М. Хренов, Ю. В. Комаров, А. А. Бухаров и др. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., Наука, 1966, с. 277—315.
20. Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров (принципы металлогенического анализа и районирования)/М. М. Василевский,

Т. В. Тарасенко, Ю. И. Харченко и др.—В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 167—174.

21. Геологическое строение и метасоматический эффект области разрядки термальных вод месторождения "Горячий Пляж"/С. И. Набоко, В. М. Дуничев, С. Ф. Главастых и др.—В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., Наука, 1969, с. 48—80.

22. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. Под ред. Д. И. Горжевого и Н. А. Фогельман. М., Недра, 1970.

23.—Дудин М. Р., Морозова Н. Н., Грибанов Б. В. Широкинское рудное поле.—В кн.: Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М., 1963, с. 405—430. (ИГЕМ АН СССР. Труды. Вып. 83).

24. Дюфур М. С. Геосинклинальный процесс и его эволюция.—Вестник ЛГУ. Геология и геофизика, 1967, № 18, вып. 3, с. 58—70.

25. Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии.—Геотектоника, 1967, № 6, с. 49—69.

26. Каминский Ф. В., Кулагашев А. И., Фаворов В. А. Локализация свинцово-цинкового оруденения в экзоконтакте интрузивных массивов и его поведение на глубину в месторождениях Нерчинско-Заводского района.—В кн.: Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья. М., Недра, 1967, с. 34—43.

27. Кебезинская В. В., Кебезинская К. Б. Эруптивные брекчи месторождения Шахта в Восточном Забайкалье.—Геология и геофизика, 1964, № 5, с. 69—81.

28. Кислые водосодержащие стекла Приаргуны (Восточное Забайкалье)/Г. А. Шатков, Е. Б. Высокоостровская, Л. Н. Шаткова и др.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 9, с. 73—84.

29. Комаров Ю. В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1972.

30. Константинов Р. М., Томсон И. Н. О типах рудных районов Восточного Забайкалья.—В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., Наука, 1966, с. 221—232.

31. Кормилицын В. С. Основные черты мезозойской эндогенной металлогении Восточного Забайкалья.—Сов. геология, 1959, № 11, с. 66—109.

32. Костина Р. И. Эволюция кислого вулканизма раннегеосинклинальных контрастных формаций Магнитогорского мегасинклинория.—В кн.: Вопросы геологии, геохимии и геофизики при поисках месторождений полезных ископаемых и инженерно-геологических изысканиях. М., Изд-во МГУ, 1974, с. 69—75.

33. Косыгин Ю. А. Тектоника. М., Недра, 1969.

34. Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М., Недра, 1974.

35. Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. М., Наука, 1972.

36. Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья.—Петрография СССР. Сер. региональная. Вып. 12. М., Изд-во АН СССР, 1950.

37. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Тт. 1 и 2. М., Наука, 1971.

38. Лучицкий И. В. Основные проблемы тектоники Забайкалья.—В кн.: Тектоника Сибири. Т. 7. М., Наука, 1976, с. 17—24.

39. Мархинин Е. К. Кальдеры и периферические вулканические очаги.—В кн.: Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Алма-Ата, 1964, с. 138—147.

40. Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Структуры "дива" Восточной Азии.—В кн.: Строение и развитие земной коры. М., Наука, 1964, с. 156—167.

41. Мезозойская тектоника Забайкалья/К. Б. Булнаев, В. С. Доржиев, Ц. О. Очиров и др. Новосибирск, Наука, 1975.

42. Мезозойские вулканогенные формации Забайкалья, закономерности их размещения и связь с ними месторождений полезных ископаемых/Ю. В. Казизын, В. С. Кормилицын, М. И. Резанов и др.—В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций Сибири. М., Недра, 1965, с. 162—171.

43. Менакер Г. И. К вопросу о глубинном строении Прибайкалья и Забайкалья. Геология и геофизика, 1972, № 5, с. 93—96.

44. Менакер Г. И. Строение земной коры и закономерности пространственного размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье.—Геология рудных месторождений, 1972, № 6, с. 3—16.
45. Набоко С. И. Особенности гидротермальных процессов в областях активного вулканизма.—В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., Недра, 1974, с. 249—256.
46. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М., Наука, 1974.
47. Некоторые особенности геологии палеовулканических образований липаритовой формации и ее рудоносность/Н. П. Лаверов, В. Н. Левин, А. Е. Толкунов и др.—Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана. М., Наука, 1972, с. 7—43.
48. Онтоев Д. О. О закономерностях проявления гипогенной зональности в некоторых редкометалльных рудных формациях Забайкалья.—В кн.: Эндеогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1966, с. 102—114.
49. Особенности строения Тулукеевского блока в Приаргунье и опыт применения геофизических методов для выяснения его структуры/Л. П. Ищукова, И. Г. Пальшин, Ю. Г. Рогов и др.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 12, с. 26—40.
50. Павлов Д. И. Экзогенные хлоридные воды и эндогенное рудообразование. М., Недра, 1975.
51. Приаргунско-Монгольский вулканический пояс/Н. С. Соловьев, Г. А. Шатков, Л. Н. Яковсон и др.—Геология и геофизика, 1977, № 3, с. 20—25.
52. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964.
53. Рундквист Д. В. Накопление металлов и эволюция генетических типов месторождений в истории развития земной коры.—В кн.: Эндеогенные рудные месторождения. М., Наука, 1968, с. 212—225. (МГК, XXIII сессия).
54. Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., Недра, 1973.
55. Святловский А. Е. Структурная вулканология. М., Недра, 1971.
56. Семинский Ж. В. О проявлении мезозойского тектоно-магматического цикла на территории Восточного Саяна.—В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., Наука, 1966, с. 348—351.
57. Семинский Ж. В. Особенности проявления процессов активизации в пределах складчатых сооружений юга Восточной Сибири.—В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Чита, 1970, с. 97—103. (Зап. Забайкальск. отд. геогр. о-ва СССР. Вып. У).
58. Семинский Ж. В. Критерии оценки перспектив рудоносности верхнемезозойских вулканотектонических структур Забайкалья. Межвузовский сб.: Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Вып. 3. Иркутск, 1976, с. 69—81.
59. Семинский Ж. В. Структурные формы протриемезозойского вулканизма Юго-Восточного Забайкалья.—Геология и геофизика, 1977, № 2, с. 83—91.
60. Семинский Ж. В. Структурная позиция позднемеозойских вулканов Юго-Восточного Забайкалья.—Геология и геофизика, 1977, № 3, с. 13—19.
61. Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1961.
62. Тарасов А. В. К вопросу классификации инъективных дислокаций.—Геотектоника, 1974, № 6, с. 41—48.
63. Томсон И. Н., Дежин Ю. П. Куйтунская кольцевая структура Забайкалья и некоторые общие закономерности в строении кольцевых комплексов.—В кн.: Авторефераты сотрудников ИГЕМ за 1963 г. М., 1964, с. 10—16.
64. Томсон И. Н., Поляков О. П., Кочнева Н. Т. Мегасвод Восточного Забайкалья и связь с ним нижнемелового "эпitherмального" оруденения.—В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М., Наука, 1974, с. 92—101.
65. Тычинский А. А., Сотников В. И., Шпилов Л. Д. О взаимоотношении медно-молибденовой и полиметаллических рудных формаций Восточного Забайкалья.—В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., Наука, 1972, с. 111—119.
66. Федорченко В. И. Генетические типы четвертичных вулканов Курильских островов и перспективы их сероносности.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9, с. 100—106.

67. Федорченко В. И., Шилов В. Н. Некоторые особенности четвертичных вулканов Курильских островов и их связь с глубинными процессами. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., Наука, 1971, с. 16–24.
68. Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960.
69. Фрейд Г. М., Рыбалко В. И. Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Томск, 1972. (Лаб. палеовулканологии ДВПИ. Труды. Вып. 6).
70. Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
71. Шаманская кольцевая вулкано-тектоническая структура в Южном Приаргунье (Восточное Забайкалье)/Н. С. Соловьев, П. А. Строна, Н. Ф. Киселева и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 9, с. 61–72.
72. Щеглов А. Д. Эндеогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., Недра, 1966.
73. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968.
74. Эйдельман Л. Е. Строение Бадинской вулкано-тектонической структуры позднерюрского возраста (Западное Забайкалье). — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1971, с. 68–75.
75. Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, Наука, 1973.
76. Якшин А. А. Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Забайкалья. М., Госгеолтехиздат, 1962.
77. Яковлев П. Д. Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер. — Сов. геология, 1967, № 9, с. 49–60.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Глава 1. <i>Основные черты геологического развития и строения Забайкалья</i> . . . . .	6
Этап формирования демезозойских складчатых структур . . . . .	7
Этап мезозойской тектоно-магматической активизации . . . . .	12
Глава 2. <i>Мезозойские вулканогенные комплексы Забайкалья</i> . . . . .	20
Раннемезозойский вулканический цикл . . . . .	21
Среднемезозойский вулканический цикл . . . . .	26
Позднемезозойский вулканический цикл . . . . .	31
Глава 3. <i>Мезозойские вулканические системы и вулcano-тектонические структуры Забайкалья</i> . . . . .	32
Вулканические системы . . . . .	33
Вулcano-тектонические структуры . . . . .	65
Глава 4. <i>О тектонических условиях формирования вулканических систем Забайкалья</i> . . . . .	103
Структурные особенности вулканических систем . . . . .	103
О глубинном строении и эндогенном тектоническом режиме вулканических систем . . . . .	107
Глава 5. <i>Вопросы рудоносности вулканических систем и вулcano-тектонических структур</i> . . . . .	113
О структурных условиях локализации гидротермального оруденения в пределах вулканических систем . . . . .	114
Рудоносность вулcano-тектонических структур и поисковые критерии . . . . .	120
Заключение . . . . .	132
Список литературы . . . . .	135

**Жан Вячеславович Семинский**

**ВУЛКАНИЗМ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ  
В АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЯХ**

Редактор издательства *З.И. Башмакова*

Обложка художника *Н.Ф. Зыкова*

Художественный редактор *Е.Л. Юрковская*

Технические редакторы *О.А. Болтунова, Р.Ф. Лисицына*

Корректор *Э.Г. Агеева*

ИБ № 2071

---

Сдано в набор 11.04.79. Подписано в печать 10.03.80. Т-06221 Формат 60x90/16  
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.-печ. л. 8,75 Уч.-изд. л. 11,0 Тираж 1500 экз.  
Заказ 1227 /6872-4 Цена 1 р. 70 к.

---

Издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР  
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
Москва Ж-33, Волочаевская, 40.

1 p. 70 k.

3236

*[Handwritten flourish]*

*[Handwritten mark]*

*[Vertical handwritten line]*

*[Vertical handwritten line]*

ИЗДА