

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР  
Дальневосточный ордена Трудового Красного Знамени  
политехнический институт им. В. В. Куйбышева

ЛАБОРАТОРИЯ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ

# ПАЛЕОВУЛКАНЫ И ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Труды научных конференций по проблемам  
геологии и металлогении вулканических поясов  
и палеовулканологии Дальнего Востока

Выпуск 4

Владивосток

1971



V. V. Kuibyshev Far East Polytechnical Institute

LABORATORY OF PALEOVOLCANOLOGY



PALEOVOLCANOES  
AND VOLCANO-TECTONIC  
STRUCTURES

Transactions of scientific Conferences on the Problems  
of Geology and Metallogeny of Volcanics Belts  
and Paleovolcanology of the Far East

Issue 4

Vladivostok  
1971

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

Дальневосточный ордена Трудового Красного Знамени  
политехнический институт им. В. В. Куйбышева

ЛАБОРАТОРИЯ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ

551.21:551.24

ПАЛЕОВУЛКАНЫ  
И ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ  
СТРУКТУРЫ

Труды научных конференций по проблемам  
геологии и металлогении вулканических поясов  
и палеовулканологии Дальнего Востока

Выпуск 4

Владивосток  
1971



188

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКОВО-ТЕХНИЧЕСКОГО ИНФОРМАЦИОННОГО ЦЕНТРА

Редакционная коллегия:

И. И. Берснев, Н. П. Васильковский, Г. М. Власов, В. С. Коренбаум,  
Е. А. Радкевич, Г. М. Фремд

Ответственный редактор Г. М. Фремд

188



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Исследование вещественно-структурных ассоциаций вулканических поясов и областей вулканизма тесно связано с реконструкцией древних вулканов и вулкано-тектонических структур. Их выделение и изучение имеет значение, далеко выходящее за рамки обычного формационного анализа.

Палеовулканы и вулкано-тектонические структуры являются элементарными ячейками, участвующими в формировании верхних горизонтов литосферы, и, в то же время, индикаторами глубинных процессов, происходящих в коре и верхней мантии. Вулкано-тектонические структуры — кальдеры и депрессии, в пределах которых под влиянием длительных эрозийных процессов и блоковых движений обнажились различные фации глубинности от покровных до субвулканических и гипабиссальных, служат прекрасным объектом для исследования теоретических вопросов о соотношении между вулканизмом — магматизмом и тектоникой. Комплексные геолого-геофизические исследования палеовулканов и вулкано-тектонических структур сопровождаются открытием различной рудной минерализации, что составляет важный практический аспект разрабатываемой проблемы.

Вопросы изучения палеовулканов и вулкано-тектонических структур были специально рассмотрены на состоявшихся во Владивостоке конференциях по проблеме геологии и металлогении вулканических поясов (1968) и проблемам палеовулканологии Дальнего Востока (1970).

В настоящем сборнике трудов лаборатории палеовулканологии опубликованы прочитанные на этих конференциях доклады по палеовулканическим реконструкциям древних вулканов и вулкано-тектонических структур вулканических поясов и областей вулканизма Дальнего Востока, Казахстана и Закарпатья.

Г. М. ФРЕМД

Г. М. ФРЕМД

ТИПИЗАЦИЯ И ГЕНЕЗИС ПАЛЕОВУЛКАНОВ  
И ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ  
СТРУКТУР

Палеовулканологические исследования и в особенности палеовулканологические реконструкции позволили расширить сведения о внутреннем строении и фациальной изменчивости конкретных вулканических и вулканоплутонических формаций и выделить среди казавшихся монотонными вулканогенных толщ группы разнотипных вулканических аппаратов, а также весьма крупных вулканотектонических структур.

Еще 10—15 лет тому назад при картировании палеовулканических областей обширные площади выделялись под такими мало говорящими условными обозначениями, как «эффузивы и их туфы», «туфы смешанного состава» и т. д. В настоящее время подобные обозначения представляются анахронизмом. В легендах современных геологических и в особенности палеовулканологических карт, как правило, выделяются разнообразные фации вулканических пород и полифациальных комплексов, разнотипные вулканические аппараты и вулканотектонические депрессии, продукты фумарольно-сульфатарной деятельности.

Среди разнообразных задач, стоящих перед палеовулканологией, выявление и реконструкции палеовулканов и в особенности крупных вулканотектонических депрессий представляют особый интерес. Анализ палеовулканической деятельности с позиций актуализма позволяет рассматривать вулканотектонические структуры, как элементарные

центры или ячейки, участвовавшие в формировании верхних горизонтов литосферы. Выяснение соотношений между этими структурами и их интеграция помогает, таким образом, воссоздать историю вулканической деятельности для крупных регионов в рамках целых геологических эпох.

Несмотря на то, что древние вулканы и вулкано-тектонические структуры относятся к одной генетической категории и тесно связаны между собой как в пространственном, так и парагенетическом отношениях, они существенно отличаются по морфологии, характеру проявления и условиям образования. Их классификация основана на различных принципах. Поэтому более целесообразно рассматривать эти палеовулканологические структуры отдельно.

### Палеовулканы

Разработка морфо-генетической классификации палеовулканов является достаточно сложной задачей. Классификации современных вулканов (Меркали, Лакруа и др.), как известно, основаны на их генетических особенностях, которыми определяется как непосредственно наблюдаемый характер их деятельности, так и их морфология и внутреннее строение.

Однако для современных вулканов возможности генетической классификации крайне ограничены. Она оправдывает себя лишь для вулканов с непродолжительной и сравнительно однообразной по характеру деятельностью. Известно, что такие вулканы А. Ритман (1964) предложил разделять на лавовые, смешанные и насыпные.

У большей же части современных вулканов характер деятельности в связи с процессами, происходящими в магматическом очаге (дифференциация, контаминация и пр.), подвержен значительным изменениям. Примеров таких изменений достаточно много. Можно напомнить историю вулканической деятельности Этны, которая началась эффузиями базальтовой магмы (гавайский тип извержений), а затем перешла в эффузивно-эксплозивную деятельность стромболианского и вулканического типов. Ряд камчатских эксплозивных вулканов в начале характеризовался эффузиями гавайского типа, образовавшими крупные щитовые вулканы, подобные Ключевскому долу, четвертичным щитовым вулканам Восточной Камчатки (Влодавец, Пийп, Эрлих и др.).

Строение таких вулканов сложно и определяется изменениями в характере их деятельности. Это обстоятельство подчеркивает и Ритман, выделяющий три типа сложных вулканов: с нормальной последовательностью эволюции (с усиливающейся эксплозивностью), с повторяющейся последовательностью эволюции (с рекурренцией) и с обратной последовательностью эволюции.

Таким образом, природу даже современных сложных вулканов не всегда можно распознать по морфологии, поскольку во всех трех группах, как справедливо отмечает Ритман, можно встретить сходные формы.

Еще более сложно на основе только одного генетического принципа строить классификацию древних вулканов, развитие которых, как правило, происходило на протяжении чрезвычайно больших отрезков геологического времени. Трудно допустить, что характер вулканической деятельности при этом оставался неизменным и отвечал лишь одному определенному типу. Гораздо естественней представить, что вулканическая деятельность все время меняла свой характер сообразно с направлением эволюции магматического очага.

Таким образом, актуалистический принцип, основанный на изучении современной вулканической деятельности говорит о необходимости при классификации палеовулканов руководствоваться не только генетической их природой, но учитывать и историко-геологические факторы, определяющие эволюцию вулканической деятельности во времени.

С учетом всего вышесказанного, на основе обобщения литературных данных, а также практического опыта по реконструкциям палеовулканов Джунгарского (Восточный Казахстан) и Восточно-Сихотэ-Алинского (Приморье) вулканических поясов, для слабо эродированных вулканических форм можно предложить следующую обобщенную классификацию:

1. Липаритовые и липарито-дацитовые полигенные вулканы:
  - а) линейные (трещинные);
  - б) центральные (стратовулканы);
2. Андезитовые и андезито-базальтовые полигенные вулканы:
  - а) линейные (трещинные);
  - б) центральные (щитовые и стратовулканы).

3. Смешанные (андезито-липаритовые) полигенные вулканы и вулканические нагорья.

Рассмотрим кратко особенности каждого из выделенных типов.

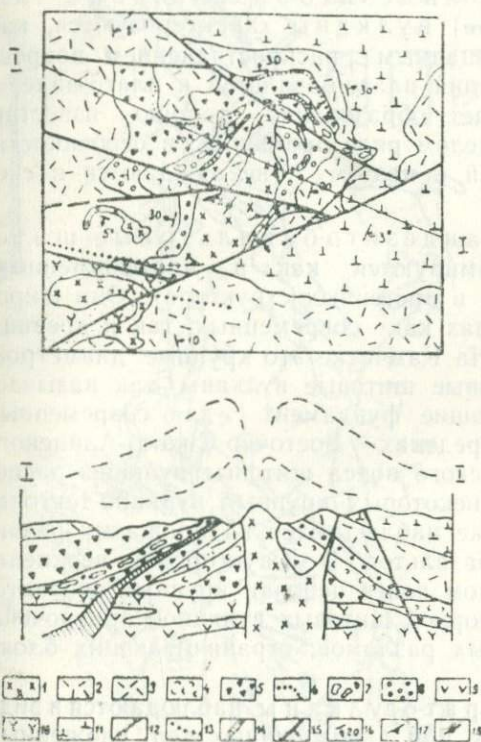
Линейные (трещинные) липаритовые вулканы. Условия залегания и особенности внутреннего строения некоторых кислых вулканогенных серий, в частности исключительная их выдержанность на десятки и даже сотни километров по простиранию и постоянство состава, не оставляют сомнения в трещинном характере грандиозных по масштабу эксплозий. Например, в пределах Джунгарского верхнепалеозойского вулканического пояса наиболее интенсивная эксплозивная деятельность линейных (трещинных) вулканов, по-видимому, происходила в айнаулакскую эпоху ( $C_2-C_3$ ), характеризующуюся развитием на колоссальных площадях, охватывающих как Южную Джунгарию, так и другие части Джунгарского пояса, удивительно однообразных и мощных покровов игнимбритов. Достаточно указать, что южнее Илийской депрессии в хр. Кетмень и в Заилийском Алатау в составе джамбасской свиты ( $C_2-3$ ) широко развиты игнимбритовые покровы, ничем не отличающиеся от айнаулакских.

В северном Прибалхашье на обширной территории Саякской впадины в основании керегетасской свиты ( $C_2-3$ ) на площади, превышающей 1500 км<sup>2</sup>. В. Я. Кошкиным (1963) закартирован сплошной игнимбритовый покров с устойчивой мощностью в 70—100 м.

Пространственно и генетически трещинные эксплозии айнаулакской эпохи были связаны с Алтынэмельским региональным разломом, протягивающимся на сотни километров вдоль Алтынэмельского хребта в Джунгарском Алатау. В дальнейшем трещинный канал вулкана был закупорен гранитной магмой, образовавшей узкий, вытянутый вдоль разлома гранитный массив—типичный пример интрузии под вулканом.

На территории Восточно-Сихотэ-Алинского пояса мощные, выдержанные на значительных площадях толщи сенонских липаритовых игнимбритов, известных под названием ольгинских кварцевых порфиров (Волорович, 1931), также несомненно образованы в результате трещинных эксплозий, связанных с развитием блоковой тектоники мезокайнозойского времени.

Липаритовые стратовулканы и их некки. Этот тип вулканов картируется в виде обширных полей игнимбри-тов и сваренных туфов с линзами и прослоями псаммитовых и псефитовых туфов, туфоагломератов, лахаровых брекчий и других вулканогенно-молласовых образований. При детальном картировании устанавливаются околожерловые грубо-обломочные фации вулканитов, нередко сплошным кольцом опоясывающие жерла вулкана. Залегание вулканитов периклинальное, по мере удаления от жерла — близкое к горизонтальному (рис. 1).



1— фельзиты Центрального некка; 2— игнимбри-товые туфы в основании разреза соммы; 3— игниспумиты верхней части разреза соммы; 4— липарито-дацитовые туфы; 5— туфоагломераты; 6— линзы слоистых туфов и туф-фитов в туфоагломератовой толще; 7— лахаровые брекчии; 8— слоистые лахаровые брекчии; 9— андезиты и туфы андезитов конуроленской свиты в основании вулкана; 10— туфы смешанного состава конуроленской свиты в основании вулкана; 11— игнимбри-ты, перекрывающие вулканы. 12—14— силлы и дайки; 12— фельзитов и липаритов; 13— плагиосиенитпорфи-ров; 14— андезитов; 15— разломы; 16— элементы залегания; 17— элементы флюиальности; 18— вертикальная флюиальность.

Рис. 2. Схема геологического строения Кожамджарского вулкана.

Жерловые фации липаритовых стратовулканов весьма характерны и зачастую служат главным диагностическим признаком. В большинстве случаев они представлены некка-

ми фельзитов, с хорошо выраженной вертикальной или веерообразно расходящейся флюиальностью. Вместе с тем имеются многочисленные примеры игнимбритовых или игниспумитовых некков, сложенных игнимбритовым, игниспумитовым или туфоагломератовым материалом. Нередко прослеживаются переходы фельзитов и пирокластических образований, заполняющих жерла, в покровы игнимбритов околожерловых и отдаленных фаций. Для вулканов данного типа также характерны игнимбритовые и другие пирокластические дайки.

Андезитовые и андезито-базальтовые линейные (трещинные) вулканы характеризуются, как известно, широким площадным распространением покровных и экструзивных фаций плато-базальтов и плато-андезито-базальтов. Подобные образования хорошо известны и детально изучены в целом ряде орогенных, в особенности, платформенных областей и поэтому не нуждаются в специальном описании.

Андезитовые и андезито-базальтовые щитовые вулканы формируются как в платформенных, так и главным образом в орогенных структурах. Они широко встречаются в пределах как современных, так и древних вулканических поясах. На Камчатке это крупные диаметром до 50—60 км четвертичные щитовые вулканы так называемые доли, представляющие фундамент для современных стратовулканов. В пределах Восточно-Сихотэ-Алинского мезозойского вулканического пояса щитовые вулканы располагаются в основании некоторых крупных вулкано-тектонических структур, а также наблюдаются на площадях развития неогеновых плато-базальтов. В Джунгарском верхнепалеозойском вулканическом поясе цепочки крупных андезито-базальтовых некков — корней щитовых вулканов приурочены к системам региональных разломов, ограничивающих блоки фундамента.

Андезитовые стратовулканы наблюдаются в виде крупных изометрических или линзовидных тел, сложенных андезитовыми потоками и покровами, чередующимися с туфами того же состава. Крупные размеры линз, нередко достигающих нескольких десятков километров в длину, их неправильная форма, обусловленная сложными условиями накопления вулканических продуктов, а в последствии длительно действующими эрозионно-тектоническими факторами.

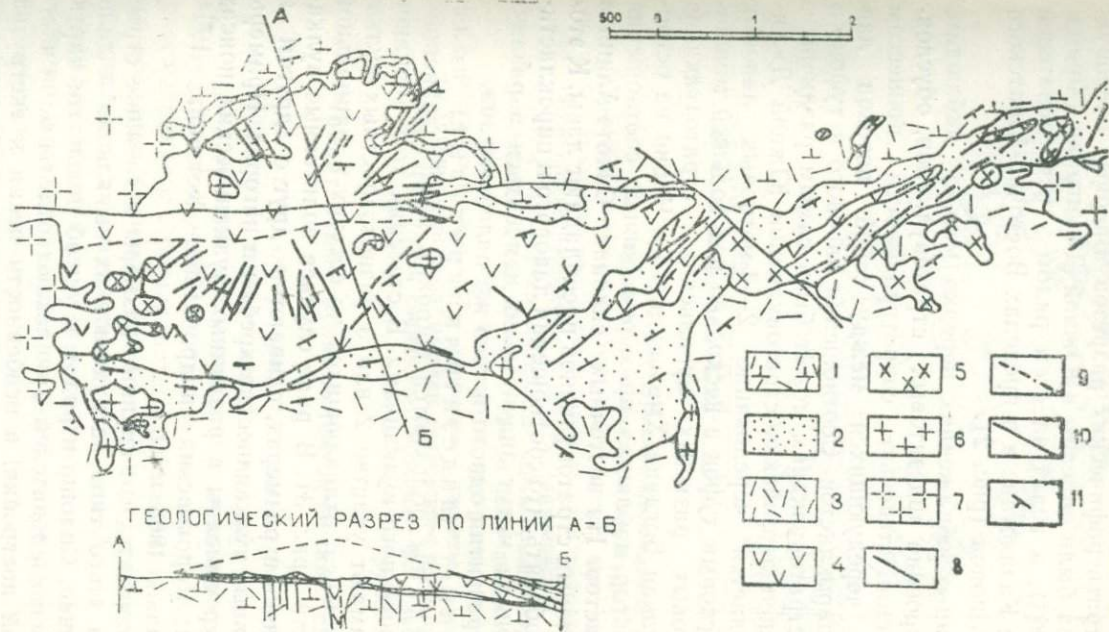


Рис. 2. Схема геологического строения Конуроленского стратовулкана.

1— существенно игнимбритовая фация верхнего карбона; 2— вулканогенно-терригенная фация верхнего карбона; 3— существенно игнимбритовая фация нижней перми; 4—6— жерловые и околожерловые фации; 4— потоки и чокры андезитов в переслаивании с туфами Конуроленского стратовулкана; 5— экструзивные купола и некки андезито-базальтов; 6— некки фельзитов, липаритов, трахилипаритов; 7— гипабиссальные сложные интрузии; 8— дайки андезитов и андезито-базальтов; 9— дайки липаритов и трахилипаритов; 10— разломы; 11— элементы залегания

привели к тому, что до последнего времени эти вулканические аппараты не выделялись, а рассматривались в составе нормальных стратиграфических разрезов. Впервые палеовулканы этого типа были описаны в Южной Джунгарии (Фремд, Каменский, 1963), а вслед за тем рядом исследователей в Центральном Казахстане и в пределах Восточно-Азиатского вулканического пояса (рис. 2).

В естественных обнажениях нередко можно наблюдать ступенчатое строение андезитовых стратовулканов, обусловленное различной степенью сопротивляемости процессам выветривания чередующихся между собой потоков лав и горизонтов пирокластов. Соотношения лавового и туфового материала в стратовулканах может быть самым различным. Так, для верхнепалеозойских стратовулканов Южной Джунгарии наблюдается чередование 2—3-метровых лавовых потоков с прослоями туфов в несколько раз большей мощности. В береговых разрезах курильских стратовулканов (например, вулкан Богдана Хмельницкого и Чирип на острове Итуруп) автор наблюдал примерно равные соотношения лав и пирокластов. На восточных склонах Сихотэ-Алиня в строении некоторых стратовулканов преобладают лавы. К этому следует добавить, что соотношения лавового и пирокластического материала могут значительно изменяться в различные периоды развития одного и того же палеовулкана.

Смешанные (андезито-липаритовые) полигенные вулканы пользуются широким распространением в областях орогенного вулканизма. В строении этих вулканов обычно принимают участие 2 или 3 разновозрастных вулканических комплекса, отличающихся по составу и фацальной принадлежности (рис. 3). В ряде случаев полигенные вулканы, увеличиваясь в размерах, сливаются друг с другом и образуют крупные вулканические хребты и нагорья. Примеры таких структур описаны в различных вулканических поясах (Фремд, 1964; Короновский и др., 1964; Кошкин, 1964; Фремд, Рыбалко, 1968 и др.).

Следует отметить, что крупные размеры и сложное строение вулканов этого типа затрудняют их выявление и дальнейшее изучение. Сплошь и рядом в ущерб цельности картины внимание исследователей привлекают отдельные части вулканической постройки, в особенности неки и экструзивные купола, эффектно выступающие среди мало выразительных руин некогда грандиозного вулканического сооружения.

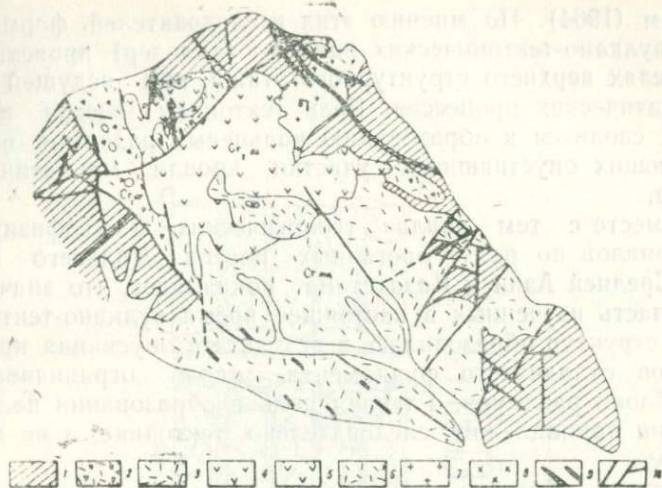


Рис. 3. Схема строения Солончовой вулcano-тектонической структуры

1— осадочные породы фундамента (триас, юра, нижний мел); 2— агломеративные и псефитовые туфы и туфобрекчии липаритов нижнеприморской подсвиты (арзамовской свиты); 3— туфы и игнимбриты липаритов верхнеприморской подсвиты (монастырской свиты); 4— туфы и лавы андезитов (сияновская свита); 5— плагиолипариты, липариты (экструзии сияновского времени); 6— кварцевые диориты, граниты, аплиты (субвулканические массивы сияновского времени); 7— граббифиры (экструзии сияновского времени); 8— дайки фельзит-порфиров; 9— тектонические нарушения.

### Отрицательные вулcano-тектонические структуры

К отрицательным вулcano-тектоническим структурам относятся грабенообразные впадины, в образовании которых принимают участие тектонические и вулканические процессы.

Вулcano-тектонические впадины до последнего времени рассматривались большинством исследователей, как кальдеры оседания, возникающие в связи с опусканием кровли близповерхностных магматических очагов, опустошаемых в результате параксизмальных извержений. Механизм образования и классификация кальдер подобного типа подробно рассмотрена на примере вулканов Индонезии Р. В. Ван-Бемеленом (1937, 1957), Х. Вильямсом (1941) и др., а для вулканов Камчатки — В. И. Влодавцем (1949) и Е. К. Мархи-

ниним (1964). По мнению этих исследователей, формирование вулкано-тектонических впадин (кальдер) происходит в пределах верхнего структурного этажа, при ведущей роли магматических процессов. Роль тектоники (всегда пассивная), сводится к образованию кольцевых разломов, ограничивающих опустившиеся участки кровли магматического очага.

Вместе с тем анализ геологических и геофизических материалов по ряду орогенных поясов Дальнего Востока, Средней Азии и Казахстана показывает, что значительная часть изученных в настоящее время вулкано-тектонических структур образовалась в результате опускания крупных блоков складчатого фундамента, вдоль ограничивающих эти блоки разломов. Главная роль в образовании подобных впадин принадлежит, следовательно, тектонике, а не магматизму.

Таким образом, намечается серьезное противоречие между гипотетическими представлениями о вулкано-тектонических впадинах, как кальдерах оседания, формирующихся в пределах верхнего структурного этажа и геолого-геофизическими данными, говорящими о генетической связи этих впадин с опущенными блоками складчатого фундамента.

Эти противоречия могут быть устранены лишь на основе представлений о тектонической активности и вертикальных блоковых движениях фундамента, связанных с определенными этапами развития свода (Фремд, 1969).

В общем виде образование вулкано-тектонических депрессий можно представить следующим образом:

**Начальный этап.** По системам разломов, расколовшим свод фундамента, происходит погружение отдельных блоков с одновременным излиянием глубинной, еще слабо дифференцированной магмы, образующей покровы плато-базальтов, щитовые вулканы, а в отдельных случаях и андезито-базальтовые стратовулканы (рис. 3).

**Средний этап.** Дальнейшее погружение блоков сопровождается трещинными эксплозиями уже контаминированной глубинной магмы, поднимающейся по ограничивающим депрессию разломам. Депрессии в пределах погруженных блоков заполняются мощными (5—6 км) толщами игнибригов и других вулканогенных пород.

**Поздний этап.** В пределах верхнего структурного этажа, образованного мощными толщами вулканитов,

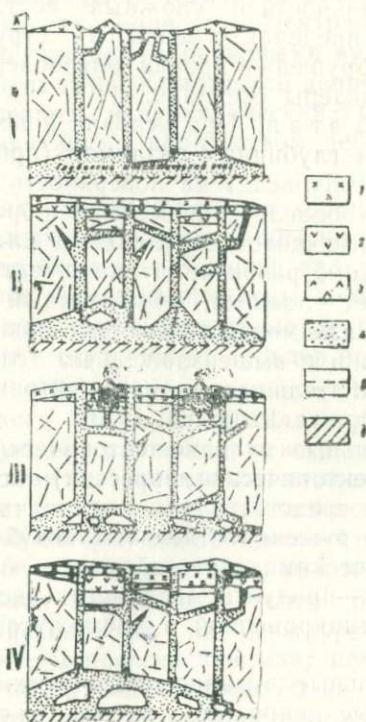


Рис. 3. Схема формирования вулканотектонических депрессий.

I — начальный этап; II — средний этап; III — поздний этап; IV — конечный этап.

1 — липарито-дацитовые игнимбриты, 2 — андезито-базальтовые покровы; 3 — андезито-дацитовые стратовулканы; 4 — магма; 5 — поверхность Моховичича; 6 — верхняя мантия.

A — верхний структурный этаж; Б — нижний структурный этаж.



возникают периферические очаги дифференцированной андезито-базальтовой магмы. Одновременно образуются и локальные очаги анатектической гранитной магмы. Оба типа магматических очагов питают центральные вулканы, обуславливая разнообразие проявлений синхронной вулканической деятельности и сложный состав вулканических продуктов. В пределах верхнего структурного этажа в результате обрушения кровли близповерхностных очагов образуются кальдеры оседания.

**Конечный этап.** При условии консолидации структуры по системам глубинных разломов (при соответствующих тектонических импульсах) на поверхность изливается неокристаллированная базальтовая магма, образующая покровы, а также отдельные щитовые вулканы и шлаковые конусы.

Таким образом, развитие вулкано-тектонических депрессий представляет сложный, многоэтапный процесс, обусловленный тесным взаимодействием тектоники и магматизма.

В соответствии с вышензложенным следует различать три типа отрицательных вулкано-тектонических структур (Фремд, 1969; Фремд, Рыбалко, 1970):

1. Отрицательные вулкано-тектонические структуры 1-го типа (вулкано-тектонические депрессии) — структуры, сформированные непосредственно на складчатом фундаменте в результате погружения отдельных его блоков. В строении вулкано-тектонических депрессий участвуют мощные вулканогенные толщи — продукты трещинных эксплозий глубинной магмы, дифференцированной в промежуточных и периферических очагах.

2. Отрицательные вулкано-тектонические структуры 2-го типа (кальдерные депрессии) — это наложенные структуры, формирующиеся в пределах верхнего структурного этажа при проседании кровли над периферическими и анатектическими очагами. В строении этих депрессий участвуют кислые и средние по составу продукты эксплозивной деятельности центральных и трещинных вулканов.

3. Отрицательные вулкано-тектонические структуры 3-го типа (полигенные вулкано-тектонические депрессии длительного развития) — структуры, образующиеся в результате наложения структур 2-го типа на структуры 1-го типа.

Изложенные представления хорошо увязываются с историей вулканизма Джунгарского (Фремд, 1963), Восточно-Сихотэ-Алинского (Фремд, 1968) и ряда других поясов и зон

развития крупных вулcano-тектонических структур и кольцевых комплексов. В этом отношении большой интерес для сравнения представляют четвертичные и современные вулканические пояса Камчатки.

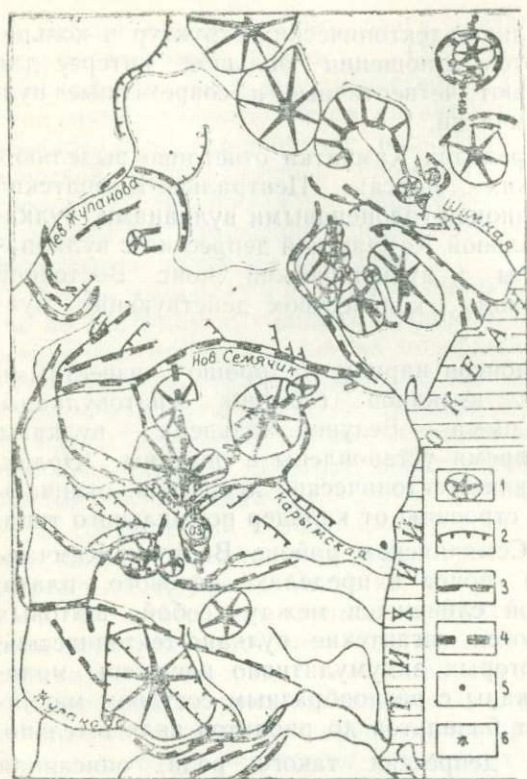
Как известно, в пределах Камчатки отчетливо выделяются три вулканических пояса: Центрально-Камчатский с преимущественно плиоцен-голоценовыми вулканами, вулканический пояс Центральной Камчатской депрессии с вулканами Ключевской группы и вулканический пояс Восточной Камчатки с подавляющим количеством действующих вулканов.

В пределах этих поясов наряду с хорошо известными типами центральных вулканов (обычно стратовулканы, стратовулканы типа Сомма — Везувий, кальдера — вулканы и др.) за последнее время установлены и описаны (Эрлих, 1966) гигантские вулcano-тектонические депрессии, отличающиеся по размерам и строению от кальдер нормального типа.

Так, в Карымско-Семячинском районе Восточно-Камчатского вулканического пояса в пределах лавового плато, образованного группой слившихся между собой щитовых вулканов, располагаются гигантские вулcano-тектонические депрессии, на дне которых аккумулятивно насажены молодые центральные вулканы с разнообразным составом магматических продуктов от базальтов до риолитов включительно.

Особенно крупная депрессия такого рода, описанная Э. Н. Эрлихом, расположена на междуречье Жупановой и Нового Семячика. Депрессия занимает центральную часть огромного лавового щита с диаметром 50 на 60 км. Большой диаметр щита отвечает северо-восточному направлению, согласному с простираанием грабен-синклинали Восточной Камчатки. Депрессия отличается сложным строением. Она состоит из двух ступеней, разделенных системой линейно-дуговых сбросов с суммарной амплитудой, достигающей несколько сотен метров (рис. 5).

В пределах депрессии находится ряд обычных кальдерных вулканов, образующих цепочку, вытянутую в меридиональном направлении. Это кальдера—вулканы Двор, Карымский, кальдера Карымского вулкана, кальдера Карымского озера, кальдера — вулкан Академии Наук и др. Некоторые вулканы располагаются непосредственно на дуговых разломах, ограничивающих депрессию.

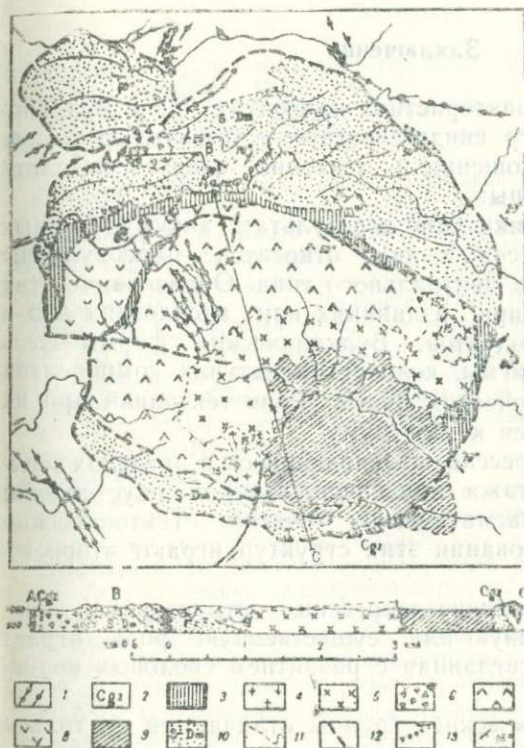


- 1— вулканы; 2— разломы; 3— сбросы, ограничивающие вулкано-тектонические депрессии; 4— предполагаемые разломы фундамента, контролирующие вулканические группы; 5— кратеры; 6— шлаковые конусы; 1—28— вулканы: 16— Академии Наук, 17— кальдеры Карымского озера; 18— Карымский; 19— Двор; 22— Малый Семьячкин; 27— Купановские Востряки.

Рис. 5. Кольцевые структуры и вулканы Карымско-Семьячинского района (по Э. Н. Эрлиху, 1966).

Гигантские вулкано-тектонические депрессии и кольцевые комплексы прошлых геологических эпох описаны за последнее время в различных районах земного шара. Как правило, эти структуры приурочены к жестким, активизированным участкам земной коры (области завершённой складчатости, платформы, вулканические пояса) и генетически связаны с системами глубинных разломов. Среди наиболее известных структур этого типа можно назвать пермские калдеры района грабена Осло в Норвегии (Ofte Dahl, 1952) гигантские верхнепалеозойские котлообразные депрессии и кольцевые комплексы провинции Квинсленд (рис. 6) в

Австралии (Branch, 1966), палеозойские кольцевые комплексы Шотландии и Ирландии (Anderson, 1924; Richey, 1937) многочисленные и весьма разнообразные кольцевые комплексы Африканского континента (Stillman, Cox, 1967; Johnson, 1951), Северной Америки (Smith, Bailey, Boss, 1961; Thomson, 1956; Williams, 1941).



Верхний палеозой: 1 — порфириновые, риодацитовые и трахиандезитовые дайки; 2 — лейкократовые биотитовые граниты, адамеллиты; 3 — биотитовый риодацит; 4 — мусковит-биотитовый риолитовый дацит; 5 — лейкократовый микроадамеллит; 6 — вулканическая брекчия; 7 — серые риодацитовые/сваренные туфы частично с кристаллолитовидными туфами; 8 — розовые риодацитовые сваренные туфы; 9 — горнблендит-биотитовый гранодиорит; 10 — силур-девонские граувакки (формация Гарнет); 11 — приблизительные геологические границы; 12 — предполагаемые разломы; 13 — тектонические брекчии; 14 — простирание и падение пластов.

Рис. 6. Кольцевой комплекс Кларнет Крик, Квинсленд, Австралия (по Бранчу, 1966).

На территории СССР крупные вулcano-тектонические депрессии и кольцевые комплексы подробно описаны в Центральном Казахстане (Беспалов, 1954; Дворцова, 1963; Мониц и др., 1960; Кошкин, 1964; Коптева, 1964; Перекалина, 1966; Зейлик, 1968 и др.), Южной Джунгарии (Фремд, 1959;

Фремд, Исаева, Каменский, 1964; Груздев, Яренский и др.), в Восточном Забайкалье (Томсон, Дежин, 1963), на Алдане (Кравченко, 1960; Богомолов, Кицул-Чадский, 1964), в хр. Сарычева (Рудич, 1959), в Охотском вулканическом поясе (Сперанская, 1964) и в ряде других районов. Классификация известных типов кольцевых структур разработана в последнее время Е. В. Свешниковой (1968).

## Заключение

Сравнительная характеристика палеовулканов и вулканотектонических структур свидетельствует о том, что среди них в зависимости от отношения к тектонике следует выделять три генетические группы:

1. Структуры, возникающие в результате аккумулятивных вулканических процессов. К ним относятся палеовулканы как трещинного, так и центрального типа. Образование этих структур происходит при излияниях или эксплозиях лав и пирокластических продуктов. Вулканические формы здесь зависят от состава магмы, количества летучих компонентов и давления в магматическом очаге. Роль тектоники при их формировании сводится к минимуму.

2. Кальдерные депрессии, развивающиеся в пределах верхнего структурного этажа при эксплозиях и опустошении близповерхностных магматических очагов. Тектонические процессы при формировании этих структур играют второстепенную роль.

3. Вулканотектонические депрессии — структуры, в образовании которых главную или существенную роль играет блоковая тектоника, связанная с развитием сводовых поднятий орогенного этапа.

Намеченные генетические группы отличаются не только по морфологии, внутреннему строению, составу, тектоническому положению, но и по металлогенической специализации. Этим определяется важное теоретическое и практическое значение проблемы, типизации вулканотектонических структур.

В связи с представлением о ведущей роли тектоники для формирования определенных типов вулканотектонических структур, возникает неотложная задача по выяснению строения складчатого фундамента вулканических поясов, зон и отдельных депрессий, сведения о котором сейчас крайне

сграничены. Это тем более важно, что как представляется, реакционные зоны, на контакте пород фундамента и вулкани- тов, являются в ряде случаев наиболее перспективными для выявления разнообразного эндогенного оруденения.

### Литература

Авдеев А. В. О кольцевых структурах магматических комплексов. «Советская геология», № 10, 1965.

Баскина В. А. Палеогеновые андезитовые вулканы в бассейне реки Геттохе (Приморье). Тр. лаборатории палеовулканологии, вып. 3, 1964, Алма-Ата.

Берсенев И. И. Основные черты тектоники Приморского края. Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса, 1963.

Богемолов М. А., Кицул-Чадский В. И. Ультраосновной щелочной массив на восточной окраине Алданского щита. Сб. «Петрография метаморфич. и изверж. пород Алданского щита». Изд-во «Наука», 1964.

Беммелен Р. В. Геология Индонезии, ИЛ., 1957.

Бураго А. И., Рыбалко В. И. О металлогенической специализации некоторых разломов Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Материалы XVIII научной конференции геологического факультета. Владивосток, 1968.

Бураго А. И., Рыбалко В. И., Фрейд Г. М. Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Материалы XVIII научной конференции геологического факультета ДВПИ, 1968, Владивосток.

Быковская Е. В. Некоторые третичные эруптивные аппараты Южно-го Приморья. Информационный сборник № 8, ВСЕГЕИ, 1959.

Влодавец В. и. Отрицательные вулканические формы рельефа. Тр. Мос. обл. пед. ин-та, т. 9, вып. 4, 1947.

Дворцова К. И. Девонский вулкан центрального типа в Чу-Шийских горах. Тр. лаборатории палеовулканологии, вып. 1, 1963.

Дали Р. С. Изверженные породы и глубины земли. ОИТИ, 1936.

Зейлик Б. С. О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования высотных фотоснимков с целью обнаружения подобных структур. Известия АН СССР, № 4, 1968.

Изох Э. П. Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алия. Геология и геофизика, № 1. Изд-во «Наука», 1966.

Коптева В. В. Строение Чубарайгырской вулканической депрессии. Тр. лаборатории палеовулканологии, вып. 5, Алма-Ата, 1964.

Ковкин В. Я. Строение Караирекского вулканического нагорья в Северном Прибалхашье. Тр. лаборатории палеовулканологии, вып. 3, Алма-Ата, 1964.

Кравченко С. М. О юрских кальдерах проседания Центрального Алдана. «Доклады АН СССР», т. 135, № 6, 1960.

Лучицкий И. В., Фрейд Г. М. Проблема палеовулканологических реконструкций. Тр. лаборатории, вып. 3, Алма-Ата, 1964.

Мархинин Е. К. Кальдеры и периферические вулканические очаги. Тр. лаборатории палеовулканологии. КАЗИМС, вып. 3, 1964.

Монич. В. К., Бедров Г. И., Балгожина А. Г. Геология и петрография Байназарской кольцевой системы магматических пород. Тр. ИГН КазССР, т. 3, Алма-Ата, 1960.

Офтедаль Х. Об игнимбритах и связанных с ними породах. Сб. «Проблемы палеовулканологии». Изд-во иностр. лит., 1963.

Перекалина Т. В. Геология герценовых гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Изд-во ЛГУ, 1966.

Радкевич Е. А. Металлогения Южного Приморья. Изд-во АН СССР, М., 1958.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд-во «Мир», М., 1964.

Ростовский Ф. И. Некоторые данные о верхнемеловых вулканических аппаратах в Тетюхинском районе (Приморье). Тр. лаб. палеовулканологии, вып. 3, Алма-Ата, 1964.

Рудич К. Н. Магматизм и особенности тектонического строения хребта Сарычева. Госгеолиздат, 1959.

Рудич К. Н., Устиев Е. К. Центры четвертичного вулканизма в области мезозонд Северо-Востока Азии. Тр. II Всесоюз. вулкан. совещ., т. 2. Изд-во «Наука», 1966.

Рыбалко В. И. Вулкано-тектонические структуры и вулкано-плутонические формации Восточного Сихотэ-Алиня. Материалы XVIII научной конференции геологического факультета ДВПИ, Владивосток, 1968.

Свешникова Е. В. Структурные особенности магматических комплексов центрального типа, связанных с кольцевыми разломами. «Известия АН СССР, сер. геолог.», № 10, 1968.

Сперанская И. М. Формация игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса. Материалы по Всесоюзному вулканолог. совещ., Петропавловск-Камчатский, 1964.

Томсон И. Н., Дежин Ю. П. Куйтунская кольцевая структура Забайкалья и некоторые общие закономерности в строении кольцевых комплексов «Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1963 г.» ИГЕМ, 1964.

Фрейд Г. М., Каменский А. С. Верхнепалеозойские стратовулканы Южной Джунгарии. Тр. лаб. палеовулканологии. Вып. I, Алма-Ата, 1963.

Фрейд Г. М., Исаев М. Д., Каменский А. С. Геологическое строение и история развития Восточно-Архарлинского стратовулкана в Южной Джунгарии. Тр. лаб. палеовулканологии, вып. 3, Алма-Ата., 1964.

Фрейд Г. М. Палеовулканология Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Материалы XVIII научной конференции геол. фак-та ДВПИ, Владивосток, 1968.

Фрейд Г. М., Рыбалко В. И. Каталог палеовулканов Сихотэ-Алинского вулканического пояса. В сб.: «Сихотэ-Алинский вулканический пояс и другие структурно-фациальные зоны Приморского края». Владивосток, 1968.

Фрейд Г. М. К вопросу о развитии посторогенных вулкано-тектонических структур. Тезисы докладов III Всесоюзному вулканолог. совещ., Львов, 1969.

Фрейд Г. М., Рыбалко В. И. Морфологические типы вулкано-тектонических структур Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. В сб.: «Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока». Владивосток, 1970.

Хренов П. М., Комаров Ю. В. О положении вулканических поясов в структуре восточной Азии, Советского Дальнего Востока и прилег. акваторий. Изд-во «Наука», 1968.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Изд-во «Недра», 1968.

Эрлих Э. Н. Новые данные о вулcano-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. «Геотектоника», № 6 1966.

Дальневосточный ордена Трудового Красного Знамени политехнический институт им. В. В. Куйбышева, г. Владивосток.

В. В. ВЕТРЕННИКОВ

**СТРОЕНИЕ ПЛАСТУНСКОЙ  
ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ВПАДИНЫ**

(Восточное Приморье)

Пластунская вулcano-тектоническая впадина, выделенная и детально изучавшаяся автором в 1961—1965 гг., расположена на правом берегу р. Иодзыхе и в бассейне р. Мутухе. Граница ее проходит по долинам рек Иодзыхе и Большая Синанча, затем по водоразделу рек Малая Синанча, Ахобе и руч. Артцевского и далее по широте пос. Каменка; на востоке она в большей части погружена под уровень Японского моря (рис. 1). По северо-западному краю впадины в основном под аллювием р. Большая Синанча проходит Тетюхинский разлом, отделяющий Главный синклинорий Сихотэ-Алиня от Прибрежной антиклинальной зоны. В современном рельефе к внешнему краю впадины приурочены горные гряды с главными вершинами Утесная, Большая Синанча, Староверский Сарафан, Сарафанная, Шептун. Внутренняя часть впадины представляет собой сильно расчлененное нагорье с абсолютными высотами 400—500 м на западе и 200—300 м на востоке. Гравитационное поле Пластунской впадины является дифференцированным: северная часть впадины характеризуется положительной, а южная — отрицательной аномалиями силы тяжести интенсивностью соответственно 5—10 и 10—15 мгл. Дифференцированный характер поля объясняется неоднородным строением древнего допалеозойского (?) фундамента. Магнитное поле впадины характеризуется знакопеременными значениями  $\Delta T$ , среди которых отмечаются положительные аномалии интенсивностью до 750 гамм в районе г. Ветроуды и руч. Третий Распадок.

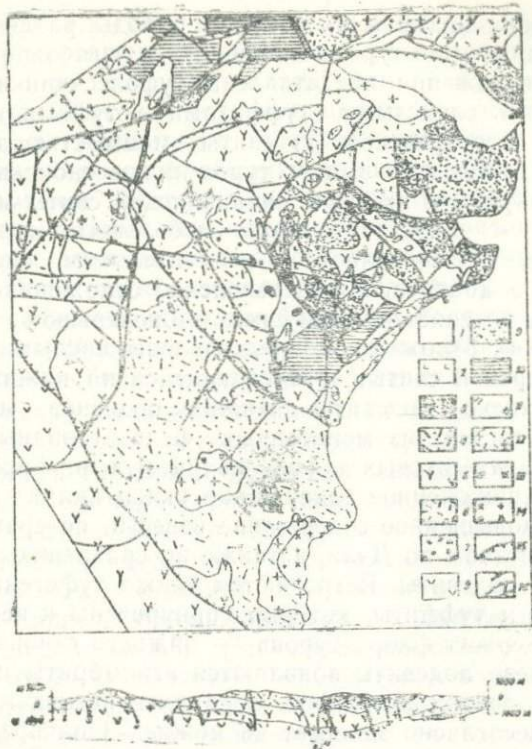


Рис. 10. Схема строения Пластунской вулcano-тектонической структуры

1— базальты кузнецовской свиты; 2— туфы липаритов богопольской (?) свиты; 3— игнимбриты и туфы дацитов, андезиты сияцовой свиты; 4—6— вулканиты приморской свиты: 4— кристаллотуфы и игнимбриты липаритов верхней подсвиты; 5— игнимбриты и туфы липаритов средней подсвиты; 6— туфы липаритов и туфогенно-осадочные породы нижней подсвиты; 7— крупнопорфировые липариты и гранит-порфиры экструзий и некков приморской свиты; 8— андезиты и их туфы синанчинской свиты; 9— туфогенно-осадочные породы, туффиты и туфы липаритов петрозувейской свиты; 10— мезозойские осадочные породы; 11— аляскитовые граниты; 12— блокитовые граниты и гранит-порфиры; 13— кварцевые диориты; 14— габбро-монзониты, диориты; 15— дугообразные разрывы; 16— сбросы и взбросы

В строении впадины участвуют породы различного возраста — от сеноман-турона до эоцена включительно. Сеноман-туронские отложения представлены туфопесчаниками, туф-алевролитами, слонстыми туффитами и туфами кварцевых порфиров петрозуевской (?) свиты мощностью до 400 м. Согласно залегающие выше турон-нижнесенонские андезитовые порфиры и их туфы синанчинской свиты мощностью 1100—1200 м характеризуются небольшим содержанием темноцветных минералов и значительным количеством акцессорного апатита. Нижнесенонские отложения, согласно залегающие на синанчинской свите и с перерывом — на сеноман-туронских отложениях, представлены кислыми вулканитами приморской свиты, разделяющейся на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита мощностью 600—700 м состоит из монотонных фельзитовидных алевролитовых и псаммитовых туфов кварцевых порфиров. В них отмечается пониженное содержание окиси калия и кремнекислоты и повышенное содержание извести, по сравнению со средним составом по Дэли, а также по сравнению с породами средней подсвиты. Встречаются также туфогенно-осадочные породы и туффиты, которые приурочены к верхам подсвиты и содержат флору турона — нижнего сенона. На востоке в разрезе подсвиты появляются игнимбриды и увеличивается роль псефитовых туфов. Средняя подсвита мощностью до 850 м, несогласно залегает на нижней. Она представлена игнимбридами и туфами липаритовых порфиров. Среди игнимбридов выделяются три разновидности, названные игнимбридами пластунского, простариковского и малосинанчинского типов. Они различаются по цвету, характеру фьямме, а также по степени сваривания пирокластического материала. Верхняя подсвита приморской свиты сложена также игнимбридами и туфами липаритовых порфиров, по химизму занимающими промежуточное положение между породами средней — нижней подсвит. Игнимбриды выделяются в особый морфологический тип, названный черемховским — это зеленовато-серые породы с редкими слабо уплощенными темно-зелеными фьямме, крупными (до 0,8 см) обломками зерен кварца. В основании подсвиты залегает горизонт псефитовых туфов липаритовых порфиров, которые вверх по разрезу переходят в игнимбриды черемховского типа. Верхнесенонско-датские отложения, несогласно залегающие на нижнесенонских, выделяются в сияновскую (?) свиту, разделяющуюся на

две подсветы. Нижняя подсвета мощностью около 600 м образована туфами и игнимбритами дацитов, а также туфогенно-осадочными породами и туффитами с флорой верхнего сенона-дания. Верхняя подсвета образована почти исключительно лавами андезитов с вкрапленниками андезита и андезин-лабрадора, роговой обманки и авгита. Датские отложения, с размывом залегающие на верхнесенонско-датских, представлены толщей сиреневато-серых липаритов с кристаллами кварца, олигоклаза и калишпата мощностью 200—250 м. Наиболее молодыми породами Пластунской впадины являются эоценовые андезито-базальты, долериты и андезиты кузнецовской свиты мощностью около 200 м, несогласно залегающие на более древних образованиях.

Пластунская вулкано-тектоническая впадина образована различными по своему генезису структурными формами: тектоническими, возникшими при региональных тектонических движениях, и вулканическими, непосредственно связанными с местными вулканическими процессами. Тектонические формы представлены крупной синклиналью северо-восточного простирания, охватывающей всю впадину, и наложенными на нее большими брахискладками. Синклираль сложена породами петрозувеской (?), синанчинской и приморской свит. Она имеет ступенчатое строение как по длинной, так и по короткой осям, в связи с наличием многочисленных нарушений. Структура асимметрична: ее северо-западное крыло наклонено под углами 16—30°, юго-восточное — 30—35°. Ядро синклинали расположено в районе сопки Лысый Дед и обрисовывается горизонтом фельзитоидных туфов кварцевых порфиров. На юго-восточное крыло синклинали наложены мелкие брахискладки с углами падения на крыльях в среднем 10—12°. Они сложены породами сияновской (?) свиты, толщи сиреневато-серых липаритов и кузнецовской свиты. Наиболее дислоцированы породы сияновской (?) свиты, углы падения в которых иногда достигают 30°, меньше всего — породы кузнецовской свиты, залегающие практически горизонтально.

Вулканические формы впадины представлены двумя кальдерами, возникшими в приморское (Ветроудуйская кальдера), и в сияновское (?) (Филаретовская кальдера) время, генетически и пространственно связанными с ними экстремивными телами, а также палеовулканами, сформировавшими толщу сиреневато-серых липаритов и кузнецовскую свиту.

Ветроудийская кальдера, является наиболее крупной вулканической формой впадины. Границы кальдеры и впадины почти совпадают. Периферическая часть кальдеры сложена породами петрозуюевской (?) и синанчинской свит и породами нижнеприморской подсвиты, являющимися ее фундаментом. В северной и северо-западной части кальдеры развит покров порфиринов синанчинской свиты, образовавшийся при трещинных извержениях вдоль Тетюхинского разлома. Восточная периферия кальдеры состоит из фельзитовых туфов кварцевых порфиров нижнеприморской подсвиты. Последние слагают вытянутый вдоль берега Японского моря покров, образованный деятельностью палеовулкана. Одно из жерл его обнажено в береговом обрыве моря в виде трубки взрыва Капустоловной, поперечником около 50 м, сложенной крупнообломочной жерловой брекчией.

Внутренняя часть рассматриваемой кальдеры сложена игнимбритами, туфами липаритовых порфиров средне-и верхнеприморской подсвит. На ее северо-западном склоне распространены в основном игнимбриты простариковского и малосинанчинского типов. Изучение разрезов вдоль полосы их распространения от сопки Сарафанной на юго-западе до правобережья р. Ветроудй на северо-востоке показало, что по простиранию и вертикали они имеют постепенные переходы друг в друга, а также, что наиболее высокая степень спекания игнимбринов в средней части разрезов. Так, на юго-восточных отрогах сопки Сарафанной низы разреза сложены псефитовыми и агломератовыми туфами липаритовых порфиров, которые выше постепенно переходят в игнимбриты простариковского, затем в игнимбриты малосинанчинского типов. На правом борту р. Малая Синанча этот разрез наращивается игнимбритами простариковского типа, а на северном склоне горы Малая Синанча наблюдается, как простариковские игнимбриты, слагающие склоны горы, постепенно вверх по разрезу переходят в туфы липаритовых порфиров. На юго-восточном склоне кальдеры распространены в основном игнимбриты пластунского типа, которые через зону промежуточных пород постепенно переходят вниз по разрезу в туфы липаритовых порфиров с постепенным увеличением в этом же направлении крупности пирокластического материала. Приуроченность простариковских и малосинанчинских игнимбринов к северо-западному, а пластунских — к юго-восточному склонам кальдеры может свидетельствовать о существовании

в период извержений двух пепловых потоков, образовавших среднюю подсвиту приморской свиты. Частичное смешивание двух потоков происходило, по-видимому, в районе р. Ветро-дуй, где наблюдается наибольшее сближение игнимбритов разного типа. Южный склон кальдеры сложен игнимбритами и туфами верхнеприморской подсвиты, которые, вероятно, образовались при направленном на юг взрыве. Околократерную и кратерную части кальдеры занимают агломерато-псефитовые ксенотуфы липаритовых порфиров верхнеприморской подсвиты и Ветроудуйский экструзив. Ксенотуфы представляют собой околократерную и кратерную брекчию, в которых содержится большое количество обломков «чуждых» пород — песчаников, алевролитов, иногда порфиритов. Ветроудуйский экструзив площадью около 14 км<sup>2</sup> сложен крупнопорфировыми липаритами, которые в северо-западном направлении постепенно через гранит-порфиры переходят в порфировидные граниты. Комагматичность экструзивных липаритов и пород средне- и верхнеприморской подсвиты (Ветренников, в печати) позволяют утверждать, что экструзив выполняет выводной канал вулкана, в настоящее время представленного рассматриваемой кальдерой. Канал отмечен положительной магнитной аномалией интенсивностью до 750 гамм. Кроме Ветроудуйского экструзива, небольшие экструзивные тела, связанные с приморской свитой, наблюдаются в северной и южной части кальдеры. Это — некки Большая Синанча, Рассыпная падь и Прямая падь.

С рассматриваемой кальдерой генетически связаны два дугообразных разлома, с центром на месте Ветроудуйского экструзива. Внешний из них, примерно совпадающий с материковой границей впадины, с амплитудой вертикального перемещения на юго-западном отрезке 400—600 м, протягивается от Японского моря через верховья р. Кедровки в бассейн р. Большой Синанчи и далее по долинам рек Синанчи и Иодзыхе. Внутренний Лудево-Утеснинский разлом, отделяющий собственно кальдеру от ее периферийной части, имеет вид дуги радиусом около 13 км, обращенной выпуклостью к северо-западу. Образование разломов связано с гравитационными опусканиями внутреннего блока кальдеры. По северо-западному отрезку Лудево-Утеснинского разлома, существующему, по-видимому, до начала извержений, опускание началось приблизительно синхронно с активизацией вулкана, вследствие чего на этом отрезке разлом конт-

ролирует распространение пород приморской свиты. Образование юго-западного отрезка произошло позднее, приморской свиты, о чем свидетельствует распространение последней независимо от данного отрезка разлома.

Филаретовская кальдера, возникшая в сияновское (?) время, эксцентрично наложена на восточный край Ветроудинской кальдеры. На востоке она погружена под уровень Японского моря, а в пределах материка ограничена Пластунским дугообразным разломом. Фундамент кальдеры, представлен вулканитами приморской свиты. Кальдера сложена породами сияновской (?) свиты. В центральной части кальдеры располагается вытянутый в северо-западном направлении Филаретовский экструзив площадью около 6 км<sup>2</sup>, сложенный андезитоидами дацитами, большей частью обеленными и участками превращенными во вторичные кварциты. На восточном склоне его сохранилась отпрепарированная трубка взрыва в виде скалы высотой более 50 м, поперечником около 100 м, представленная гидротермально измененной жерловой брекчией. Вокруг Филаретовского экструзива с удалением от него в 3—7 км располагается целый ряд более мелких экструзивов, среди которых лучше всего изучены Асташевский, Шапочный, Якубовский и Джигитогорский. Асташевский неkk, обнажающийся в береговых обрывах Японского моря на мысе Асташева, сложен темно-серыми, а в краевых частях бурыми андезито-дацитами, с хорошо выраженной отдельностью. Залегание некка вблизи уреза воды крутое (около 80°) с падением к центру. На высоте 25—30 м наблюдается флексуобразный изгиб контакта, а на высоте около 100 м неkk переходит в покров андезито-дацитов. Вблизи некка наблюдаются глыбовые агглютинаты, переходящие по простираанию в игнимбриты и лавоподобные туфы, а затем в слабо спекшиеся псефитовые туфы дацитов. Шапочный экструзив, расположенный в береговых обрывах бухты Пластун, состоит из трех некков андезито-дацитов, поперечниками 100, 10 и 50 м. Крупный Якубовский неkk, наблюдающийся в береговых обрывах одноименного мыса, прорывает туфы липаритовых порфиров приморской свиты. С северо-восточной стороны наблюдается постепенный переход некка в покров андезитов. Краевые части некка сложены темно-серыми стекловидными андезитами. К центру породы постепенно превращаются во флюидалные кластолавы андезитов с почти вертикально ориентированными полосами флю-

идальности. Также постепенно кластолавы переходят в центральную часть некка в брекчиевые лавы, залегающие в виде воронкообразного тела, поперечник которого на уровне пляжа равняется 10 м, на высоте 30 м — около 20 м. Джигитогорский некк, расположенный на восточном склоне горы Джигитской среди андезитов верхнесияновской подсвиты, грушевидной формы с длинной осью (около 200 м) северо-западного направления, по данным А. С. Гвоздиков, сложен брекчиевыми лавами андезитов. Некк в радиусе около 500 м опоясан полукольцевой конической дайкой фельзит-порфиров с падением в сторону некка.

Отмеченные экструзивы и некки, по-видимому, являлись корнями одного многоосевого вулкана, центральное жерло которого располагалось на месте Филаретовского экструзива. Подтверждением этого служит центральное положение его относительно выходов пород сияновской (?) свиты и других экструзивных тел. Наличие здесь вулканического центра устанавливается также по присутствию значительного количества грубопирокластического материала (агглютинатов и агломератовых туфов) и лавовых потоков, несомненно являющимися местными образованиями.

Пластунский дугообразный разлом, определяющий границу рассматриваемой кальдеры в пределах материка, проходит через гору Джигитскую, верховье р. Ветродуи и по долине руч. Первый Распадок. В плане он имеет вид дуги с радиусом около 9 км, с выпуклостью, обращенной на северо-запад. Разлом представляет собой кальдерный сброс с падением внутрь кальдеры, с амплитудой по северному отрезку разлома около 250 м, по северо-западному — не менее 400 м.

В юго-восточной части Филаретовской кальдеры на полуострове Якубовского располагается палеовулкан, сформировавший толщу туфов сиреневато-серых липаритов. В настоящее время от него сохранился небольшой покров липаритов и жерловина поперечником 500 м, обнажающаяся в береговых обрывах Японского моря, южнее мыса Якубовского. Жерловина сложена грубыми агломератовыми туфами с глыбами липаритов до 10 м в поперечнике. Кроме липаритов, в глыбах встречаются также игнимбриты приморской свиты. Заполнителем служит мелкий обломочный материал кислого состава, частично разложенный и частично спекшийся. Нередко в них наблюдаются грибообразной формы красно-

бурые участки, побурение которых вызвано, по-видимому, окислением в результате циркуляции горячих газов.

В западной части кальдеры в верховьях руч. Осинового и р. Корейки располагается небольшой покров андезито-базальтов кузнецовской свиты, представляющий собой, по-видимому, остатки эоценового лавового вулкана. К юго-западу от него тяготея к Пластунскому дугообразному разлому, наблюдается несколько экстрезивных тел андезито-базальтов.

История развития. В сеноман-туронское время рассматриваемая структура еще не являлась изолированной впадиной. В ее восточной части накапливались нормально-осадочные терригенные отложения, а в западной — континентальные вулканогенно-осадочные образования петрозувеской (?) свиты. Отсутствие грубообломочных отложений восточной части свидетельствует о низменном выровненном рельефе области сноса. В туроне — нижнем сеноне в северо-западной части современной территории впадины произошли трещинные извержения порфиритов и их туфов синанчинской свиты. Судя по преобладанию лав над туфами, извержения были близки гавайскому типу. Большая мощность свиты при ее отсутствии в восточной части дает основание предполагать, что тогда была сформирована флексура северного и северо-западного борта впадины в виде уступа. В нижнеприморское время основной вулканизм сменился кислым. Вулканическая деятельность была сосредоточена в восточной части структуры, а затем, после перерыва, за время которого сформировались туфогенно-осадочные породы верхов нижнеприморской подсвиты и произошла складчатость, в ее центральной части. В средне- и верхнеприморское время здесь действовал вулкан, в кратер которого после эксплозивных извержений внедрилась лава, образовавшая Ветроудый экстрезив. Судя по вытянутой форме экстрезива, магмовыводящий канал представлял трещину северо-западного простирания, из которой извергались пирокластические тучи. Широкое развитие игнимбритов свидетельствует о катмайском типе извержений. Строение игнимбритового покрова говорит о двух, следовавших друг за другом взрывах. При первом взрыве, сформировавшем среднеприморскую подсвиту, существовало, по-видимому, два пепловых потока: первый из которых образовал пластунские, а другой — простариковские и малосинанчинские игнимбриты. Вторым взрыв,

судя по распределению верхнеприморской подсвиты, был направлен на юг. Заключительной фазой взрыва был выброс материала, зафиксированного в верхах подсвиты. Деятельность вулкана, если судить по отсутствию перерывов в накоплении вулканических продуктов, была кратковременной. Ее можно рассматривать как практически одноактное извержение. Тем не менее при этом было выброшено около 600 км<sup>3</sup> пирокластического материала. Громадный объем выбросов привел к опустошению магматического очага и опусканию вышележащих пород под влиянием их собственного веса. В результате возникла огромная кальдера, определившая современные очертания Пластунской впадины. В периферических частях впадины произошло внедрение гранитоидов (Евлампиевский массив, начальные фазы Мутухинского плутона и т. д.) и образование в связи с этим пограничных горстов (Золотополянского, Духовского и др.). В верхнесенонско-датское время после периода покоя произошло возобновление вулканической активности. Новый центр извержений переместился относительно прежнего примерно на 10 км к востоку. Новый вулкан, главное жерло которого располагалось на месте Филаретовского экструзива, представлял собой стратовулкан с многочисленными побочными кратерами. Деятельность этого вулкана на первых этапах имела характер сильных эксплозивных взрывов, близких к плинниевскому типу, в результате которых отложилась мощная толща ичимбритов и разнообразных туфов дацитов и андезито-дацитов. Поздние этапы вулканической деятельности ознаменовались сравнительно спокойными излияниями андезитовых лав. Извержения на этом этапе были близки стромболианскому типу. Извержения сопровождалось проседанием центральной части вулканической постройки и образованием Филаретовской кальдеры, которая была эксцентрично наложена на Ветродуйскую кальдеру. Вслед за образованием кальдеры произошло внедрение гранитоидов начальных фаз Тернейского плутона, которые комагматичны слагающим кальдеру породам. Образование Филаретовской кальдеры и внедрение гранитоидов способствовали дальнейшему погружению Пластунской впадины.

В дании на территории впадины в результате деятельности палеовулкана, расположенного в районе мыса Якубовского, накапливалась толща сиреневато-серых липаритов. В конце дания было завершено формирование многофазных

плутонов, располагающихся по краям впадины (Тернейского, Мутухинского и др.).

Окончательное оформление Пластунской вулкано-тектонической впадины произошло в эоцене при излиянии кузнецовских базальтов. Вулканическая деятельность в эоцене была сосредоточена по краям Филаретовской кальдеры и тяготела к Пластунскому дугообразному разлому.

Таким образом, Пластунская вулкано-тектоническая впадина — это длительно развивающаяся полигенная структура (Фремд, 1969; Фремд, Рыбалко, 1970), сочетающая в себе взаимно связанные тектонические и вулканические структурные формы. Формирование ее происходило на фоне региональных тектонических движений. Определяющими моментами в формировании впадины явились: проседание вулканической постройки в конце нижнего сенона, внедрение интрузий и приблизительно синхронное воздымание пограничных блоков, вследствие нарушения изостатического равновесия и «воздымающей» интрузивной деятельности магмы.

### Литература

**Ветренников В. В.** О связи эффузивных и интрузивных образований южной части Тернейского района Приморья. Инф. сб. ПГУ, № 7, в печати.

**Фремд Г. М.** К вопросу о развитии посторогенных вулкано-тектонических структур. Тезисы докладов к III Всесоюзному вулканолог. совещ. Львов, 1969.

**Фремд Г. М., Рыбалко В. И.** Морфогенетические типы вулкано-тектонических структур Восточно-Сихотэ-Алиньского пояса. В кн.: «Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока». Владивосток, 1970.

---

**Приморское геологическое управление, г. Владивосток.**

В. И. РЫБАЛКО, А. В. ОЛЕЙНИКОВ

**ИНТРУЗИВНО-КУПОЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ  
ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ПОЯСА**

В результате широких геологических исследований последних лет в Приморье выявлено и изучено большое количество куполовидных вулcano-плутонических структур (Бурьянова и др., 1969; Рыбалко, Олейников, 1970) получивших название интрузивно-купольных структур (Фремд, Рыбалко, 1970). Интрузивно-купольные структуры распространены преимущественно у западной окраины северной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, образуя его тыловую, обращенную к матерiku, часть. В восточной части пояса такие структуры определенно не установлены. Практически неизвестны они южнее широты р. Бикин и только на самом юге Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса можно выделить предположительно несколько купольных структур. Такая избирательная территориальная приуроченность купольных структур к определенным участкам вулканического пояса возможно является следствием общей поперечной зональности в строении, магматизме и металлогении Сихотэ-Алиня, подмеченной Э. П. Изухом (1966).

В структурном плане купола приурочены к местам пересечения глубоких долгоживущих разломов северо-восточного и северо-западного или субширотного направлений. На поверхности эти разломы проявляются зонами повышенной трещиноватости. Обычно они отчетливо фиксируются гравитационными уступами.

Купольные структуры, по мнению В. И. Смирнова (1969), «примечательны тем, что они открывают возможность проследить шаг за шагом за их ростом, создавая тем самым прекрасные предпосылки для выявления истории формирования рудоконтролирующих элементов, их структуры и рудообразования в их пределах». Настоящая статья представляет попытку рассмотреть на конкретных примерах особенности строения и формирования интрузивно-купольных структур и связанного с ними оруденения в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.

Купольная структура Сихотэ расположена в междуречье рек Ада, Тагэму, Бикин и приурочена к центральной части крупной антиклинальной структуры, при этом куполообразное поднятие подчеркивается плавными горизонтальными флексурными изгибами слоев. Склоны купола образованы снятыми терригенными отложениями раннего мела. Диаметр его около 25 км при высоте до 1000 м. Купол хорошо выражается в рельефе.

В центральной части купола Сихотэ расположен близповерхностный многофазный массив гранитоидов позднемелового возраста (рис. 1). Магматические породы ранних фаз (кварцевые диориты, гранодиориты, монзониты) слагают преимущественно западную часть массива, а гранит-порфиры и аляскитовые граниты поздних фаз широко развиты в восточной части. Осадочные породы на склонах купола в той или иной степени (в зависимости от расстояния до интрузии) испытали воздействия контактового и гидротермального метаморфизма.

На куполе Сихотэ выделяются три системы разрывов — концентрические, радиальные и сквозные нарушения. Наиболее широко проявлены концентрические разломы, сопровождаемые поясами и роями даек кислого и среднего состава. Эти разломы контролируются небольшими трещинными интрузиями, сложенными гранитоидными породами субвулканического облика. Преобладают наклонные к центру купола разрывы, вертикальные встречаются реже.

Особо следует отметить наличие на куполе Сихотэ двух систем концентрических нарушений. Одна система дуговых концентрических разломов, среди которых преобладают нарушения с большим радиусом кривизны (до 12 км), имеет общий центр, расположенный в западной части магматического тела, т. е. в области развития пород ранних интрузивных

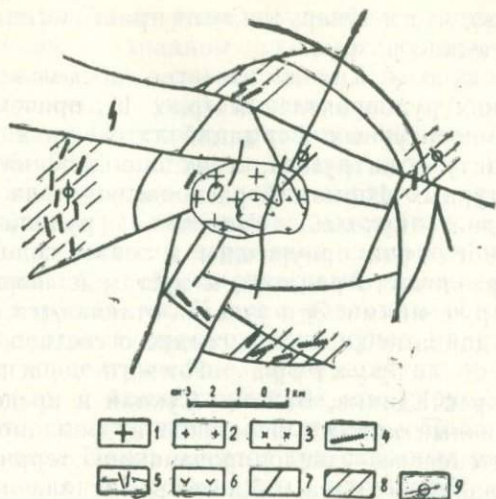


Рис. 1. Купольная структура Сихотэ

1— гранодиориты, диориты, монзониты (первая фаза внедрения); 2— граниты, аляскиты (вторая фаза внедрения); 3— гранит-порфиры и граниты (третья фаза внедрения); 4— дайки кислого и среднего состава; 5— вулканиты кислого состава; 6— вулканиты среднего состава; 7— разрывные нарушения; 8— зоны интенсивной эндогенной минерализации; 9— рудопроявления, стрелкой показано простирание рудных тел.

фаз. Центр разрывных дуг второй системы, радиусы которых не превышают 6—7 км, находится в поле магматических пород поздних фаз.

Весьма многочисленны также радиальные разломы, которые совместно с концентрическими раздробили склоны купола за сложную мозаику разновеликих блоков.

Сквозные разрывы являются структурами более глубокого заложения, не зависящими от процесса формирования купола. Они протягиваются на значительные расстояния за пределы купольной структуры. На куполе Сихотэ один сквозной разлом северо-восточного направления проходит через центр купола. На его продолжении находится также описанный ниже купол Нанза. Представлен разлом мощной зоной дробленных и рассланцованных пород. Второй сквозной разлом северо-западного направления отсекает северную часть струк-

туры. Характерно, что к северу от него практически отсутствуют концентрические разрывы.

В пределах купола Сихотэ известно несколько олово-полиметаллических рудопроявлений (рис. 1), причем проявления высокотемпературных формаций тяготеют к вершине купола, к контакту с интрузией, а рудопроявления средние и низкотемпературных формаций располагаются на склонах и по периферии купола. Участки с рудной минерализацией разного типа приурочены к зонам концентрических разломов различного радиуса, к местам их пересечения со сквозными нарушениями. Эти участки отличаются большой насыщенностью дайками кислого и среднего состава.

Купольная структура Нанза расположена на водоразделе рек Единка, Бикин, Сукпай и представляет собой асимметричный купол с вершиной в западной части, сложенный интенсивно дислоцированными терригенными отложениями раннего мела. Диаметр купола порядка 15—17 км, высота более 1600 м.

В пределах купола отчетливо выделяются три основных типа разрывных нарушений, определяющих его морфологию (рис. 2): а) концентрические; б) радиальные и в) сквозные.

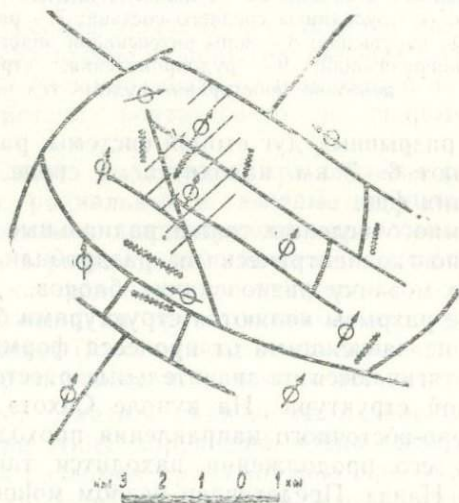


Рис. 2. Купольная структура Нанза (Условные, см. рис. 1.).

Концентрические разрывы наиболее широко проявлены на восточном и западном склонах купола. Представлены они маломощными зонами смятия и рассланцевания с зеркалами скольжения, указывающими на взбросовый характер перемещений. Плоскости разломов вертикальны или чаще круто ( $80-60^\circ$ ) наклонены внутрь купола. К этим нарушениям иногда приурочены дайки кислого и среднего состава.

Радиальные разломы выражаются более мощными зонами дробления с частыми зеркалами скольжения, по которым устанавливается сбросо-сдвиговый характер перемещений по этим нарушениям. К этим разломам обычно приурочены долины водотоков, дренирующих купол. Радиальные разрывы смещают концентрические, превращая их во фрагментарные отрезки. Как и концентрические эти нарушения неглубокие и относятся к структурам собственно купола.

На куполе Нанза имеется три сквозных разлома: два субпараллельных северо-западных нарушения обрезают купол с северо-востока и юго-запада, придавая ему удлиненную форму, и один северо-восточный проходит через центр купола. Эти разломы представлены очень мощными зонами дробления и рассланцевания пород, зонами повышенной трещиноватости шириной до 200 м.

Осадочные породы в пределах купола несут следы гидротермального метаморфизма, причем наблюдается отчетливая зональность в проявлении гидротермальных процессов, выраженная в прогрессирующем уменьшении степени ороговикования пород от центра купола к его периферии, в смене высокотемпературных минеральных ассоциаций на куполе средне-, а затем и низкотемпературными на его склонах. Это явление позволяет предполагать наличие внутри купола на некоторой глубине массива интрузивных пород гранитоидного состава, что подтверждается также наблюдениями над другими купольными структурами. Пространственное размещение оловянных и полиметаллических рудопроявлений в пределах купола также подчинено общей зональности эндогенных процессов. Высокотемпературные кварц-турмалин-касситеритовые проявления на вершине купола к его периферии сменяются кварц-хлорит-касситеритовыми, кварц-хлорит-сульфидными и карбонат-сульфидными.

В зависимости от положения в пределах купольной структуры существенно меняется и морфология рудных тел. В центре купола это протяжение (1—3 км) и сравнительно

мощные рудные зоны, тяготеющие к зоне сквозного северо-восточного разлома. По периферии купола обширные зоны с прожилково-вкрапленным оруденением приурочены к концентрическим разломам и особенно к местам их пересечения с радиальными. Интересно отметить, что процессы эндогенной минерализации совершенно не проявлены за пределами сквозных северо-западных разломов, которые, очевидно, явились своеобразным экраном, препятствующим развитию гидротермальных процессов.

Купольная структура Аник, расположенная в междуречье рек Тагэму, Чукэн и Бикин, представляет собой куполовидное вздутие складчатого фундамента, сложенного раннемеловыми терригенными отложениями. Диаметр купола 35—40 км при высоте до 1500 м. Склоны купола разбиты системой радиальных и концентрических разломов и в общем имеют грубо концентрическое ступенчато-глыбовое строение (рис. 3). В центральной части купола располагается более или менее изометричной формы сложная гранит-гранодиоритовая интрузия, имеющая концентрическое строение (Бурьянова и др., 1969). Интрузия достигает 8 км в поперечнике. Интрузивный массив окружен не широкой, но почти сплошной полосой вулканогенных пород кислого и умеренно-

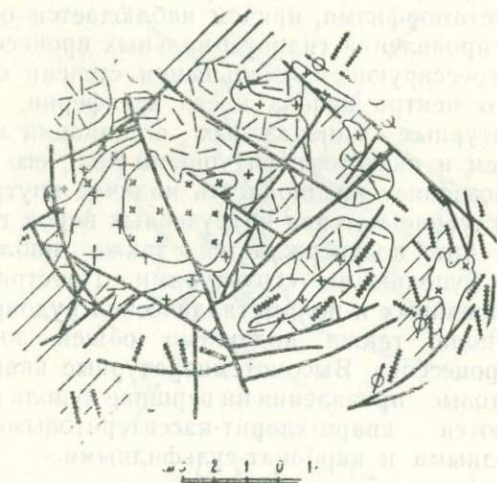


Рис. 3. Купольная структура Аник  
(Условные, см. рис. 1.).

кислого состава сенойского возраста. Слон вулканитов по всей окружности наклонены в сторону от интрузии. Преобладают вулканогенные образования околожерловой и склоновых фаций — агломератовые и лапиллиевые туфы, туфолавы, экструзивные тела. Небольшие поля вулканитов того же состава встречаются также по периферии купола с внешней стороны кольцевых разломов.

Воздействие интрузии на вулканогенные породы крайне незначительно, можно сказать, практически отсутствует. Интенсивному гидротермальному изменению вулканиты подвергались в зоне разрывных нарушений. В то же время осадочные породы складчатого фундамента в значительной степени ороговикованы, причем степень ороговикования постепенно уменьшается к границам купола. В этой связи следует отметить, что, по данным И. К. Пущина, изучавшего купол Аник, гранитоидный массив представляет собой лакколит, вскрытый в своей центральной, наиболее высокой части, и имеющий размеры, сопоставимые с размерами купола.

Разрывные нарушения на склонах купола Аник имеют обычную для купольных структур морфологию. Концентрические дуговые разломы сопровождаются весьма многочисленными дайками кислого и среднего состава, а также мелкими штоками и трещинными субвулканическими телами гранит-порфиров и липаритов. Пространственная связь этих тел с небольшими полями вулканитов (рис. 3) позволяет рассматривать их в качестве неков эксцентричных вулканов. Радиальные разрывы залечиваются дайками преимущественно кислого состава.

Крупный сквозной разлом северо-западного направления проходит через центр купола. По этому нарушению юго-западная часть структуры поднята на 200—300 м относительно северо-восточной. Второй сквозной разлом того же направления отсекает северо-восточную часть купола. Примечательно, что к зонам сквозных разломов приурочены дайки и небольшие покровы базальтов.

Особенности строения купола Аник позволяют предположить, что он сформировался на месте крупного стратовулкана вследствие прогрессирующего подъема магматических масс к поверхности земной коры. Возможно, что лакколит под куполом представляет собой периферический очаг, питавший вулкан.

В пределах купольной структуры Аник выявлено несколько оловянных и олово-полиметаллических рудопрояв-

ний кварц-касситеритовой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формации, причем зональность в пространственном размещении разнотемпературной эндогенной минерализации здесь также проявлена довольно отчетливо. Рудопроявления приурочены к зонам концентрических разломов в местах скопления даек и субвулканических тел кислого состава.

Купольная структура Центральная диаметром 18—20 км и высотой до 850 м находится на водоразделе рек Ада, Единка и Нахтахэ. В центре купола расположен интрузивный массив, сложенный диоритами, гранитами и гранит-порфирами позднемелового возраста. Северные, восточные и южные склоны купола сложены кислыми и средними вулканитами сенонского возраста. В западной части структуры обнажаются интенсивно ороговикованные песчано-сланцевые отложения раннего мела (рис 4).

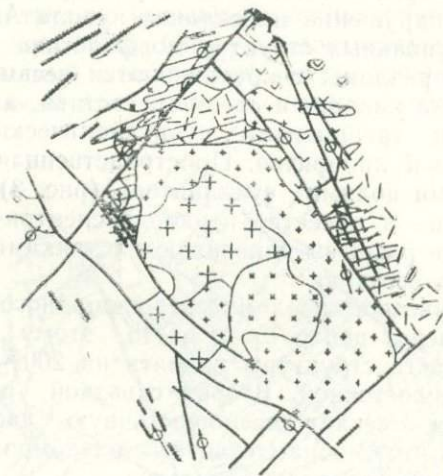


Рис. 4. Купольная структура Центральная  
(Условные, см. рис. 1.).

Радиальные и концентрические нарушения на куполе Центральном выражены менее ярко, чем в других структурах. На северных склонах купола концентрические разломы отчетливо фиксируются мелкими штоками гранитов и диоритов.

тов и поясами даек. Вместе с тем на этой структуре наблюдаются весьма характерные тектонические нарушения, не известные на других куполах. Это многочисленные и часто довольно протяженные вертикальные разломы, обкалывающие со всех сторон интрузивный массив. Морфологически они выражены мощными зонами дробления, часто состоят из целого ряда субпараллельных сближенных разрывов. Часть этих разломов выходит далеко за пределы купола, являясь таким образом сквозными. Обкалывающие разломы сопровождаются дайками кислого и среднего состава и субвулканическими телами. К ним же приурочены высокотемпературные рудопроявления олова.

Купольная структура Снежная расположена в отличие от предыдущих на юге Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, в водораздельной части рек Пхусун, Чуматагоу и Янмутьхоуза. Диаметр ее около 18 км, высота до 1000 м.

Строение купола очень сложное. На западных и юго-западных склонах его обнажаются интенсивно смятые песчано-сланцевые отложения позднего палеозоя, триаса и раннего мела. Южная часть сложена туфами и лавами среднего состава, образующими некогда крупный, но сильно эродированный щитовой андезитовый вулкан сеноман-туронского возраста. Осадочные породы и вулканиды среднего состава интенсивно изменены гидротермальными процессами, причем степень изменения к периферии купола заметно убывает. На востоке, севере и северо-западе склоны купола сложены пирокластическими породами сенонского возраста — агломератовыми и лапиллиевыми туфами и игнимбритами липаритов. Слои вулканидов имеют незначительный наклон к краям купола. Ближе к центру купола, развиты преимущественно грубообломочные туфы, которые к периферии сменяются все более тонкообломочными. В центральной части купола имеется крупная кальдера Челгу (Фремд, Рыбалко, 1968), диаметром 5—6 км. Кальдера ограничена серией концентрических сильно сближенных разломов с суммарной амплитудой опускания около 400 м. Заполнена она кислыми агломератовыми туфами сенонского возраста.

В центральной части кальдеры выделяется сложная экструзия липаритов и дацитов, окруженная окологупольной мантией. В зону кальдерного разлома на западе и юге

внедрилась полукольцом трещинная интрузия гранит-порфи́ров.

Из разрывных нарушений в пределах купола наиболее широко развиты концентрические разломы, охватывающие широкими дугами разного радиуса вершинную кальдеру с севера, востока и юга. Западная часть купола примерно по границе вершинной кальдеры отсечена крупным сквозным разломом северо-восточного направления. К западу от этого разлома количество концентрических нарушений резко уменьшается. Концентрические разломы контролируют расположение даек кислого и среднего состава.

В пределах купола Снежный известно большое количество оловянных и олово-полиметаллических месторождений и рудопроявлений (рис. 5). Территориально большинство из них расположено на склонах купола за пределами кальдеры Челгу. Внутри кальдеры имеется олово-полиметаллическое рудопроявление прожилково-вкрапленного типа в экструзии липаритов. Структурно все они приурочены к зонам концентрических разломов.

Приведенными примерами не исчерпывается все многообразие купольных структур в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе. В Северном Сихотэ-Алине к ним можно отнести крупные купола Няухе, Ольга, Тардоки-Яни, Вуэлля-Кемани, Кон, Чепийская сопка и многие другие. Строение их будет соответствовать тому или иному из описанных выше типов. Общим для всех интрузивно-купольных структур будет:

1. Отчетливое выражение купола в современном рельефе, что дает возможность при изучении куполов наряду с основным структурным методом исследования применять дополнительно морфоструктурный анализ по методу А. В. Орловой (1968).

2. Наличие специфических тектонических нарушений, присущих только куполовидным структурам — концентрических, радиальных и обкальывающих. При этом концентрические и радиальные разломы имеются на всех куполах, а обкальывающие являются особенностью определенных морфогенетических типов. Сквозные разломы являются долгоживущими региональными структурами складчатого фундамента и, вероятно, определяют пространственное размещение купольных структур, способствуя проникновению магматических масс в верхние горизонты коры.

3. Наличие в центре купола близповерхностного массива.

ва гранитоидных пород, иногда не вскрытых эрозией. В строении большинства куполов участвуют также кислые вулканиты по возрасту близко одновременные с гранитами.

4. Зональность гидротермального метаморфизма и оруденения и приуроченность рудопроявлений к зонам концентрических разломов вообще и к местам их пересечения с радиальными и сквозными в особенности.

Проведенные исследования рудоносных интрузивно-купольных структур Восточно-Сихотэ-Алинского пояса позволяют высказать некоторые соображения о механизме их формирования. По мнению Е. В. Свешниковой (1968), определяющим моментом в образовании подобных структур является долгоживущий кольцевой разлом и подвижки по нему центрального цилиндрического блока.

Представляется более вероятным, что интрузивно-купольные кольцевые структуры, как уже говорилось ранее (Фремд, Рыбалко, 1970), сформировались в результате активного механического воздействия магматических масс на вмещающие породы. Наиболее вероятными причинами, вызывающими активное перемещение магматических масс к поверхности, Ю. А. Кузнецов (1966) считает гравитационное всплывание и магматическое гидростатическое давление. Эффект гравитационного всплывания в условиях Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, вероятно, был минимальный, так как купольные структуры формировались в близповерхностных условиях среди сильно дислоцированных плотных песчано-сланцевых пород, практически не отличающимся по плотности от прорывающих их гранитоидов. Высокое гидростатическое давление в данном случае является более вероятной причиной перемещения магмы к поверхности. При этом с какого-то вполне определенного уровня, в общем довольно близкого к поверхности, движение магматических масс вверх может осуществляться путем приподымания кровли, т. е. над интрузирующей магмой зарождается купол (рис. 5а). Это приводит к возникновению горизонтальных трещин отрыва, к отслоению образующих купол осадочных пород. Внедряясь в эти трещины и расширяя их наподобие клина, магма получает возможность двигаться в латеральном направлении, что для нее безусловно предпочтительней, т. к. прочность осадочных пород на разрыв в 20—40 раз ниже прочности на сжатие и в 2 раза меньше прочности на скалывание (Уиссер, 1964). В результате на

какой-то определенной глубине, зависящей от энергии магматических масс, происходит формирование лакколитообразного магматического тела (рис. 5б), над которым образуется купол типа известного купола Монте-Искья в Италии (Ритман, 1964). Именно такой формы структуры неизменно возникали в опытах А. М. Сычевой-Михайловой (1970) по моделированию процесса формирования куполов.

С момента зарождения купола на его склонах неизбежно, как показали экспериментальные исследования Г. Клооса (Cloos, 1939), В. В. Белоусова (1952) и др., возникают наклонные под углом  $60^{\circ}$  к поверхности концентрические разломы и перпендикулярные к ним радиальные<sup>1</sup>. Эти нарушения широко проявлены на всех типах купольных структур. Естественно, что эти разломы являются отличными путями для продвижения магмы (кольцевые дайки и трещинные кольцевые интрузии куполов Сихотэ, Аник, Снежный

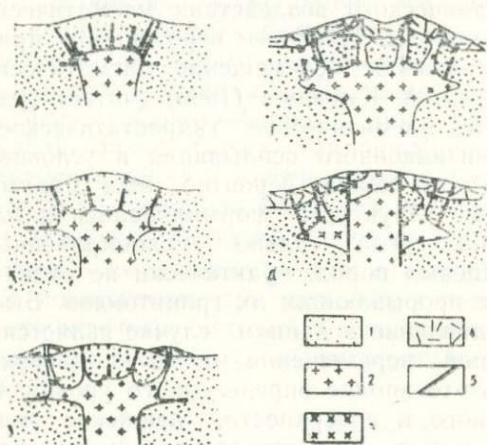


Рис. 5. Схема развития вулкано-купольных структур

1— отложения складчатого фундамента; 2— магматический расплав; 3— застывшие интрузивные породы; 4— вулканогенные образования; 5— разрывные нарушения.

<sup>1</sup> В опытах Г. Клооса такие разрывы возникали на самых ранних стадиях формирования купола, когда с него еще не могла течь вода.

и др.). В случае проникновения трещин до поверхности на склонах купола возникают трещинные липаритовые вулканы, рис. 5в (купола Аник, Центральный и др.).

Необходимо иметь в виду, что формирование купола происходит при горизонтальном перемещении магматических масс, т. е. в условиях растяжения. В зонах концентрических разломов растягивающий эффект проявлялся сильнее, нежели в радиальных разломах. Вероятно, именно поэтому концентрические разломы явились наиболее проницательными зонами и к ним приурочено абсолютное большинство даек, трещинных интрузий и рудопроявлений.

Отток магмы в стороны от выводного канала уменьшает давление на купольный свод над этим каналом и центральная часть купола, по мнению Ричи, Томаса и др. (Richey, Tomas, et al. 1930) уподобляется, «свободно плавающему кирпичу в арочном своде», который перемещается вверх на меньшую величину, т. е. опускается относительно прилегающих частей купола, образуя впадину в вершине купола (купол Снежный), чему в немалой степени способствовали своим весом накопившиеся на куполе вулканыты (рис. 5г). Аналогичным образом, по данным Э. Уиссера (1964), образовалась кальдера Сильвертон на одноименном куполе в Калифорнии. Подобного рода впадины обычно наблюдаются также в центре соляных куполов (Косыгин, 1969). Экспериментально они были воспроизведены А. М. Сычевой-Михайловой (1970).

Пульсационное поступление магмы в верхние горизонты коры обуславливало, с одной стороны, формирование сложных многофазных интрузивных комплексов, а с другой — прерывистый процесс формирования купольных структур (купол Сихотэ). При этом может происходить как наращивание уже существующего магматического тела, так и образование новой лакколитообразной залежи, особенно на границе вулканогенных толщ и складчатого фундамента. Как показали исследования А. М. Сычевой-Михайловой (1970), граница раздела разнородных толщ является наиболее благоприятным местом для формирования лакколита. Теоретически возможно также образование сложных многоэтажных магматических тел, связанных общим подводящим каналом. Такие магматические структуры были описаны в Сучанском районе Приморья Ф. Р. Лихтом (1968), под названием «инфразэффизивных комплексов».

В случае, если перемещение магматических масс в латеральном направлении почему-либо становится невозможным или затруднительным, должно происходить дальнейшее продвижение магмы вверх по направлению выводного канала, что приводит к инверсии депрессии на вершине купола. При этом в движение вверх вовлекаются и уже остывшие части лакколита, которые, действуя как жесткий штамп, продавливают вершину купола. Вероятно, таков механизм образования обкалывающих разломов на куполе Центральном (рис. 5д). Закономерность возникновения таких разрывов на заключительных этапах формирования купола экспериментально была доказана Чертковой (Белоусов, 1952). Интересно, что возникающие в этих опытах обкалывающие разломы образовывали систему крутых трещин, сходящихся по направлению вверх, т. е. ограничивали клиновидный блок. Раздвигающими напряжениями при подъеме такого клина можно объяснить появление зон расслабления со слабо проявленными процессами гидротермального метаморфизма на куполе Центральном.

Процессы эндогенной минерализации на куполе приурочены преимущественно к концентрическим разрывам. Развитие этих разломов в условиях растяжения способствовало усиленной циркуляции гидротерм и, следовательно, рудообразованию. Процесс развития специфических купольных трещин протекал снизу вверх и от вершины купола к его периферии по мере роста самого купола. Это нашло свое отражение в отчетливо выраженной зональности эндогенных процессов в пределах купольных структур.

Представляется, что интрузивно-купольные структуры имеют место и в других районах Дальнего Востока. Исследования А. В. Палагина и М. В. Мартынюка в Хабаровском крае показали широкое развитие купольных структур на Северном Сихотэ-Алине, где к ним приурочен ряд оловянных и олово-полиметаллических месторождений и рудопроявлений. В. В. Ярмолюк (1970) описал аналогичные рудодносные структуры в Охотско-Чукотском вулканическом поясе.

#### Литература

Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Тр. геофиз. ин-та АН СССР, № 17 (144), 1952.

Бурьянова И. З., Бевзенко П. Е., Барвинок Ю. А., Годунов Ю. М., Киричек Д. В. Гранитоидные интрузии центрального типа Сихотэ-Алиня.

В сб. «Вопросы геологии, геохимии металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса», Владивосток, 1970.

**Волчанская И. К., Сапожникова Е. Н.** Морфоструктурный метод выделения блоков в некоторых горных областях в целях перспективной оценки их на полезные ископаемые. В сб.: «Геоморфологические методы поисков эндогенного оруденения». Изд-во Зап. фил. географ об-ва СССР, Чита, 1968.

**Волчанская И. К., Кулинич Р. Г., Шило Г. К., Фаворская М. А.** О некоторых методах выявления магно- и рудоконтролирующих структур Тр. Восточно-Сибирской экспедиции, т. 2, 1970.

**Изох Э. П.** Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиня. «Геология и геофизика», № 1, 1966.

**Косыгин Ю. А.** Тектоника. Изд-во «Недра», М., 1969.

**Кузнецов Ю. А.** О главных формах гранитного магматизма и механизме образования гранитоидных тел. «Геология и геофизика», № 6, 1966.

**Лихт Ф. Р.** К вопросу о некоторых разновидностях вулканоплутонических формаций (на примере геологического строения Сучана). «Сов. геология», № 3, 1968.

**Орлова А. В.** Палеомагматические построения и анализ блоковых структур. Изд-во «Недра», М., 1968.

**Ритман А.** Вулканы и их деятельность. Изд-во «Мир», 1964.

**Рыбалко В. И., Олейников А. В.** Куполовидные вулканоплутонические структуры северного Приморья. В сб.: «Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока». Владивосток, 1970.

**Сычева-Михайлова А. М.** О механизме тектонических процессов в условиях инверсии плотности горных пород. «Геотектоника», № 4, 1969.

**Фремд Г. М., Рыбалко В. И.** Каталог палеовулканов Сихотэ-Алинского вулканического пояса В сб.: «Сихотэ-Алинский вулканический пояс и другие структурно-фациальные области Приморья». Владивосток, 1968.

**Фремд Г. М., Рыбалко В. И.** Морфогенетические типы вулканотектонических структур Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. В сб.: «Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока». Владивосток, 1970.

**Унссер Эд.** Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. В кн.: «Проблемы эндогенных месторождений». Изд-во «Мир», 1964.

**Ярмолук В. В.** Вулканические структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. «Геология и геофизика», № 6, 1970.

Приморское геологическое управление, г. Владивосток

Н. Ф. САВОЧКИН

**О ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ  
ВНУТРЕННЕЙ ЗОНЫ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО  
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА**

(На примере бассейна р. Пенжины)

При изучении строения вулканических поясов постоянно сталкиваешься с наличием в них особых структур, названных вулкано-тектоническими, формирование которых пока еще не до конца ясно. Известно лишь, что образование их связано с деятельностью вулканических и тектонических процессов. Геологическая обстановка бассейна р. Пенжины позволяет выяснить некоторые важнейшие стороны этой связи.

Рассматриваемая территория является частью внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса. Для нее, как и для пояса в целом, характерно мозаично неоднородное геологическое и структурное строение, обусловленное поперечной зональностью в сочетании с разнообразными вулкано-тектоническими структурами. Структурная неоднородность проявляется в пространственной разобщенности деформаций различного типа. Так, участки деформированных покровов и слоев развиты локально и чередуются с площадями почти горизонтально залегающих осадочно-вулканических толщ. Это свидетельствует о том, что деформации имеют магматическое происхождение и не связаны со складкообразовательными процессами, приводящими к складчатости одинаковой ориентировки и сходной формы, развитой на больших площадях. Помимо характера деформаций на присутствие вулкано-тектонических структур в

районе указывают: наличие системы кольцевых и радиальных разломов, данные аэромагнитной съемки, более или менее хорошо выраженное кольцевое распределение различных магматических (интрузивных, субвулканических, экструзивных) и метасоматических проявлений.

Среди вулcano-тектонических структур района выделяются как отрицательные — депрессии, так и положительные — поднятия. Чередование депрессий с разделяющими их остаточными поднятиями позволяет рассматривать их как структуры, образовавшиеся в процессе накопления вулканического материала, источником которого были вулканические извержения внутри самих депрессий. Ниже мы остановимся на рассмотрении вулcano-тектонических депрессий поскольку они, как правило, легче устанавливаются при геологическом картировании и лучше изучены в данном районе.

Вулcano-тектонические депрессии бассейна р. Пенжины выполнены вулcanoгенными и вулcanoгенно-осадочными породами нижнего и верхнего мела. Занимаемая ими площадь колеблется от нескольких сотен до первых тысяч км<sup>2</sup>, что соответствует площади современных вулканов. Амплитуда прогибания составляет 1—2 км, падение пород на крыльях — 10—15° и направлено в общем к центру депрессий. Вулcano-тектонические депрессии ограничены в большинстве своем прямолинейными разломами преимущественно северо-восточного простирания, или кольцевыми (дуговыми), сочленяющимися с короткими радиальными разломами. Среди отрицательных вулcano-тектонических структур преобладают изометричные и реже встречаются линейные структуры. Изометричные вулcano-тектонические депрессии бывают сложены породами одного или нескольких стратиграфических подразделений. Первые из них чаще всего бывают выполнены образованиями альбского яруса (тылххойской свиты), в составе которых преобладают туфы и игнимбриты кислого состава. В строении этих структур отсутствуют интрузивные породы. Это свидетельствует о том, что после мощного эксплозивного вулканизма магматический очаг прекратил свое существование. Депрессии, сложенные породами нескольких стратиграфических подразделений, характеризуются более сложным строением, наличием разнообразных интрузивных проявлений, обрамляющих их по периферии.

Примером такой сложной отрицательной вулканотектонической структуры является Окланская депрессия, расположенная в среднем течении р. Оклан, ниже устья р. Хайоклан. В плане она имеет округлую несколько вытянутую с севера на юг форму и протягивается с запада на восток на 28 км, а с севера на юг — на 40 км. По занимаемой площади Окланская депрессия вполне сопоставима с довольно крупными современными вулканами. Окланская вулканотектоническая депрессия выполнена вулканитами альбского (преобладают туфы дацитов, липариты, встречаются игнибрииты) и сеноманского (андезиты и их туфы) ярусов. Указанные породы, судя по химизму и площадному распространению отложений сеноманского яруса в регионе, являются продуктами деятельности двух самостоятельных магматических очагов. Магматический очаг кислой магмы действовал в альбском, возможно, в самом начале сеноманского веков, андезитовой магмы — в сеноманском веке. Наибольшая мощность вулканогенных образований наблюдается в центральной части депрессии и составляет 1800—2000 м. По мере приближения к краевым частям мощность постепенно уменьшается до 600—700 м. Это связано с тем, что одновременно с накоплением эффузивного и пирокластического материала происходило погружение осевой части депрессии. Углы падения пород в краевых частях структуры не превышают 10—20°. Краевую часть Окланской вулканотектонической депрессии опоясывают полукольцевые разломы, с которыми связаны гранитоидные интрузии (биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты и адамеллиты) второй интрузивной фазы позднемелового интрузивного комплекса и экструзивные тела андезитов. Субвулканические тела андезито-дацитов и андезитов верхнего мела встречаются только в центральной части депрессии. Внедрение гранитоидов второй интрузивной фазы позднемелового интрузивного комплекса и экструзий андезитов верхнего мела произошло в тот период, когда, в результате просадок над магматическими очагами, оживились старые и заложилась новые глубинные зоны проницаемости. Следовательно, Окланская вулканотектоническая депрессия заложилась в альбском веке и закончила свое развитие в позднем мелу. Окланская депрессия осложнена мелкими брахиформными складками и поперечными пликативными дислокациями, развитие которых, по-видимому, связано с формированием всего Охот-

ско-Чукотского вулканического пояса. Образование мелких брахиформных складок, осложняющих депрессию, вероятно, связано с неравномерным опусканием отдельных блоков над магматическим очагом.

Таким образом, формирование вулкано-тектонических депрессий предопределяется наличием в верхних горизонтах земной коры периферических магматических очагов, из которых впоследствии по разломам и трещинам происходят мощные и быстрые выбросы вулканических продуктов кислого и среднего состава. Вулкано-тектонические депрессии в районе возникли в результате просадок над этими магматическими очагами после их опорожнения. Форма и размеры вулкано-тектонических депрессий во многом обусловлены формой и размерами магматических очагов. Развитие большинства депрессий бассейна р. Пенжины происходило в результате движений по разломам северо-восточного простирания, с которыми связано возникновение самого Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Разрывные нарушения не только подчеркивают, но и усложняют строение вулкано-тектонических структур. Основными среди них являются три типа: а) разломы глубокого заложения северо-западного и северо-восточного простирания, которые предопределяют места локализации крупных магматических очагов и центров, сформированных позже вулкано-тектонических структур; б) система кольцевых радиальных нарушений, возникшая при образовании самих вулкано-тектонических структур; в) разломы, связанные с общей тектонической активизацией в конце верхнего мела. Кольцевые разрывные нарушения центральных частей вулкано-тектонических структур часто освоены гидросетью — по ним заложены долины крупных рек.

Элементы внутренней неоднородности магнитного аномального поля связывают с чертами глубинного геологического строения (Беляев, Титов, 1969). Структурный рисунок магнитных аномалий района часто совпадает с контурами вулкано-тектонических структур.

Пространственная связь вулкано-плутонических образований с вулкано-тектоническими структурами характерна и для внешней зоны Охотско-Чукотского пояса (Палымский, 1969). В этом проявляется сходство внутренней и внешней зон пояса.

Выделение конкретных вулкано-тектонических структур

важно для правильного направления поисковых работ, так как они контролируют размещение субвулканических тел и позднемеловых гранитоидов, с которыми связаны проявления многих полезных ископаемых. Намечается тесная связь полей метасоматических пород и ореолов рассеяния полезных ископаемых с отдельными структурами. Так, зоны эпидотизации и окварцевания приурочены к радиальным разрывам, а участки пропилитизации, пиритизации, рудопроявления отдельных металлов и особенно шлиховые ореолы тяготеют к зонам ограничения вулкано-тектонических структур. Сходное расположение гидротермально-измененных пород отмечено и другими исследователями (Юдин, Юдина, 1969).

Таким образом, во внутренней зоне Охотско-Чукотского пояса отмечается тесная связь мелового магматизма и распределения полезных ископаемых с отдельными вулкано-тектоническими структурами. Подобные соотношения установлены и в других районах Северо-Востока СССР (Палымский, 1969 и др.). Вулкано-тектонические структуры в районе только начинают изучаться и еще недостаточно выяснена их роль в размещении полезных ископаемых, а также особенности распределения фаций внутри них. В связи с этим совершенно необходимо детальное картирование отдельных вулкано-тектонических структур.

### Литература

Беляев И. В., Титов В. А. К вопросу о глубинном строении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по геофизическим данным. Тезисы докл. VII сессии научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1969.

Палымский Б. Ф. Меловой вулканизм и его место в тектоническом развитии Северо-Восточного Приколымья. Тезисы докл. VII сессии научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1969.

Юдин С. С., Юдина В. Н. Развитие структур и эволюция магматизма Ола-Хасынского фрагмента Охотско-Чукотского вулканического пояса. Тезисы докл. VII сессии научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, Магадан, 1969.

Всесоюзный аэрологический трест, г. Москва.

А. Б. ИГНАТЬЕВ

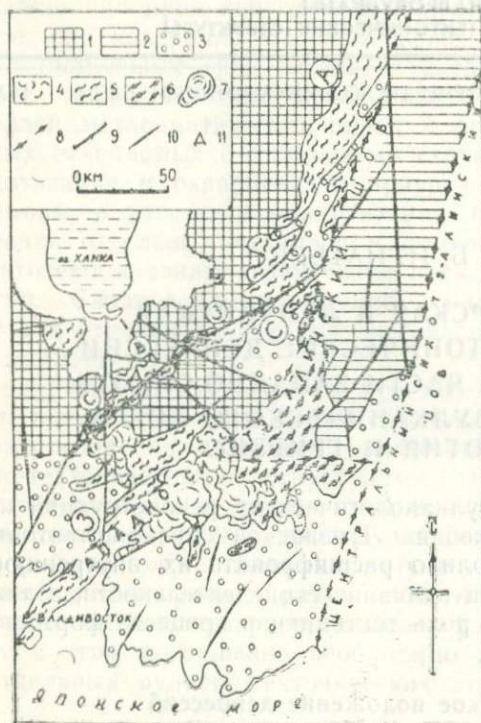
МОНАСТЫРСКАЯ И ЛУНЗИНСКАЯ  
ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕПРЕССИИ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИХОТЭ-  
АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА:  
ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС

Проведение палеовулканологических реконструкций на территории Монастырской и Лунзинской вулканотектонических депрессий позволило расшифровать их внутреннюю структуру и особенности вулканической деятельности, а также установить важную роль тектоники в процессе формирования депрессий.

Геологическое положение депрессий

Монастырская и Лунзинская вулканотектонические депрессии находятся в центральной части Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса на периферии Ханкайского массива. Синегорская вулканическая зона (Фремд, Игнатъев, 1970, рис. 1), в строении которой непосредственно участвуют описываемые депрессии, занимает секующее положение по отношению к Черниговскому синклинорию и Спасскому и Вознесенскому антиклинориям массива.

Сами депрессии расположены на территории Черниговского синклинория, где приурочены к опущенному блоку фундамента массива, заполненному продуктами позднепермской вулканической деятельности. Блок ограничен региональными разломами: на западе — Лефинским, юге — Широтным, севере — Медвежинским и юго-востоке — Синегорским; его площадь составляет около 700 км<sup>2</sup>. В юго-западной части блока расположена Монастырская, а в северо-восточной — Лунзинская депрессии.



- 1— Ханкайский массив;  
 2— Даубихинский краевой прогиб; 3— наложенные мезозойские прогибы; 4-6— вулканоплутонические комплексы: 4— среднепалеозойские; 5— поздчепалеозойские; 6— мезозойские; 7— неогеновые базальты; 8— структурные швы; 9— Синегорский разлом; 10— прочие разломы; 11— Монастырская и Лузинская вулканотектонические депрессии; ЗСА — Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; СВЗ — Синегорская вулканическая зона.

Рис. 1. Структурная позиция южной части Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Треугольная форма блока ориентирована длинной стороной вдоль зоны Синегорского разлома северо-восточного направления, занимая резко дискордантное положение по отношению к северо-западному простиранию Черниговского синклинория. Состав пород фундамента у границ депрессий показывает, что ранее здесь существовала шельфовая зона.

Контуры депрессий, совпадающие с тектоническими границами блока, срезают складки кембрийского фундамента. Однако в большинстве случаев складчатые структуры массива при приближении к депрессиям как бы «разворачиваются» и обтекают их. При этом наблюдается падение пород синклинория в сторону депрессий с углами от 30 до 80°. Непосредственно у границ депрессий кристаллические

породы фундамента испытали дополнительную деформацию, о чем говорит наличие дисгармоничной складчатости с затухающей амплитудой по мере удаления от борта депрессий. Подобные случаи, вероятно, свидетельствуют о высоком боковом давлении на вмещающие породы фундамента в момент внедрения магматических масс на поверхность депрессий.

### Морфология и структура депрессий

Монастырская и Лунзинская вулcano-тектонические депрессии расположены в междуречье Лефу — Медведица на южных отрогах хребта Синего. Низкогорный сглаженный рельеф депрессий представляет вулканическое нагорье, абсолютные отметки высот которого (200—400 м до 600 м) не выделяются на общем ландшафте района, изрезанного логами эрозионного и тектонического происхождения. В плане вулканические выходы позднепермских пород Монастырской депрессии имеют форму гигантского амфитеатра, открытого на запад, а Лунзинской депрессии — форму эллипса, развернутого по длинной оси в субширотном направлении.

Пространство Монастырской (23 км — Ю-С × 18 км — З-В) и Лунзинской (16 км — З-В × 11 км — С-Ю) вулcano-тектонических депрессий ограничено соответственно Главным и Внешним сбросами, и лишь в отдельных местах на краю депрессий наблюдается седиментационный контакт вулканогенных образований с породами фундамента. Ограничивающие сбросы на большом своем протяжении совпадают с тектоническими границами блока. Так, Главный сброс Монастырской депрессии представлен на юге Широтным разломом западе — Лефинским, юго-востоке — Синегорским, а северная граница Лунзинской депрессии совпадает с Медвежинским разломом (рис. 2). Более мелкие дуговые разрывы, соединяя линейные отрезки разломов, придают овальную форму депрессиям.

Характерно, что Главный и Внешний сбросы депрессий имеют падение к центру депрессий или являются вертикальными. Так, Главный сброс Монастырской депрессии на юге в районе с Абражеевки падает под углом  $70^\circ$  к центру депрессии. В юго-восточной части депрессии, где он представлен серией разрывов Синегорского разлома, падение сброса, по данным О. Г. Старова, почти вертикальное. В восточной и

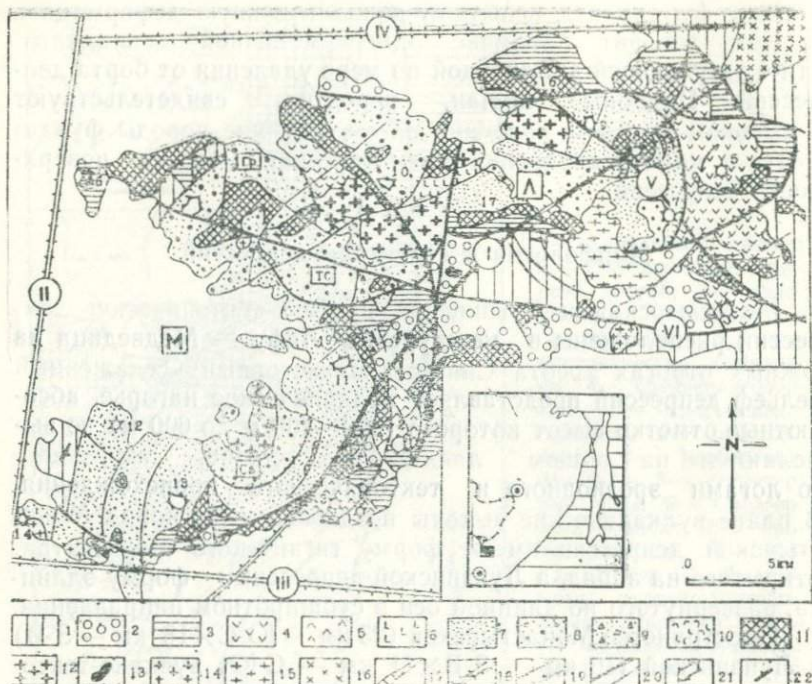


Рис. 2. Монастырская и Лунзинская вулкано-тектонические депрессии

1—2 — фундамент депрессий: 1 — кембрий; 2 — средний палеозой; 3—17 — позднепермские породы депрессий: 3 — диабазовые порфириты; 4 — андезитовые порфириты; 5 — дациты и их туфы; 6 — смешанные туфы; 7 — игнимбриты липаритов; 8 — игнимбритовые отложения кальдер; 9 — кислые туфы; 10 — пепловые туфы; 11 — экструзии фельзитов; 12 — субвулканические интрузии липаритов; 13 — дайки и штоки габбро, андезитовых и диабазовых порфиритов; 14 — граниты и гранит-порфиры; 15 — сиениты, сиенит-порфиры, граносиениты; 16 — гранодиориты, кварцевые монзониты; 17 — дайки плагиопорфиритов; 18 — межблоковые разломы (белые участки разлома перекрыты четвертичными отложениями); 19 — разломы, ограничивающие кальдеры и депрессии; 20 — прочие разломы и разрывы; 21 — жерла вулканов; 22 — падение пород.

Разломы: I — Синегорский; II — Лефинский; III — Широтный; IV — Медвежинский; V — Северо-западный; VI — Поперечный; вулканы и экструзии: 1 — Кабаний; 2 — Вассиановский; 3 — Радужный; 4 — Сандуганский; 5 — Котляра; 6 — Халкидон; 7 — Еловый; 8 — Каменный; 9 — Западный; 10 — Кошненкова; 11 — Горбатый; 12 — Ветровой; 13 — Маяк; 14 — Лефинский; 15 — Медвежья; 16 — Крутая; 17 — Овражная; 18 — Восточная; 19 — Овальная; кольцевые комплексы (кальдеры): Св — Светлый; Гр — Горелый и ГС — Толстая Сопка.

северо-восточной части депрессий отмечаются более пологие углы падения сброса, составляющие  $50-60^\circ$  к центру депрессии. Падение Внешнего сброса на юге Лунзинской депрессии составляет  $50-60^\circ$ , а на северо-востоке плоскость этого сброса обращена к центру депрессии уже под углом  $70-80^\circ$ . Северный отрезок Внешнего сброса имеет вертикальное падение.

Структура депрессий отличается разнообразием разрывных нарушений и сложным внутриблоковым строением. Среди разрывных элементов определяющими являются дуговые разломы (обычно сбросы) и сопряженные с ними радиальные трещины. К третьему типу разрывных нарушений депрессий можно отнести сквозные разломы, связанные не с вулкано-тектоникой (в отличие от первых двух), а с процессами позднепермской и поздне меловой тектономагматической активизации. Указанные разломы, с одной стороны, придают депрессиям структуру типа «конка» (Влодавец, 1954), а с другой — внутриблоковое мозаичное строение.

Структура «конка» в депрессиях обусловлена комбинацией двойных провалов — большого и малого, ограниченных, как правило, кольцевыми сбросами. Например, в пределах Лунзинской депрессии внутренний сброс заключает Центральный провал. В результате в краевых частях депрессий располагаются более ранние продукты вулканической деятельности, а в центре сохранились более поздние продукты вулканизма. Внутриблоковая тектоника, вызванная неоднородным перемещением дна депрессий, усложняет структуру «конка». Так, в северо-западной части Лунзинской депрессии находится блок фундамента, сложенный алевролитами с девонской флорой. В северной части Монастырской депрессии выступают два блока пород кембрийского фундамента.

Внутриблоковое строение определяет неравномерное погружение дна депрессий — от первых десятков метров до 2 км. Наиболее погруженными являются центральные зоны депрессии, а краевые их части менее погружены и амплитуда смещения колеблется в пределах первых сотен метров.

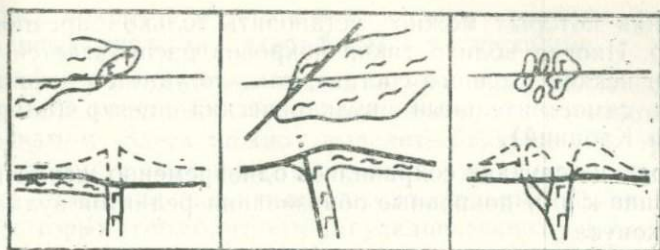
### **Вулканические комплексы, состав фаций и типы вулканических форм**

Позднепермские вулканические образования депрессий расчленены на два комплекса: нижний — корольковский и верхний — светляровский.

Породы корольковского комплекса пользуются на территории депрессий незначительным распространением и встречаются только по периферии депрессий, где неглубокое погружение фундамента. Для комплекса характерно присутствие терригенного материала в нижней части разреза, а также контрастные по составу породы, слагающие различные фации глубинности. Так, покровные фации комплекса представлены в нижней части разреза диабазовыми порфиритами (очень редко встречаются спилиты), иногда переслаивающимися с терригенными образованиями. Выше по разрезу комплекса появляются андезитовые порфириты, дациты, фельзо-дациты и кислые туфы. В целом для комплекса характерна фациальная изменчивость, непостоянство мощностей, изменяющихся в широких пределах от 80 до 700 м. Среди жерловых и околожерловых фаций комплекса известны вулканические брекчии и лавобрекчии дацитового и более кислого состава. Экструзивные фации представлены фельзитами или дацитами, слагающими небольшие экструзии. К субвулканическим фациям корольковского комплекса можно отнести некие диабазовых порфиритов.

Светлоярковский комплекс сложен из исключительно кислых продуктов вулканизма. Его покровные фации состоят из мощных покровов и отдельных потоков, в разрезе которых главную роль играют продукты игнимбритового вулканизма. К жерловым и околожерловым фациям комплекса относятся эруптивные брекчии, выполняющие небольшие диатремы, агломератовые туфы и туфоконгломераты, а также игнимбритовые и вулканические брекчии кислого состава. Экструзивные фации светлоярковского комплекса чрезвычайно широко распространены. В их составе преобладают липариты и фельзиты, реже встречаются автомагматические брекчии. К субвулканическим фациям относятся тела липаритов, а также более поздние дайки плагиопорфиритов и андезитовых порфиритов. Гипабиссальные фации представлены позднепермскими интрузиями гранитов и гранит-порфиритов, комагматичных вулканогенным породам комплекса. Наиболее поздними образованиями являются дайки и штоки габбро и диоритовых, диабазовых порфиритов.

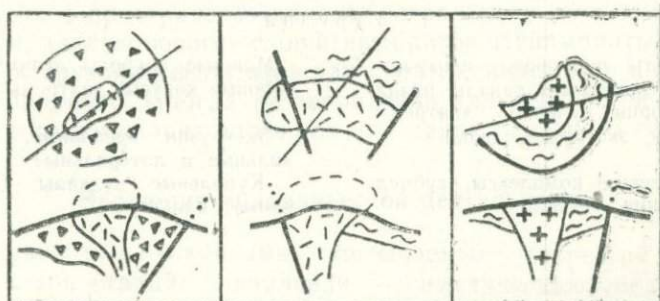
Структурно-фациальный анализ позволяет реконструировать древние вулканические формы, систематика которых представлена в табл. 1 (см. также рис. 3.). Первые две группы вулканов сложены продуктами корольковского комп-



Вулканические формы 1 группы



Вулканические формы 2 группы



Вулканические формы 3 группы

Рис. 3. Главные вулканические формы Монастырской и Лунзинской вулканотектонических депрессий.

лекса, а в строении вулканов и кальдер третьей группы участвуют породы светлоярского комплекса.

Среди вулканов первой группы, сложенными наиболее ранними образованиями корольковского комплекса, широко распространены покровы, точнее реликты покровов, корни

излияния которых можно установить только предположительно. Иногда вблизи таких покровов располагается серия даек и некков сходного состава, так что удается реконструировать самостоятельный вулканический центр (например, вулкан Кабаний).

В редких случаях сохранились одновременно жерла и прилегающие к ним покровные образования реликтов вулканического конуса.

Т а б л и ц а

Т И П Ы В У Л К А Н И Ч Е С К И Х Ф О Р М	
Современные формы	Древние формы
1 группа	
Дайки и штоки основного состава, реликты покровов, потоки.	Лавовые пюги, покровы, щитовые вулканы, стратовулканы
2 группа	
Руины стратовулканов, корни вулканов, реликты потоков, покровы.	Стратовулканы, туфовые конусы, реде потоки, покровы.
3 группа	
Реликты покровов, центральные и трещинные каналы излияния, корни вулканов, диатремы. Некки, экструзии, дайки	Мощные покровы ингимбритов, туфовые конусы, диатремы
Кольцевые комплексы, субвулканические массивы	Экструзии ареальные, терминальные и латеральные Купольные вулканы (субвулканы), кальдеры

Вулканические формы второй группы имеют более сложное строение и отличаются лучшей сохранностью. Помимо жерловых, околожерловых и покровных фаций, в их строении часто встречаются моногенные экструзии. При реконструкции стратовулканов можно наблюдать как центриклинальное падение пород околожерловой фации в удалении от центра сменяется периклинальным залеганием переслаивающихся покровов лав и туфов. Жерла вулканов этой группы, сложенные вулканическими брекчиями или лавобрекчиями дацитов и фельзо-дацитов, отличаются по составу от более

основных покровов и потоков на склонах вулкана, нередко прорванных кислыми латеральными экструзиями.

Наибольший интерес представляют вулканические формы третьей группы, тесно связанные с игнимбритовым вулканизмом. Здесь можно выделить центральные, трещинные вулканы и кальдеры. В строении вулканов центрального типа участвуют жерловые и околожерловые фации, в составе которых игнимбритовые и вулканические брекчии и агломератовые туфы, покровные фации, представленные разнообразными кислыми туфами и игнимбритами, и экструзивные фации. Последние встречаются не только на склонах вулканов, но и нередко в виде некков заполняют жерло. Трещинные вулканы приурочены к крупным сбросам депрессий. Большинство из них сейчас «залечено» экструзиями фельзитов, внедрившихся в полость разлома вслед за извержением игнимбритов. Примером трещинных вулканов можно считать экструзию Овражную, Овальную и др. Глубоко эродированные кальдеры или кольцевые комплексы на территории депрессий являются наиболее сложными по строению и в общем виде представляют собой комбинацию провала с центральным штоком. Благодаря этому на территории кальдер обнажены различные фации глубинности. Опущенное пространство кальдер ограничено дугowymi разломами, заключающими слои игнимбритов. Игнимбриты прорваны экструзиями фельзитов или субвулканическими интрузиями липаритов. Иногда на территории кальдер встречаются мелкие штоки гранит-порфиров или дайки основного состава.

### Эволюция вулканической деятельности

В развитии вулканизма описываемых депрессий намечаются три стадии: начальная — симатическая, средняя — симатически-сиалическая и конечная — сиалическая. Вулканические эпизоды первых двух стадий связаны с образованием корольковского комплекса, а последней третьей стадии — со светлороевским комплексом.

В начальную стадию развития вулканизма депрессий известково-щелочная базальтовая магма (слабо атлантический тип по А. Ритману, 1964) по разломам из глубинного очага свободно продвигается к поверхности. В результате формируются щитовые вулканы, мощные покровы и потоки. В настоящее время большая часть этих форм скрыта в

опущенных блоках депрессий под образованиями светлорвовского комплекса. Вулканические формы, расположенные в пределах слабо или совсем не погруженных блоков, подверглись интенсивной эрозии и сейчас фиксируются только корнями излияний в виде некков, даек и штоков основного среднего состава и изолированных от них покровов. Примером может служить вулкан Кабаний и другие (рис. 2). Сюда же можно отнести стратовулканы, образование которых только начиналось.

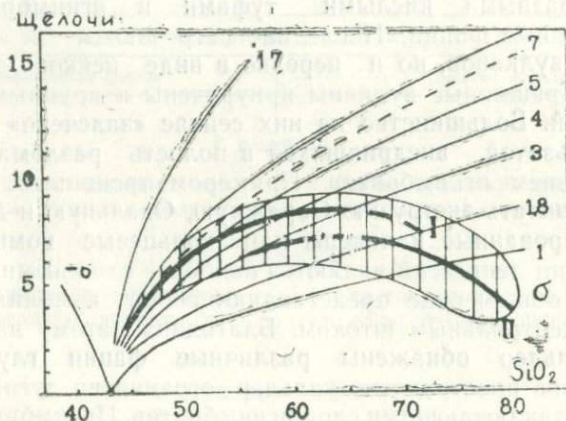


Рис. 5. Эволюция магматических расплавов на 1, 2 (I) и 3 (II) стадиях вулканизма.

На следующей стадии наиболее характерными вулканическими формами были стратовулканы, а позднее туфовые конусы. Появлению этих типов вулканических форм предшествовало усиление процессов дифференциации в магматической колонне, а затем и в образующем в верхней части коры промежуточном очаге. Этот момент отвечал смене состава магм от слабо атлантических к тихоокеанским. Другим характерным моментом в образовании этой группы вулканов было их питание за счет разноглубинных магматических очагов, отличающихся по составу магм. Эти особенности хорошо отражены в покровах юго-восточной части Монастырской депрессии, где видно переслаивание диабазовых и андезитовых порфиритов с липаритами и кислыми туфами. Таким образом, для вулканических форм этой стадии характерно не только обычное для стратовулканов слоистое залегание лав

и туфов, но и чередование продуктов в разрезе с резко различным составом магмы.

В современном эрозионном спеле сохранились андезитовые стратовулканы Халкидон и Котляра (рис. 2). Другие, в частности стратовулкан Вассановский, туфовые конусы Радужного и Сандуганского оказались сильно разрушенными, так что обнажились корни вулканов.

Вулканические формы, возникшие в конечную стадию вулканизма, наиболее разнообразны. Это во многом объясняется составом магмы и развитием периферических камер, расположенных выше промежуточного очага в непосредственной близости от поверхности. Механически активная магма, обладающая большой подъемной силой, устремилась к поверхности, используя как центральные, так и трещинные каналы. В результате на поверхности образовались мощные покровы игнимбритов, реже туфовые конусы, а также сохранившиеся в виде реликтов покровы или потоки и жерла, заполненные брекчиями и другим эруптивным материалом, корней вулканов и диатрем. В местах максимального приближения периферических очагов к поверхности возникли кальдеро-вулканы Светлый, Горелый и Толстая Сопка. В настоящее время эти вулканические формы глубоко эродированы. В пределах кальдерного пространства, ограниченного кольцевыми сбросами, сохранились покровы игнимбритов, и в то же время обнажились субвулканические интрузии, дайки. После эксплозий игнимбритов дегазированная магма поступала на поверхность в виде многочисленных экструзий фельзитов или липаритов, имеющих зачастую полигенное строение (Овражная, Овальная и др.). Типы их, по-видимому, были самые различные: ареальные, терминальные и латеральные.

### Условия локализации вулканических очагов и магмоконтролирующие структуры

Условия локализации вулканических очагов депрессий на каждой стадии были различными (рис. 2).

На первой стадии лавовые потоки, покровы, щитовые вулканы были расположены вдоль расколов фундамента. Таким образом, тектонические условия определяли вулканическую деятельность. Наличие в низах вулканогенного разреза терригенных пород свидетельствует, что погружение вулкано-тектонических депрессий предшествовало вулканизму.

На следующей стадии образовались стратовулканы, туфовые конусы, реже покровы и потоки, сложенные преимущественно породами среднего — кислого состава. В своем расположении они занимают двойственную позицию. С одной стороны, их вулканические очаги находятся в зоне Синегорского разлома, как стратовулкан Вассиановский, туфовый конус Радужный и другие, с другой — вулканы Халкидон, Кабаний и указанные выше вулканы Вассиановский, Радужный и Сандуган расположены вдоль Главного сброса. На территории Лунзинской депрессии вулкан Котляра тяготеет к внутреннему сбросу и в тоже время находится в зоне Синегорского разлома. Ситуация, когда размещение очагов находилось под двойным контролем, возникла вполне закономерно и отражает процесс увеличения верхнего давления магмы, под влиянием которого в кровле развивающегося промежуточного очага возникали кольцевые разломы и связанные с ними новые вулканические центры.

Особенно четко проявилась связь вулканических очагов с дугowymi и радиальными разломами (вулканотектонического происхождения) на конечной стадии при игнимбритовом и экструзивном вулканизме. В этом отношении показательна Лунзинская депрессия. Экструзии расположены здесь в местах пересечения внутреннего сброса с разломами северо-восточного и северо-западного направлений. Однако вытянутая форма экструзий определяется кольцевыми сбросами, которые приоткрывались при погружении депрессии, предоставляя магме более широкий доступ в полость разлома.

Менее определенно положение кольцевых комплексов в структуре депрессий. Так, к внутреннему сбросу Монастырской депрессии примыкает кольцевой комплекс Светлый, а к Главному — кольцевой комплекс Толстая Сопка. Между сбросами располагается кольцевой комплекс Горелый. Кроме того, кольцевые комплексы Светлый и Толстая Сопка находятся в зоне Синегорского разлома, а кольцевой комплекс Горелый расположен в зоне Поперечного разлома, к которому примыкает и кольцевой комплекс Толстая Сопка. В локализации кольцевых комплексов Горелого и Светлого, по-видимому, какую-то роль играли и радиальные разломы. Создается впечатление, что такие крупные вулканические центры, как кольцевые комплексы, возникали только в зонах максимального тектонического ослабления депрессий.

Тот факт, что они не всегда связаны с кольцевыми разломами депрессий, свидетельствует о начале их вулканической деятельности, возможно, еще до главного обрушения во время извержения игнимбритов. Положение мелких вулканических форм внутри кольцевых комплексов определяется местными разрывами и трещинами.

Размещение вулканов в одних случаях зависело от разломов вулкано-тектонического происхождения, в частности от радиальных трещин. Так, корни вулканов Горбатого, Ветрового, Маяка и других контролируются радиальными разломами. В других случаях корни вулканов находятся или в зоне Главного сброса (вулкан Лефинский), или, как вулканы Каменный, Еловый и Западный, локализируются внутри Центрального провала Лунзинской депрессии, располагаясь вдоль Северо-Западного сдвига.

Как видно, главными магмоконтролирующими структурами являлись региональные ограничивающие блок разломы северо-восточного, северо-западного простираний, а также субширотные разломы, связанные с древней поперечной системой разломов, выделенной на территории Приморья (Изох, 1965). Существование структур глубинного заложения в районе развития депрессий рассматривается нами как аномальный тектонический режим, вызвавший появление базальтовых магм и использующих при подъеме расколы фундамента, как каналы.

Возникновение дополнительных магмоконтролирующих структур было связано с усилиями поднимающейся кислой (игнимбритовой) магмы из промежуточного очага. Высокое верхнее давление в промежуточном очаге и связанных с ним периферических камер обусловило образование генетически взаимосвязанных дуговых (кольцевых) и радиальных разломов, играющих важную роль в размещении вулканических центров. Однако и здесь подъем магмы осуществлялся не в любом месте, например, кольцевого разлома, а чаще на пересечении их с одним из сквозных региональных разломов.

Таким образом, основными структурными элементами, определяющими положение вулканических очагов, были следующие: 1. Глубинные расколы фундамента или разломы, являющиеся их отражением. 2. Собственно вулкано-тектонические разломы — кольцевые или радиальные и 3. Места

сопряжения или пересечения перечисленных выше тектонических элементов.

### О генезисе депрессий

Позднепермская вулканическая деятельность Западно-Сихотэ-Алинского пояса связана с изменением существовавших тектонических условий в соседней Сихотэ-Алинской геосинклинальной области (рис. 4). В результате поднятия в западной ее части и заложения Центрально-Сихотэ-Алинского шва сформировался Главный антиклинорий. Даубихинский краевой прогиб испытывает в это время контрастное компенсационное прогибание на фоне воздымающихся с запада Ханкайского массива, а с востока — Главного антиклинория (Берсенов, 1969). Одновременно с его прогибанием возобновляются тектонические движения и вулканическая активность вдоль Западно-Сихотэ-Алинского шва. Наиболее мобильные части массива под влиянием развития прогиба начинают погружаться. При этом активизируются старые и возникают новые разнонаправленные разломы, раскалывающие кристаллический фундамент на мозаику отдельных блоков. В условиях растяжения земной коры в пределах Черниговского синклинория часть блоков фундамента на фоне вулканической деятельности опускается с образованием вулcano-тектонических депрессий (Игнатъев, 1970 б).

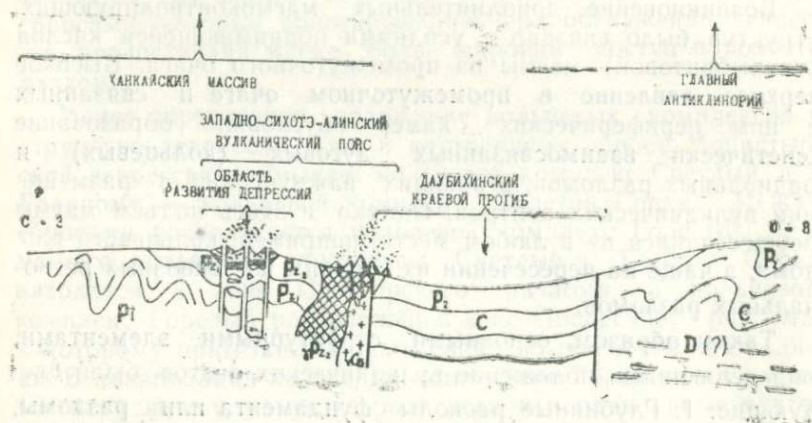


Рис. 4. Тектонические условия возникновения Монастырской и Лунзинской вулcano-тектонических депрессий.

Тектонические процессы и глубинные вулканические явления, связанные с формированием Монастырской и Лунзинской вулкано-тектонических депрессий, хорошо коррелируются с эволюцией вулканической деятельности. В связи с этим в развитии депрессий можно наметить также три стадии: начальную, среднюю и конечную (Игнатьев, 1970 в).

В начальную стадию отдельные блоки Черниговского синклиналии массива погружаются, сопровождаясь вулканической деятельностью, в то время как Спасский и Вознесенский антиклинории продолжают размываться. По разломам фундамента, ограничивающим или секущим блоки депрессий, известково-щелочная магма устремляется из глубинного очага к поверхности, где формируются отложения корольковского комплекса. Присутствие в нижних частях разрезов комплекса терригенных образований свидетельствует, что погружение блоков фундамента предшествовало вулканической деятельности, т. е. подтверждает примат тектоники в формировании депрессий.

К концу этой стадии начинается разделение базальтовой магмы с образованием расплавов тихоокеанского типа. Трещины в верхней части коры, образовавшиеся еще при начальном погружении краевой части массива, приоткрывались, заполняясь встречным потоком слабо дифференцированного в условиях магматической колонны базальтового расплава. В верхней части коры образуется промежуточный очаг, где происходит дальнейшая дифференциация магмы, обогащение ее кремнеземом, щелочами и летучими. При извержении этой магмы по дополнительным путям, связанным с разрывами более высокого порядка, роль взрывов увеличивается. Возникают ареально расположенные центры будущих стратовулканов.

Освобождение полости глубинного очага в процессе вулканической деятельности, а также давление выброшенных вулканических масс вызывает **компенсированное** погружение блоков депрессий.

В среднюю стадию опускание депрессий продолжается, однако кинематика этого процесса становится более сложной. Скорость погружения блоков увеличивается благодаря мощным извержениям, опорожняющим пространство глубинного очага. Под влиянием тяжести опускающихся блоков фундамента магма выдавливалась в верхние горизонты земной коры и поступала в полость промежуточного очага. Нагне-

тание магмы в этот очаг сопровождалось увеличением верхнего давления и образованием кольцевых сбросов и радиальных разломов на поверхности.

Вдоль этих сбросов или в местах их пересечения с расколами фундамента возникают новые вулканические центры, коэффициент эксплозивности которых уже достигает примерно 30—40%. Эксплозии чередуются с лавовыми излияниями, нередко сильно различающимися по составу. Формируются стратовулканы и сложные вулканогенные толщи, для которых характерна фаціальная изменчивость.

В конечном счете, интенсивная вулканическая деятельность привела к истощению промежуточного очага, так как поступление расплава с глубины не могло компенсировать расход магмы сверху при извержениях. Последовало внутреннее обрушение центральных частей депрессий по кольцевым разломам с образованием структур типа «конка». Опустившиеся блоки депрессий временно приостанавливали кислые эрупции.

Пока на поверхности происходило частичное разрушение вулканических форм, магма вновь поступает в промежуточный очаг. Нагнетание магмы сопровождалось обогащением ее летучими, кремнеземом и щелочами. Увеличение кислотности и щелочности расплава в верхних горизонтах промежуточного очага могло происходить, по-видимому, под воздействием процессов газового переноса щелочей и кремнезема с глубинных частей магматического резервуара, которые в отличие от магния, алюминия и кальция хорошо растворяются в перегретом водяном паре (Мори, 1952; Кеннеди, 1957 и др.): Накопление кремнезема и щелочей в расплаве может происходить, как установил Осборн (Осборн, 1966) за счет высокого давления кислорода в магме. Повышенное порционное давление кислорода могло возникнуть в промежуточном очаге за счет увеличения трещиноватости кровли, а также источником кислорода, вероятно, служили пары воды, входящие в состав летучих.

Указанные изменения в составе магмы способствовали ее механической и гидродинамической работе по продвижению вверх коры. Здесь в верхней части кровли очага происходило отслаивание блоков и погружение их в промежуточный очаг. Образующийся при этом естественный вакуум быстро заполнялся газонасыщенной магмой — продуктами крайней дифференциации. Происходил как бы обмен местом, что обес-

печивало поступательное движение расплава к поверхности. Дальнейший ход дифференциации носит еще более автономный характер уже в периферических очагах, над которыми в дальнейшем возникли кальдеры.

После того, как магма продвинулась близко к поверхности по многочисленным каналам центрального и трещинного типов, начались игнимбритовые извержения. Среди подводных каналов при извержении были ограничивающие депрессии сбросы, что можно рассматривать, как доказательство синхронного обрушения блоков фундамента с извержением игнимбритов. Углубление пространства депрессий сопровождалось выжиманием экструзивных куполов фельзитов, а позднее внедрением штоков субвулканических липаритов и гранит-порфиров, после чего депрессии в какой-то мере консолидировались. Однако движения в их пределах не прекратились и оживление сквозных разломов фундамента сопровождалось внедрением даек основного — среднего состава.

### Общие черты геологии и генезиса

#### Монастырской и Лунзинской депрессий с другими отрицательными вулкано-тектоническими структурами

Генетическую природу Монастырской и Лунзинской вулкано-тектонических депрессий определяют **тектонические факторы**, обусловившие синхронное блоковое погружение фундамента и вулканизм. В соответствии с такой трактовкой депрессии можно отнести к отрицательным вулкано-тектоническим структурам I-го типа (Фремд, 1969). Ближайшими аналогами описанных депрессий являются вулкано-тектонические впадины (депрессии и грабены) Хингано-Охотского вулканического пояса (Буреинский массив, Ван-Ван-Е, Игнатъев, Сухов, 1970) и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Фремд, 1969; Фремд, Рыбалко, 1970). Можно привести ряд других примеров описания подобных структур, а также кальдер. Их сходство с Монастырской и Лунзинской депрессиями обусловлено общими одним или несколькими из следующих признаков: связи с региональными разломами и жесткими консолидированными структурами, характером ограничений, сложным внутриблоковым строением и глубиной погружения компенсационного проседания, ассоциации базальтов и кислых игнимбритов и других признаков. Краткая характеристика некоторых таких структур дана ниже:

**Айленд-Парк** — кальдера (район Йелоустон Парка, плейстоцен) — 29 км × 37 км.

**Тоба** — вулcano-тектоническая депрессия (о. Суматра, третичная) — диаметр около 70 км.

**Сан-Хуан** — вулканическая впадина (Колорадо, США плиоцен) — 50 км × 25 км.

**Вэллис** — вулcano-тектоническая депрессия (Нью-Мексико, США), — 22,5 км × 13 км.

**Берум** — кальдера (район грабена Осло, пермь) — 9 км × 12 км.

**Глен-Ко** — вулcano-тектоническая впадина (район Аргиллшир, Шотландия, девон) — 10 км × 20 км.

Формирование в позднепермское время Монастырской и Лунзинской вулcano-тектонических депрессий совпало с мощной позднепалеозойской эпохой тектонических движений, охвативших широко пространство Азии — Сихотэ-Алинь, «орогенез Акиси» в Японии, Малый Хинган, районы Маньчжурии, Нижнего Приамурья, некоторые районы Сахалина, Забайкалья и огромные пространства Китая (Беляевский, Громов, 1962). Тектоническая активность сопровождалась, по мнению этих же и других (Нагибина, 1963) исследователей, взламыванием краевых частей платформ и срединных массивов, что, с одной стороны, приводило к образованию краевых прогибов (Власов, 1969), с другой — развитию блоковой тектоники и подъему магмы с образованием вулcano-тектонических впадин (Фремд, 1969).

В связи с этим развитие Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса на границе Ханкайского массива с Даубихинским краевым прогибом можно рассматривать в качестве краевой структуры, блоковое погружение фундамента которой сопровождалось интенсивным вулканизмом и формированием **вулcano-тектонических депрессий**. Аналогичные условия развития депрессий описаны Г. О. Федоровым (1965) в северной части девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. По-видимому, сходным было образование и вулcano-тектонических депрессий южной части Хингано-Охотского вулканического пояса на Буреинском массиве (Ван-Ван-Е, Игнатев, Сухов, 1970).

Из перечисленных примеров можно заметить и другую особенность в развитии Монастырской и Лунзинской депрессий — их приуроченность к сравнительно **жестким структурам**, в частности к Ханкайскому массиву. Возникновение деп-

рессий на жестком фундаменте — довольно распространенное явление и наблюдается на Буреинском массиве (см. выше), Алданском щите (Кравченко, 1965), Африканском щите (Jacobson и др., 1958), Канадском щите (Goodwin, Shkapanka, 1967), Балтийском щите (Ofstedahl, 1953). По-видимому, образование вулкано-тектонических впадин на консолидированном фундаменте — закономерная реакция жесткой коры при взаимодействии тектоники и магматизма и одна из распространенных форм связи этих процессов.

Характер ограничений Монастырской и Лунзинской вулкано-тектонических депрессий является важным фактором для понимания их генезиса. Представление о крутом, а в ряде случаев вертикальном падении, ограничивающих Монастырскую и Лунзинскую депрессии разломов, перекликается с выводами В. Таубенеке (Taubeneck, 1967) о вертикальном или внутринаклонном характере сбросов провала Глен-Ко. Аналогию можно провести и дальше, если вспомнить, что еще А. Тиррель (1933), а позднее и Р. Дэли (1936) связывали механизм формирования Глен-Ко с опущенными блоками земной коры. Это увязывается с нашими представлениями о погружении блоков фундамента в пределах Монастырской и Лунзинской депрессий. Описываемые нами депрессии по характеру ограничений могут быть также сравнимы с вулкано-тектонической депрессией оз. Тоба на Суматре (Van Bemmelен, 1949) с провалами из района грабена Осло (Ofstedahl, 1953) и др.

Сходный характер наклона ограничивающих сбросов, объединяющих Монастырскую и Лунзинскую депрессии с другими провальными структурами, по-видимому, отражает связь таких структур с магматическими очагами, глубина положения которых может быть зафиксирована при продолжении плоскостей сбросов в месте их пересечения (Taneda, 1961). Расчет углов падения Главного и Внешнего сбросов описываемых депрессий с учетом мощности земной коры массива равной 30 км (Кулинич, 1969) свидетельствует о **подкоровом** размещении глубинного очага, куда погружались блоки фундамента.

В то же время присутствие внутринаклонных сбросов с пологими углами падения сближает Лунзинскую и Монастырскую депрессии с некоторыми кальдерами Шотландии, например, Бен-Невинскими (Vichy, 1936) или кальдерой Вэллис, описанный так же, как вулкано-тектоническая

депрессия (Смит, 1963). Этот исследователь связывает внутринаклонный характер главных ограничивающих разломов кальдер с куполообразованием. Доказательством этого, по мнению Р. Л. Смита, служит появление в кальдерах систем кольцевых и радиальных разломов, а также риолитовых экстрезивных куполов вдоль ограничений, особенно хорошо проявленных в депрессии Вэллис.

Аналогичная картина наблюдается и в описанных нами депрессиях. Мы склонны считать развитие здесь внутри погруженных кольцевых разломов в ассоциации с кольцевыми экстрезивиями, а в более мелких структурах типа кольцевых комплексов (эродированных кальдер) Светлом, Горелом и Толстая Сопка с субвулканическими липаритами, как убедительное свидетельство существования в промежуточном и периферических очагах верхнего давления магмы, связанного с направленными усилиями поднимающегося и расширяющегося при извержении игнимбритов магматического расплава. Высокое давление поддерживалось, вероятно, благодаря усилиям, возникающим под тяжестью погружающихся блоков депрессий в глубинный очаг и затем передавалось в верхние горизонты магматического резервуара. Следует также добавить, что генерирование разломов, ограничивающих провалы, происходило в результате активного воздействия магматического очага на кровлю. На механизм образования таких разломов указывал еще Р. Дэли (1936).

Таким образом, сочетание вертикальных и наклонных к центру ограничивающих депрессии сбросов связано, с одной стороны, с погружением блоков земной коры в глубинный магматический очаг, с другой — существование верхнего давления магмы сближает развитие депрессий с кальдерами. Подобная ситуация возникла, по-видимому, в результате «вертикальной миграции» глубинного очага к поверхности.

Интересно, что наряду с верхним давлением магмы внутри депрессий существовало и высшее боковое давление, вызвавшее деформацию пород фундамента — их переориентировку и повторное смятие. Однако при этом не отмечается каких-либо следов движения магмы в латеральном направлении между приподнятыми слоями фундамента. Это обстоятельство можно объяснить, с точки зрения Ю. А. Косыгина (1969), о возможном изменении свойств магмы при незначительном отклонении от питающего канала, потерей ее способности продвигаться по латерали. Логично также предполо-

жить, что ограничивающие депрессии сбросы могли играть роль «экранирующих плоскостей» для магматических расплавов.

Развитие блоковой структуры депрессий типа «конка» также весьма характерно для различных вулcano-тектонических впадин. Подобные структуры, например, наблюдала В. В. Коптева (1966) в Чубарайгырской депрессии, где центральная часть также занята провалом (кальдерой). Появление в вулcano-тектонических депрессиях или грабенах структур типа «конка» диагностируется, как **крупное повторное обрушение**. К этому выводу пришли исследователи при описании таких структур в депрессии Тоба (на Суматре), кальдерах Крид (Колорадо) и района грабена Осло (в Норвегии).

Тот факт, что наиболее поздние продукты вулканической (и магматической) деятельности сосредоточены ближе к центру в наиболее погруженной части депрессий, свидетельствует о постепенном затвердевании магматического очага от периферии к центру, и что в процессе опустошения этого очага постоянно происходят сбросовые явления. При этом наблюдается отмеченная некоторыми авторами (Мархинин, 1964; Томпсон и др., 1969) зависимость между размером горизонтального сечения корового очага и площадью образующегося провала. Однако это положение не распространяется на описываемые депрессии, где разломы определяют и форму депрессий и контуры магматических очагов.

В целом следует отметить, что гетерогенное строение депрессий является следствием раздробленности их фундамента, протекавшего двумя путями: ступенчатыми опусканиями земной коры (структура «конка») и неравномерным погружением (или воздыманием) отдельных ее блоков. Вероятно, цоколь депрессии под давлением магмы снизу испытывал после погружения повторные поднятия.

Тесно связана с блоковым строением глубина погружения депрессий, достигающая 2000 и более метров. Подобная глубина встречается довольно часто. Например, погружение Каменушинской депрессии на Буренском массиве составляет около 2 км. Скважина, пробуренная в несколько сот метров от края депрессии, встретила породы фундамента уже на глубине 1 км. На 2 км опущено дно депрессий, описанных Т. О. Федоровым (1965) в северной части вулканического пояса Центрального Казахстана. Иякояма (Ikojama, 1965) установил глубину кальдерных отложений в

кальдере Кутцаро, также равную 2000 м. Приведенные примеры свидетельствуют, вероятно, не о приповерхностном обрушении кровли в периферический очаг, а более **глубинном перемещении блоков фундамента** в процессе развития депрессий.

Заполнение депрессий вулканогенным материалом связано с **компенсацией** погружающегося провала. При этом наблюдается два вида компенсирования (Косыгин, 1969): а) за счет выноса магматического (вулканического) материала из недр и заполнения им с поверхности образующейся впадины и б) за счет подъема магматического материала и заполнения им подземных камер (в данном случае промежуточных и периферических очагов, — прим. А. И.), возникающих в процессе растяжения и погружения осадочных толщ (подземное или глубинное компенсирование). С первым видом компенсирования связано образование разнообразных вулканических форм на поверхности депрессий, описанных выше. Со вторым типом компенсирования связано образование как мелких, ориентированных вдоль разломов, так и крупных тел даек, некков, экструзий или штоков гранит-порфиров вдоль главных ограничивающих депрессию сбросов.

Общая эволюция вулканизма на территории Монастырской и Лунзинской депрессий протекала по **гомодромной** схеме от базальтов до липаритов, включавшихся в состав порфировой формации (Соловьев, 1966). Однако, как показали детальные исследования, на отдельных стадиях вулканической деятельности формировались сложные ассоциации пород, отличающиеся структурной позицией. Эти особенности зависели от глубины и состава магматических очагов, питающих вулканы депрессий. С учетом этой генетической связи, отмеченной еще Г. Д. Афанасьевым (1960), вулканические образования депрессий можно отнести к двум типам формаций (по Ю. А. Кузнецову, 1964): **базальт-андезитовой и липаритовой (игнимбритовой, по И. М. Сперанской, 1967)**. Базальт-андезитовая формация представлена дифференцированным рядом пород — от диабазовых и андезитовых порфиров до дацитов, фельзито-дацитов и кислых туфов со слабой щелочной тенденцией. Игнимбритовая формация, в составе которой различные типы игнимбритов, туфы, экструзии и субвулканические интрузии, связана с гранитной магмой. Внешняя форма проявления двух типов формаций в пределах одной

вулcano-тектонической структуры выражается прежде всего в присутствии контрастных по составу и различных по генезису пород: диабазовых порфиритов и игнимбритов.

Одновременное присутствие базальтов и кислых игнимбритов отмечается в вулcano-тектонических депрессиях Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Фремд, Рыбалко, 1968), Бурейнского массива (Котляр, и др. 1970; Ван-Ван-Е, Игнатъев, Сухов, 1970), в кальдерах Охотско-Чукотского вулканического пояса (Сперанская, 1967, и др.), в кальдерных депрессиях провинции Квинсленд (Branch, 1966), кальдере Айленд Парк (Hamilton, 1965), кальдерах грабена Осло (Офтедалъ, 1963) и др. Совместное нахождение базальтов и риолитов в пределах изолированных вулcano-тектонических впадин объясняется, по-видимому, сменой во времени базальтовых излияний из глубинного магматического очага риолитовыми извержениями кислых «коровых» очагов с дифференцированным базальтовым или гранитным расплавами.

Не исключено, что смена типов вулканических формаций отражает, вероятно, изменение общих тектонических условий развития депрессий.

Извержение кислых игнимбритов не было причиной первоначального погружения дна рассматриваемых депрессий. Игнимбритовый вулканизм связан был с заключительными стадиями развития депрессий и сыграл важную роль в их углублении. Ранее Джонсон (Johnson 1969), например, отметил, что образование структур обрушения Маунт Сусва и Мененгаи в Кении также произошло до игнимбритовых извержений. Это допускает возможность существования некоторых типов депрессий, образующихся не за счет игнимбритовых извержений. Широко известная связь игнимбритов с кальдерами (Устиев, 1961; Баддингтон, 1959 (Westerweld, 1963 и др.) относится лишь для кольцевых комплексов (эродированных кальдер) Светлого, Горелого и Толстая Сопка, проседание которых в периферический очаг происходило синхронно с игнимбритовым вулканизмом.

Характерно, что продукты деятельности различных по типу вулканов оставались главным образом внутри Монастырской и Лунзинской депрессий. Концентрация вулканов и их продуктов замечена во многих структурах обрушения, как, например, при формировании вулканической впадины Сан-Хуан в Колорадо (Ludke, Вигбанк, 1965), в Рифтовой зоне

Грегори (Милановский, 1970) и др. Этот факт можно расценивать не только как подтверждение генетической связи депрессий с магматическими очагами, но и как свидетельство об опережающем вулканизме погружении дна депрессий.

Положительный рельеф депрессий согласуется с представлениями Г. М. Фремда (1969) о депрессиях как элементарных ячейках, участвующих в формировании верхних горизонтов литосферы. Интенсивная вулканическая деятельность была связана с выбросом большого количества вулканических продуктов, превышающих объем погруженного пространства депрессий. В результате на местности депрессии представляют вулканическое нагорье и отличаются от общепринятого понятия «отрицательной» вулканической формы рельефа, такой, например, как «кальдера».

Однако это «противоречие» не должно преувеличивать роль вулканизма в развитии депрессий. Компенсированное проседание Монастырской и Лузинской депрессий сопровождалось мощными игомбритовыми извержениями, объем которых составляет 60—70% от всех выброшенных продуктов вулканизма. Если вспомнить гипотезу И. М. Сперанской (1968) о подземном глубинном пемзообразовании, в соответствии с которой объем изверженных игомбритов увеличивается на поверхности вдвое, то простейшие математические расчеты (без учета геофизических данных) дадут нам обратную картину, когда объем погруженного пространства будет превышать объем выброшенных продуктов депрессий.

Таким образом, оценка объема выброшенного материала в сравнении с объемом погруженного пространства депрессий перерастает в проблему механизма кальдерообразования вообще и в данном случае связана, по-видимому, с формированием верхней оболочки земли, а не с ее уничтожением, как это сделал предположение В. В. Белоусов (1966).

## Заключение

В центральной части Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса выделяются погруженные блоки фундамента Ханкайского срединного массива, заполненные вулканитами — Монастырская и Лузинская вулкано-тектонические депрессии. Положение депрессий как и контуры, генетически связанных с ними магматических очагов, определяются реги-

ональной системой разломов северо-восточного, северо-западного, субмеридионального и субширотного направлений.

Структура депрессий обусловлена сочетанием внутриблоковой тектоники со «сквозными» разломами фундамента в ассоциации с радиальными разрывами и кольцевыми сбросами вулкано-тектонического происхождения. Среди вулканогенных образований депрессий реконструируются различные по типу вулканические формы (реликты покровов, корни вулканов, эродированные кальдеры и др.), сложенные породами базальт-андезитовой и игнимбритовой формаций. В строении этих форм в зависимости от эрозионного среза выделяется следующий генетический ряд фаций глубинности: покровные, жерловые, экструзивные субвулканические и гипабиссальные.

Развитие Монастырской и Лунзинской вулкано-тектонических депрессий связано с глыбово-блоковыми движениями на границе Ханкайского массива с Даубихинским краевым прогибом. Депрессии возникли в пределах мобильного Черниговского синклизория, отличающимся длительной консолидацией, запаздывающей от становления всего массива. Возникшие при этом разломы фундамента оказывали существенное влияние на развитие депрессий, определяя их границы, внутриблоковое строение и расположение вулканов и кальдер. Интеграция вулканических форм характеризует общее гомодромное направление эволюции расплава вначале в глубинном, а затем в промежуточном и периферическом очагах. Компенсированное проседание депрессий сопровождалось выносом магматического материала на поверхность и образованием на местности вулканического нагорья.

Таким образом, представление о формировании Монастырской и Лунзинской депрессий в результате погружения блоков фундамента, а не обрушения кровли в периферический очаг вследствие вулканических извержений, ставит ряд новых вопросов в изучении депрессий, касающихся необходимости выяснения их тектонической позиции, характера ограничений, влияния структур фундамента на внутриблоковое строение и положение вулканических центров, связи с разноглубинными магматическими очагами, обуславливающими формационные особенности и металлогению.

Изучение этих вопросов позволит не только установить принадлежность конкретной вулкано-тектонической структуры к классу «кальдер» или «депрессий», но и поможет целена-

правлено проводить поиски в их пределах различной рудной минерализации, а также прогнозирование уже открытых месторождений и рудопроявлений на глубину.

### Литература

**Афанасьев Г. Д.** Особенности картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. В кн.: «Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций». Госгеолтехиздат, М., 1960.

**Белоусов В. В.** Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов. «Геотектоника», 1967, № 1.

**Беляевский Н. А., Громов Ю. Я.** Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алия и Южного Приморья. «Советская геология», 1962, № 7.

**Берснев И. И.** История тектонического развития. Геология СССР, т. XXXII, Приморский край. Изд-во «Недра», М., 1969.

**Дэли Р. О.** Изверженные породы и глубины земли. ОНТИ, 1936.

**Ван-Ван-Е А. П., Игнатьев А. Б., Сухов В. И.** Хингано-Охотский вулканический пояс. В кн.: «Вулканические пояса и зоны южной части Дальнего Востока», Владивосток, 1970.

**Власов Г. М.** Краевые прогибы и вулканизм. В сб.: «Вулканические фации Камчатки». Изд-во «Наука», М., 1969.

**Игнатьев А. Б.** Палеовулканизм и металлоносность юго-западной части Хинган-Охотского вулканического пояса. В сб.: «Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока», Владивосток, 1970а.

**Игнатьев А. Б.** Вулканизм и тектоника Синегорской вулканической зоны. В кн.: «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов» Тр. XVIII научной конференции ДВПИ по проблемам геологии и металлогении вулканических поясов, Владивосток, 1970б.

**Игнатьев А. Б.** Западно-Сихотэ-Алиинский вулканический пояс. В кн.: «Вулканические пояса и зоны южной части Дальнего Востока», Владивосток, 1970в.

**Изох Э. П.** Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алия. «Геология и геофизика», 1966, № 1.

**Заварицкий А. Н.** Введение в петрохимию изверженных пород. Изд-во АН СССР, 1950.

**Коптева В. В.** О роли рвущих вулканических образований в строении вулкано-тектонической депрессии гор. Чубарайгыр. Бюлл. Московского общества испытателей природы, отдел геол. 1966, № 6.

**Косыгин Ю. А.** Тектоника. Изд-во «Недра», М., 1969.

**Котляр С. Г. и др.** Основные закономерности размещения внутриконтинентальных цепей юга Дальнего Востока. В кн.: «Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока», Владивосток, 1970.

**Кузнецова Ю. А.** Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», М., 1964.

**Кулинич Р. Г.** Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным. Автореф. канд. диссертации, Владивосток, 1969.

**Липкин Ю. С.** Геология и развитие южной части Ханкайского массива. Автореф. канд. диссертации, Владивосток, 1967.

**Лучицкий И. В., Фремд Г. М.** Проблема палеовулканологических реконструкций. Тр. лаб. палеовулканологии. Вып. 4. Алма-Ата, 1964.

**Мархинин Е. К.** Кальдеры и периферические магматические очаги. Тр. лаб. палеовулканологии, вып. 4. Алма-Ата, 1964.

**Милановский Е. Е.** О соотношениях вулканизма и тектоники в южной части рифтовой зоны Грегори (Восточная Африка). В кн.: «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов». Тр. XVIII научной конференции ДВПИ по проблемам геологии и металлогении вулканических поясов, Владивосток, 1970.

**Нагибина М. С.** Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во «Наука», М., 1963.

**Обсори Э. Ф.** Роль давления кислорода при кристаллизации и дифференциации базальтовых магм. Изд-во ВСЕГЕИ. Нов. зарубеж. геол., вып. 37, 1966.

**Офтедадь Хр.** Об илгнимбригах и связанных с ними породах. В сб. «Проблемы палеовулканизма». Изд-во иностр. литературы, 1963.

**Сахио В. Г.** Особенности эффузивного магматизма мезозойского этапа активизации восточной части северо-восточного выступа Китайской платформы. В кн.: «Магматические формации». Изд-во «Наука», М., 1964.

**Сперанская И. М.** Формация илгнимбригов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса. «Изв. АН СССР, сер. геол. № 9, 1967.

**Сперанская И. М.** Новые проблемы илгнимбригового вулканизма. Тезисы докладов Первого Северо-Восточного петрографического совещания, Магадан, 1968.

**Устиев Е. К.** Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы илгнимбригов. «Изв. АН СССР», сер. геол. 1961, № 11.

**Тиррель Г. В.** Вулканы, ОНТИ, 1934.

**Томсон И. Н., Фаворская М. А. и др.** Связи магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., 1969.

**Фремд Г. М.** К вопросу о развитии посторогенных вулкано-тектонических структур. Тезисы докладов к III Всесоюзному вулканол. совещанию, Львов, 1969.

**Фремд Г. М., Игнатъев А. Б.** Каталог вулканических поясов и зон южной части Дальнего Востока. В кн.: «Вулканические пояса и зоны южной части Дальнего Востока». Владивосток, 1970.

Фрейд Г. М., Игнатьев А. Б. Каталог вулканических поясов и зон южной части Дальнего Востока. В кн: «Вулканические пояса и зоны южной части Дальнего Востока» Владивосток. 1970.

Федоров Т. О. Вулкано-тектонические депрессии северной части девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана «Докл. АН СССР», 1965, 165, № 3, 657—659.

Дальневосточный филиал Всесоюзного института минерального сырья, г. Хабаровск

А. П. ВАН-ВАН-Е, А. Б. ИГНАТЬЕВ

О ТИПАХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР  
В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ХИНГАНО-ОХОТСКОГО  
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

(Буреинский массив)

Хингано-Охотский вулканический пояс расположен на стыке Буреинского массива, Монголо-Охотской и Сихотэ-Алипской складчатых областей и относится к унаследованно-наложенному типу (по Г. М. Фремду, 1970). Заложение пояса связано с позднемезозойскими, позднепослеорогенными движениями в названных выше складчатых областях, активизировавших прилегающие к ним с юга и запада ранее консолидированные области массива.

Развитие пояса происходило на гетерогенном фундаменте, сложенном глубоко метаморфизованными толщами нижнего — среднего протерозоя, рифея и нижнего кембрия и палеозойскими гранитоидами. Возникшие в этот период региональные и другие разломы играли важную роль в образовании блоковой структуры фундамента и локализации вулканических центров (Ван-Ван-Е, Игнатъев, Сухов, 1970). В результате блоковых перемещений фундамента в бассейне рек Яурин—Каменушка обособился блок с устойчивой тенденцией к поднятию — Яурин-Каменушинский горст. Он ограничен системой западных разломов, Биджанским, Пограничным и Тырским разломами глубинного заложения (рис. 1). К северу и югу от горста блоки фундамента испытывали в период развития пояса тенденцию к устойчивому погружению с элементами инверсии в отдельные периоды, в частности в юрское время формировались наложенные мезозойские прогибы. Кроме того, на восточной окраине массива

обособился Биджанский прогиб, восточная граница которого совпадает с периферией Бурейнского массива и отделена Кукайским разломом от Сихотэ-Алинской складчатой области (рис. 1).

Другим важным моментом в блоковой структуре фундамента пояса является присутствие в местах сопряжения разломов более высокого порядка (двух или более) более опущенных блоков фундамента — впадин, заполненных меловыми продуктами вулканизма пояса. В соответствии с классификацией Г. М. Фремда (1969) они являются вулканотектоническими структурами I-го типа, в пределах которых была сосредоточена вулканическая деятельность пояса. В других случаях эти же разломы определяют положение купольных вулканоструктур или вулканотектонических структур сложного неясного генезиса.

По тектоническому положению, внутренней структуре и характеру ограничений можно выделить следующие вулканотектонические структуры:

1. Грабенообразные прогибы (симметричные и асимметричные) значительной протяженности в несколько десятков километров.
2. Кольцевые (изометричные) вулканотектонические депрессии
3. Вулканические сооружения, не имеющие тектонических ограничений.
4. Вулкано-купольные структуры.

Следует также добавить, что по эволюции вулканизма указанные типы впадин можно разделить на завершённые (эволюция от базальтов до кислых игнимбритов и гранитов) и незавершённые (эволюция от базальтов до андезитов и дацитов, редко проявляется в небольших объемах кислый вулканизм).

Вулканотектонические грабены и прогибы приурочены к блоку фундамента, испытавшему устойчивое погружение относительно Юрин-Каменушинского горста. Характерно, что именно здесь широко развиты осадочно-метаморфические толщи фундамента, а также субплатформенные юрские и меловые осадочные образования наложенных мезозойских прогибов. Появление наложенных прогибов предшествовало возникновению вулканотектонических структур этого типа, последние уже унаследованно развивались на территории прогибов под контролем региональных разломов. Наиболее характерными в этом отношении являются Хингано-Олонойский

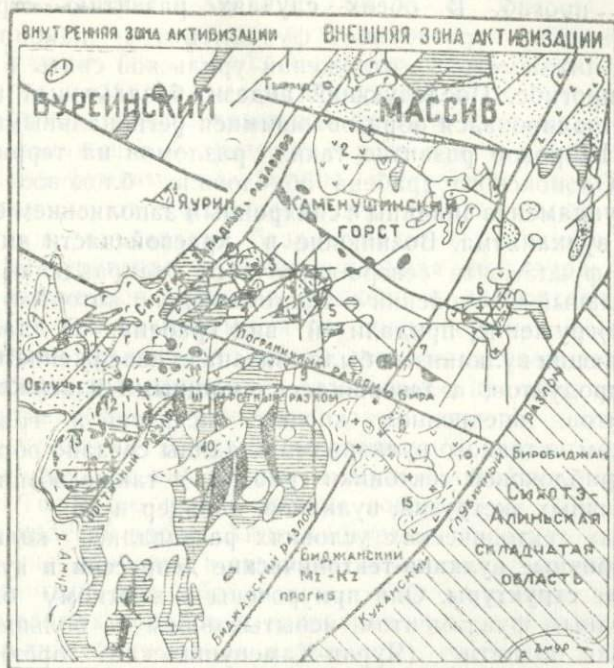


Рис. 1. Структурная схема юго-восточной части Буреинского массива

1 — кайнозойские покровные базальты; 2 — верхнемеловые субвулканические гранитоидные интрузии; 3 — верхнемеловые эффузивы преимущественно кислого состава; 4 — нижнемеловые эффузивы среднего и основного состава; 5 — юрские и меловые субплатформенные осадочные образования; 6 — палеозойские гранитоиды; 7 — кембрийские геосинклинальные отложения; 8 — протерозойские метаморфические комплексы; 9 — главные разломы: а) внутриблоковые, б) глубинные, межблоковые; 10 — контуры крупных кольцевых вулканических структур (палеокальдер) в пределах грабенообразных депрессий.

вулcano-тектонический грабен и Сутарский вулcano-тектонический прогиб. В обоих случаях развитию структур предшествовало прогибание фундамента с накоплением юрских и нижнемеловых отложений урильской свиты в наложенном прогибе. Последующий андезит-базальтовый вулканизм контролировался образовавшимися региональными разломами. Широкое развитие таких разломов на территории Хингано-Олонойского грабена обусловило блоковое погружение фундамента впадины с синхронным заполнением ее продуктами вулканизма. Возникшие в краевой части впадины расколы фундамента северо-восточного направления (разломы Главный Олонойский и Восточный), по которым происходило погружение, придали ей вид грабена. В дальнейшем эволюция вулканизма была связана с извержением более кислых продуктов, а завершилась мощными извержениями игнимбритов, внедрением кислых экструзий и гранитов. С периодом активного вулканизма впадины связано образование внутриблоковой тектоники грабена, а также возникновение различных экструзий, вулканов, кальдер и др.

В иных тектонических условиях развивались **кольцевые и изометричные вулcano-тектонические депрессии и вулканокупольные структуры**. Они приурочены к жесткому блоку с гранитоидным фундаментом, испытывавшем на большей своей истории поднятие (Юрин-Каменушинский горст). Для структур этого типа также характерны тектонические ограничения, что со структурами первого типа. Однако эти ограничивающие разломы, как правило, встречаются в комбинации с более мелкими разрывами и сбросами, придающими кольцевую или изометрическую форму структурам. Другой их особенностью является незначительное присутствие вулканогенно-осадочного материала в нижних частях разреза депрессий, что свидетельствует о практически синхронном погружении блока фундамента депрессий и вулканической деятельности. Для депрессий также характерно внутриблоковое строение, причем погружение отдельных блоков в структурах этого типа колеблется от нескольких десятков метров до 2000 м (Каменушинская депрессия). Эволюция вулканизма проходила по гомодной схеме от базальтов до мощных извержений кислых игнимбритов. В средних частях разреза иногда наблюдается переслаивание кислых и средних продуктов вулканической деятельности за счет одновременного извержения из очагов различной глубин-

ности (подобная фаціальная изменчивость вулканогенных толщ отмечается и в Хингано-Олонойском грабене). На территории депрессий реконструируются различные вулканические формы (Ван-Ван-Е, Боровков, 1970; Игнатьев 1970).

Другим характерным морфоструктурным типом Хингано-Яуринского горста являются вулcano-купольные структуры. Их положение в пределах горста также контролируется разломами фундамента. Однако в строении структур этого типа отсутствуют характерные для нижней части вулканогенного разреза впадин базальт-андезит-дацитовые продукты. Так, Яуринская вулcano-купольная структура сложена серией слившихся вулканов, сложенных липаритами, игнибритами и игниспумитами, и рвущими их гранит-порфирами. Погружение фундамента отмечается незначительное.

Наконец, вулканические сооружения, не имеющие четких тектонических ограничений, располагаются к югу, востоку или северу от Яурин-Каменушинского горста. Наиболее характерными из них являются Шуки-Пактойское, Белояновское и Тырмское вулканические сооружения. Они приурочены к краевой части Хингано-Яуринского выступа и пространственно, особенно в северной части выступа, совмещены с наложенными мезозойскими прогибами. Наличие юрских и нижнемеловых осадков в основании вулканогенного разреза сооружений сближает их с развитием грабенов и прогибов. Однако эта установленность, столь характерная, например, для Тырмской структуры, слабо выражена в Белояновской и Шуки-Пактойской. Тектонические ограничения в данных структурах отмечаются лишь на отдельных участках, а чаще наблюдается седиментационный контакт вулканогенных пород с фундаментом (в вулcano-тектонических депрессиях как раз наоборот, преобладают тектонические ограничения). Эволюция вулканизма в структурах этого типа часто заканчивалась излиянием базальт-андезит-дацитовых продуктов (Тырмское сооружение). В других — кислый вулканизм проявлен незначительно или наравне с основным — средним.

Указанные морфоструктурные типы впадин отличаются между собой и по характеру металлогении. Так, для грабенообразных прогибов характерна оловянная минерализация (Хингано-Олонойский грабен) в меньшей мере проявления золота, сурьмы и др. Для кольцевых (изометричных) депрессий Яурин-Каменушинского горста характерны проявления молибдена и свинца, менее олова и др. Для структур,

не имеющих четких тектонических ограничений, характерно слабое проявление рудной минерализации (установлены ореолы олова, молибдена, свинца и ртути). Учитывая особенности структурного положения и строения вулканотектонических структур, можно сказать, что их металлогеническая специализация связана составом фундамента, характером разрывной тектоники и эволюцией вулканизма.

Таким образом, типы и металлогеническая специализация позднемезозойских вулканотектонических структур южной части Хингаано-Охотского вулканического пояса в значительной степени определяется характером направленности блоковых перемещений фундамента. В пределах блоков длительного опускания развивались грабенообразные прогибы, впадины или обширные покровы эффузивов. В пределах выступов (горстов) фундамента характерными являются относительно небольшие по размерам изолированные вулканотектонические депрессии и вулканокупольные структуры.

#### Литература

**Боровков В. П., Ван-Ван-Е А. П.** Особенности строения и характер вулканизма Каменушинской вулканотектонической депрессии. В сб.: «Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока». Владивосток, 1970.

**Ван-Ван-Е А. П., Игнатьев А. Б., Сухов В. И.** Хингаано-Охотский вулканический пояс. В сб.: «Вулканические пояса и зоны южной части Дальнего Востока». Владивосток, 1970.

**Игнатьев А. Б.** Палеовулканизм и металлоносность юго-западной части Хингаано-Охотского вулканического пояса. В сб.: «Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока», Владивосток, 1970.

**Фремд Г. М.** Вопросы происхождения и типизации вулканических поясов». В сб.: «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов».

**Фремд Г. М.** К вопросу о развитии посторогенных вулканотектонических структур. Тезисы докладов к III Всесоюзному вулканол. совещ. Львов, 1969.

---

Дальневосточный филиал Всесоюзного института минерального сырья, г. Хабаровск.

П. К. ЖУКОВ

О СВЯЗИ РУДНЫХ КОНЦЕНТРОВ С ВУЛКАНО-  
ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ ТОКРАУСКОЙ  
ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

(Центральный Казахстан)

Токрауская вулканическая зона является северо-западной частью регионального Джунгаро-Балхашского вулканического пояса (Афоничев, 1960; Фремд, 1963), прослеживающегося в виде отдельных синклинорных структур в районах Северного и Северо-Восточного Прибалхашья и Южной Джунгарии. Протяженность пояса по дуге около 1500 км, ширина от 40 до 200 км. Длина рассматриваемой Токрауской зоны 350 км, ширина — 80—90 км. Зона вытянута в меридиональном направлении — от озера Балхаш на юге до г. Каракаралинском на севере.

Вулканические пояса и зоны, как самостоятельная категория структур, характеризуются особенностями внутреннего строения, интенсивностью вулкано-плутонизма и разнообразием проявления полезных ископаемых. Данные геологических съемок последних лет по Северному Прибалхашью (Авдеев А. В., Бахтеев М. К., Виньковецкий Я. А., Галайдин А. Я., Гаек О. М., Зейлик Б. С., Кожев А. В., Кочкин Н. В., Кошкин В. Я., Сельвесюк Б. Ф., Скублов Г. Т., Шарпенюк Л. Н., Щербакова М. Н. и др.) и тематических исследований (Абдрахманов К. А., Александрова М. И., Беспалова В. Ф., Беневоленский И. П., Борсук Б. И., Великий А. С., Горяева В. С., Жуков П. К., Кепежинская В. В., Князев И. И., Колесников В. В., Кошкин В. Я., Кумпан А. С., Лаумулин Т. М., Лялин Ю. И., Маренчев А. М., Перекалина Т. В., Тащанина М. В., Щерба Г. Н. и др.) позволяют

в настоящее время проанализировать вопрос связи эндогенного оруденения с вулcano-тектоническими структурами.

Геология Токрауской вулканической зоны в целом или отдельных ее фрагментов довольно подробно описана перечисленными выше исследователями. Отметим здесь только следующее.

Зона сформировалась в период нижнего карбона-перми, отвечающий постинверсионному (орогенному) этапу развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Вулканическая зона является унаследованно-наложенной структурой: с внешней (западной) своей стороны она сечет обрамляющие каледонские и раннегерцинские складчатые структуры, во внутренней (восточной части) согласно залегает на среднепалеозойских комплексах.

Для зоны свойственно интенсивное проявление наземного вулканизма, его существенно средне-кислый характер, отвечающий андезитовой и липаритовой формациям. Для формаций типична пестрота состава, резкая фациальная изменчивость, преобладание пирокластов над туфовым материалом, широко представлены жерловые и субвулканические образования. Интрузивная деятельность тесно переплетается с вулканической: в нижнем-среднем карбоне происходило становление крупных массивов гранитоидов повышенной основности, среднем-верхнем карбоне — нормальных гранитов, перми — кислых и субщелочных гранитов. Для начальных этапов характерен ареальный магматизм, поздних — локальный: «изометрично-блоковый», «очаговый».

Широко распространены синвулканические, тектоно-вулканические структуры разного порядка — брахискладки, грабен-синклинали, горсты (своды), купола, кальдера-синклинали, депрессии, трубки взрыва, сопровождающиеся надвигами, сбросами, радиальными, кольцевыми нарушениями. Морфология структур обычно изометричная, концентрическая, округлая, обусловленная вулcano-тектоническими процессами. Для зоны и вулcano-тектонических структур характерна различная степень эрозионного среза и выход на современную поверхность вулcano-плутонических комплексов разного состава и возраста.

В пределах рассматриваемой южной и центральной площади Токрауской вулканической зоны (рис. 1) структурами первого порядка являются грабен-синклинали — Майтас-

Найзакаринская, Каргалинская, Кызылрай-Бесшокинская и Коунрадский горст. Формирование структур, по всей вероятности, началось в нижнем карбоне, в результате обособления района на крупные тектонические блоки. Грабены и горсты достигают 50—80 км в поперечнике. Они взаимно сопряжены и охватывают всю площадь вулканической зоны. Образование их связывается с деятельностью интратеррициальных ареалов магматизма, когда в верхний структурный этаж поступало огромное количество магматического материала как в виде наземных излияний, так и крупных гранитоидных интрузивов. Для магматизма начального периода свойственна повышенная основность и его большая площадь распространения. На современной поверхности покровные и жерловые образования обнажаются по бортам грабен-синклиналей и свода. Интрузии диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов (Балхашский, Топарский комплексы) фиксируются в центральных частях Коунрадского свода, Бесшокинского, Курпетаевского тектонических блоков и бортах грабен-синклиналей. В пределах положительных структур интрузии представлены крупными массивами, соответствующими по размеру батолитам, отрицательных структур — относительно небольшими выходами, фиксируемыми в основном геофизическими наблюдениями (Беневоленский и др., 1968).

По бортам грабен-синклиналей и свода развиты вулканотектонические структуры второго порядка — вулканокупола, депрессии, кальдерного типа постройки. Они находятся друг от друга примерно на равном расстоянии (центры структур располагаются через 25—30 км), характеризуются округлыми очертаниями и размерами в поперечнике в пределах 10—20 км. Наиболее отчетливо проявлены вулканические постройки в Майтас-Найзакаринской и Каргалинской сопряженных грабен-синклиналях. В пределах их находится Кызыладырская, Майтасская, Каратальская (Михневича), Слушокинская, Нуртайозекская, Акбулакская, Жанетская, Бектаутинская, Найзакаринская I, II и другие вулканические структуры, изученные и описанные многими исследователями (Авдеев, 1965; Булдоков, 1958; Зейлик, 1968, Малькова, 1959; Перекалина, 1963; Щербакова, 1967). В бортах и центральной части Коунрадского свода сохранились реликты Борлинской, Шенгельбайской мульд и кольцевые магматические системы Восточный Коунрад, Торткуль, Скорпион, Кенькудук. Формирование вулканоплутонических структур происходило в пери-

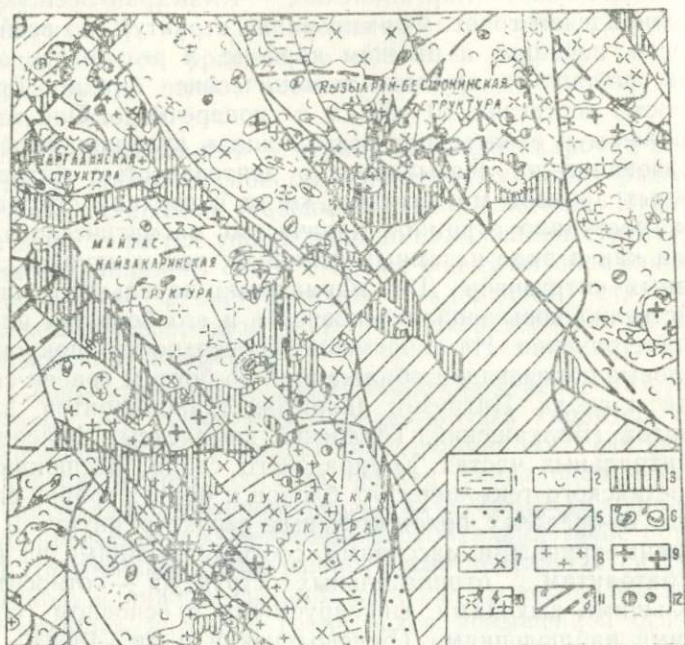


Рис. 1. Схема геологического строения Северного Приамурья (центральная и южная части Токрауской вулканической зоны) с нанесением на нее медно-молибденовых проявлений

1—3— вулканогенные образования: 1— верхнего карбона — перми (базальты, трахилипариты), 2— среднего-верхнего карбона (липариты, андезиты), 3— нижнего карбона (андезиты, частично липариты); 4— вулканогенно-осадочные отложения нижнего карбона-девона; 5— породы основания (средний-нижний палеозой); 6— жерловые и субвулканические образования кислого (а) и среднего (б) состава; 7—9— герцеевские интрузии: 7— гранодиоритов; 8— нормальных гранитов; 9— кислых и субщелочных гранитов; 10— глубинные интрузии, устаревшие, выявляемые геофизическими наблюдениями: а — гранодиоритов, б — нормальных гранитов; 11 — крупные тектонические нарушения: а — по геологическим, б — геофизическим данным; 12— месторождения и рудопроявления меди и молибдена порфирового типа.

од — от среднего или верхнего карбона до перми включительно и сопровождалось извержениями лав и пирокластов преимущественно кислого, среднего, реже основного состава и внедрением субвулканических и гипабиссальных интрузий. Покровные и жерловые образования слагают обычно кольцевой формы зоны, герценские интрузии, как правило, выполняют центральные части структур. Морфологию вулканических построек подчеркивают и более поздние кольцевые дайки. Важными элементами вулкано-тектонических построек являются также концентрические, радиальные нарушения, зоны повышенной трещиноватости как тектонического, так и синвулканического происхождения, тела взрывчатых брекчий и т. д.

Перечисленные выше структуры первого и второго порядков характеризуются долговременной тектоно-магматической активностью, автономным развитием и закономерным (концентрическим) распределением в пределах их продуктов магматизма и гидротермальной деятельности. Возникновение и формирование кольцевых систем связывается с деятельностью определенных (самостоятельных) магматических очагов. Все это позволяет некоторым исследователям, а также и нам, рассматривать их как «очаговые» магмо- и рудоконцентрирующие структуры.

В пределах значительной части отмеченных выше очаговых структур локализуются месторождения и рудопроявления рассматриваемой зоны, образующие по своим масштабам и экстенсивности проявления рудные районы, рудные узлы и рудные поля (рудные концентры). Ниже приводится характеристика нескольких наиболее типичных рудных концентров.

**Джусабай-Слушокинский рудный район** охватывает около 60 месторождений и рудопроявлений, принадлежащих к разным формациям и генетическим типам. Рудный район размером  $35 \times 40$  км пространственно совпадает с Каргалинской вулкано-тектонической постройкой (рис. 1, 2). Изучение данной структуры (Г. Т. Скублов, А. В. Авдеев и др.) и анализ закономерностей размещения оруденения (А. В. Авдеев, П. К. Жуков и др.) указывает на длительность ее формирования и многоэтапность проявления разнотипных магматических и гидротермальных образований, располагающихся вполне закономерно в рамках структурного блока, имеющего, по-видимому, общий глубинный магматический

очаг. Рудный район с системой взаимосвязанных рудоконтролирующих структур является хорошим примером поясового (концентрического) разрешения вулканогенных, субвулканических, дайковых образований разного возраста и связанных с ними массивов вторичных кварцитов и эндогенного оруденения.

Каргалинская кальдерного типа структура сложена вулканитами верхнего палеозоя, собственно эффузивной, жерловой, субвулканической фациями и комагматичными им интрузивными образованиями. В западной части ее обнаружены породы основания — песчано-сланцевые отложения верхнего девона — нижнего силура (рис. 2).

По периферии кольцевой структуры развиты вулканиты кислого и среднего состава ранних этапов нижний-средний карбон и средне-карбонные интрузии. Во внутренней части кальдеры преобладают продукты вулканизма кислого состава более поздних этапов. В виде отдельных и небольших выходов представлен липарит-дацитовый вулканизм верхнего карбона-перми. В заключительный этап (пермское время) сформировались аляскитовые граниты и дайки гранит-порфиров. Последние более интенсивно проявлены по бортам кальдеры и подчеркивают кольцевое строение структуры.

Вулканиты эффузивной фации образуют две кольцевой формы зоны — внешнюю и внутреннюю. С ними пространственно связаны вторичные кварциты, несущие в основном алузитовую минерализацию, а в ряде случаев бедное (рассеянное) оруденение золота, свинца, сурьмы, мышьяка.

Жерловые, субвулканические и интрузивные породы, контролируемые кольцевыми разломами, распространены преимущественно в периферийной части структуры. С ними ассоциируют проявления свинца, золота, серебра (месторождения Джусабай, Слушокы, Аилы, Кузюкадыр, Жиланшик и др.).

Гранодиориты среднего карбона и аляскитовые граниты отмечены в южной, более эродированной части, структуры и на глубине (по данным гравиметрии) в центральной части кальдеры. С аляскитовыми гранитами связаны редкометаллическая (Акчатау, Карасай, Лагерный), а гранодиоритами — медная минерализация (Кызылтас).

Таким образом, закономерное размещение магматических пород разного возраста и состава в пределах вулканотекто-

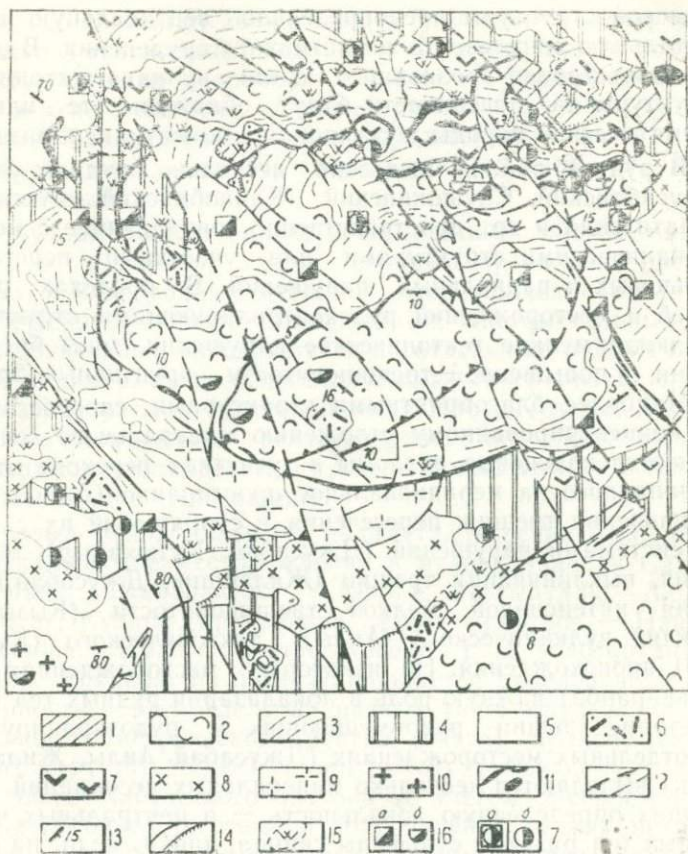


Рис. 2. Схема геологического строения Джусабай Слушонского рудного района (геологическая основа составлена Г. Т. Скубловым, А. В. Авдеевым)

1—4— вулканогенные образования эффузивной фации: 1— верхнего карбона; 4— нижнего карбона; 5— песчано-сланцевые отложения верхнего девона—нижнего силура; 6— жерловые образования; 7— субвулканические тела; 8— граниты, гранодиориты среднего карбона; 9— сиениты, гранодиориты среднего-верхнего карбона; 10— аляскитовые граниты перми; 11— дайки гранит-порфиров; 12— разрывные нарушения; 13— элементы залегания пород; 14— линии контактов пород; 15— вторичные кварциты; 16— месторождения и рудопроявления полиметаллических руд (а), редких металлов (б); 17— то же комплексных золото-серебряно-цинково-свинцовых (а), золото-серебряных (б) руд.

нической структуры предопределило вертикальную и горизонтальную зональность разнотипного оруденения. В зависимости от уровня эрозионного среза вулкано-тектонической структуры на поверхности будут обнажены те или иные магматические породы и связанная с ними минерализация.

В рудном районе выделено несколько рудных узлов — Джусабайский, Слушокинский, Караобинский, Актайский, Акчатауский и др., пространственно совпадающие с мелкими вулканическими структурами или участками пересечения кольцевых и радиальных нарушений. В пределах рудных полей и месторождений рудоконтролирующими структурами являются мелкие тектонические нарушения, зоны брекчирования и повышенной трещиноватости эруптивные брекчии.

Наиболее благоприятными структурами, способствующими концентрированному отложению минерального вещества, являются кольцевые разломы в участках перехода от северо-западного на меридиональное простирание (Аилы), места искривления трещин, пересечения и сопряжений их с другими системами нарушений (Джусабай, Кузюкадыр), расщепления, выклинивания трещин (Жиланшик, Джусабай), развития интенсивной мелкой трещиноватости (Кызылтас), брекчий вулканического (Аилы), тектонического (Кузюкадыр) происхождения. На некоторых месторождениях (Улькенькараоба) важную роль в локализации рудных тел играет сочетание трещин рудовмещающих и рудозкранирующих. На отдельных месторождениях (Джусабай, Аилы, Жиланшик и др.) выделяются несколько минеральных ассоциаций, образующих определенную зональность — в центральных частях рудных тел развиты сульфиды свинца, цинка, меди, на флангах — золото, серебро. Наблюдаемая зональность, по-видимому, могла возникнуть в связи с неоднократным проявлением оруденения вдоль одних и тех же разрывных структур в условиях постепенного разрастания вулканической постройки и связанных с ней рудоконтролирующих трещин.

**Майтас-Найзакаринский рудный район** пространственно совпадает с тремя взаимно сопряженными кольцевыми вулкано-тектоническими структурами второго порядка (Найзакаринской I, II, Майтасской), расположенными в центральной части одноименной грабен-синклинали (рис. 1, 3). Центральная часть Майтасской структуры выполнена плутоном аляскитовых гранитов перми. По данным гравиметрии, эти граниты погружаются полого на глубину в западном направ-

лении, где занимают значительную площадь Найзакаринских структур (майтасский минимум). С поверхности в центре структур развиты покровные и жерловые образования среднего, верхнего карбона, по периферии — вулканиты нижнего карбона. Следовательно, можно предположить, что при формировании этих структур существовал единый глубинный магматический очаг.

В рудном районе фиксируется сложный, многометалльный характер сруденения. Здесь выявлены проявления цветных, редких и благородных металлов, относящихся к различным генетическими типами. Совмещенный, многометалльный профиль оруденения фиксируется и на отдельных рудных объектах. Например, на полиметаллическую минерализацию наложена золоторудная (месторождения Ирок, Кулюке, Адылбай и др.), в кварцевых и грейзенизированных жилах наряду с вольфрамом, молибденом встречены повышенные содержания золота, серебра (Найзакара).

Рудный район включает полиметаллические и золото-полиметаллические месторождения и рудопроявления Сарышюкы, Ирок, Шанарактас, Адылбай, Малыбулак, Акшюкы, Джартас, Кулюке, проявления редких металлов — Найзакара, Горное, Кызыл Майтас, Кенели I, II, золоторудные — Кенели, Уранкой. Кулюке. Наблюдается определенная закономерность в распределении разных типов оруденения относительно геометрического центра (очага) вулкано-тектонических структур. Ближе к центру, охватывающему апикальную часть Майтасского плутона (с учетом распространения его на глубине) тяготеют рудопроявления редких металлов, далее к периферии отмечаются полиметаллические, затем золото-полиметаллические месторождения. Рудный район в своей центральной части представляет интерес на редкие металлы. Здесь известны проявления вольфрама, молибдена, олова, кварцево-жильно-грейзеновой формации, расположенные в кровле пород пермского плутона аляскитовых гранитов. Рудоносные кварцевые жилы на рудопроявлениях Найзакара. Кенели I, II залегают среди измененных эффузивов верхнего палеозоя, являющихся кровлей плутона аляскитовых гранитов, на рудопроявлении Майтас — среди пермских гранитов. Для рудопроявлений данного типа характерно большое количество жил, системы прожилков, развитие минерализации и околорудных изменений на значительной

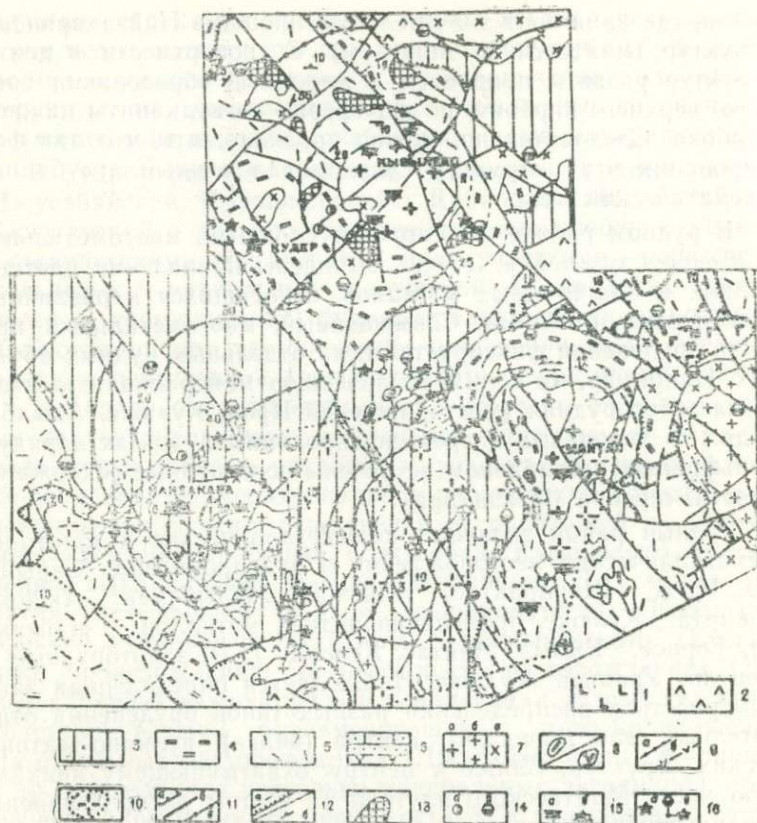


Рис. 3. Схема геологического строения Майтас-Найзакаринского рудного района и Кудер-Кызылтасского рудного узла (северная часть рисунка). 1 — 5 — вулканогенные образования: 1 — перми (базальты, трахипариты), 2 — верхнего карбона-перми (базальты, трахибазальты), 3 — средне-верхнего карбона (липариты), 4 — среднего карбона (андезиты, липариты), 5 — нижнего карбона (андезиты, частично липариты); 6 — вулканогенно-осадочные отложения девона; 7 — герцинские интрузии кислых, субщелочных гранитов (а), нормальных гранитов (б), гранодиоритов (в); 8 — жерловые и субвулканические тела; 9 — дайки кислого (а), основного (б) состава; 10 — интрузии по геофизическим данным; 11 — тектонические нарушения регионального значения (а), второстепенные (б), кольцевые (в); 12 — линии маркирующих горизонтов и несогласного залегания толщ (а), элементы залегания пород (б); 13 — массивы вторичных кварцитов; 14—16 — месторождения, рудопроявления: 14 — меди (а), свинца, цинка (б); 15 — редких металлов: а — преимущественно вольфрама, б — молибдена; 16 — золота, серебра (а), комплексных золото-полиметаллических руд (б).

площади, широкий комплекс рудных элементов (вольфрам, молибден, олово, висмут, золото, серебро, флюорит и др.).

В рудном районе известен другой вид редкометальной минерализации, в частности молибденовый, связанный с поствулканической гидротермальной деятельностью и локализуемый в жерловой части вулканов (Б. В. Сельвесюк и др.). Этот тип представлен рудопроявлением Кызыл, приуроченному к окварцеванным липаритам, слагающим неск диаметром до 1,5 км. Породы рассечены кварцевыми прожилками, трещинами, вдоль которых устанавливается пиритизация, флюоритизация и молибденовая минерализация.

**Коунрад-Борлы-Кепчамский рудный район** пространственно совпадает с Коунрадским сводом — структурой первого порядка (рис. 1). На современном эрозионном срезе центральная часть свода почти полностью выполнена крупным многофазным батолитом гранодиоритов, плагиогранитов, образующим интрузивное ядро размером 60×80 км; на отдельных участках сохранились останцы его кровли — отложения девона. По бортам свода обнажены вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования девона, нижнего и среднего карбона. В пределах его установлены кольцевые системы структур второго, третьего порядка (мульды, вулкано-купола, жерловины), нередко выполненные интрузиями гранитов концентрической формы.

Рудный район включает проявления меди, молибдена — Коунрад, Борлы, Карабас, Каскырказган, Кенькудук, Кепчам, Аузбаке, Аблан и др., редких металлов — Восточный Коунрад, Северный Коунрад, Скорпион и др. и ряд рудопроявлений золота, относящихся к прожилково-вкрайленному (порфировому) или жильному, жильно-штокверковому типам. Месторождения и рудопроявления образуют рудные узлы и рудные поля: Коунрадский, Карабас-Борлинский, Кенькудукский, Аузбаке-Кепчамский, Восточно-Коунрадский.

В рудном районе развиты преимущественно медно-молибденовые месторождения. Они пространственно совпадают с выходами гранодиоритов, плагиогранитов нижнекарбонového возраста и расположены в апикальной части интрузивного ядра. Проявления редких металлов пространственно и генетически (Щерба, 1960) связываются с выходами пермских гранитов. Они имеют небольшие размеры, лакколитообразное строение и в своем размещении использовали структуры вулканических аппаратов.

Рудовмещающими структурами в пределах месторождений являются обычно участки повышенной трещиноватости, системы тектонических нарушений, образующих рудоносные площади изометричной, кольцевой формы, реже линейные зоны. В отдельных рудных полях (В. Коунрад, Кенькудук и др.) намечается радиальное и концентрическое расположение рудоносных кварцевых жил и зон.

Рассматривая положение медно-молибденовой минерализации относительно Коунрадского свода и батолита гранодиоритов в целом (рис. 1), можно отметить наличие дугообразного рудного пояса, прослеживающегося в их западной и северной части. Этот пояс, по-видимому, продолжается далее к юго-востоку и югу, т. е. вдоль экзо- и эндоконтакта Коунрадского батолита. Северо-восточная часть пояса на значительной площади перекрыта рыхлыми отложениями.

**Кызылрайский рудный район** (рис. 1) пространственно совпадает с тремя сопряженными вулкано-тектоническими структурами второго порядка (Уколов и др. 1968; Шарленюк и др., 1968), расположенными в центре Кызылрай-Бесшокинской грабен-синклинали (рис. 1). Кызылрайская система вулканоплутонических структур сложена в центральной части вулканитами верхнего карбона-перми и крупным плутоном (батолитом) гранодиорит-порфиоров, по периферии — вулканогенными образованиями среднего — нижнего карбона и массивами гранитоидов основного и кислого состава. Последние выполняют центральные части структур Кызылрайской системы и вулканических аппаратов более высокого порядка. Кольцевое строение Кызылрайской системы структур отчетливо подчеркивают пояса даек. В рудном районе выявлено около 70 проявлений разных металлов — свинца, цинка, молибдена, вольфрама, золота и др., относящихся к разнообразным генетическим типам — кварцево-жильному, грейзеновому, прожилково-вкрапленному (порфиоровому), скарновому, самородной меди и другим.

Медно-молибденовое оруденение (Жапалак, Кызылрайское и др.) связано с выходами гранодиоритов и гранитов нижнего — среднего карбона и проявлено в более приподнятых и глубокоэродированных участках, расположенных в бортах грабен-синклинали. Редкие металлы распространены в центральных частях вулканических структур; свинец, цинк и золото — по периферии.

В пределах описанных рудных районов фиксируется боль-

шое число рудных узлов и рудных полей, состоящих из нескольких месторождений или рудопроявлений, близких как по условиям локализации, так и минералогическому составу. Они занимают определенную структурную позицию и обычно не нарушают общей закономерности, свойственной для рудных районов. Рудные узлы и рудные поля контролируются более мелкими вулкано-тектоническими структурами и вулканическими аппаратами. Ниже дается краткая характеристика наиболее типичным, включающим крупные или средние месторождения, структурам.

**Коунрадский рудный узел**, по данным К. С. Газизовой (1957) и А. И. Полетаева (1969), расположен в пределах вулканической депрессии, в центральной части которой сохранились реликты купольного вулкана. Подводящий канал вулкана инъецирован гранодиоритами, вмещающими месторождение Коунрад. Рудные тела имеют трубчато-кольцевую форму и в своем пространственном распределении контролируются структурами (трещиноватостью, кольцевыми, радиальными нарушениями, телами взрывных брекчий) вулканотектонического происхождения. В пределах месторождения устанавливается гипогенная концентрическая зональность оруденения — к центру тяготеет преимущественно медная, к периферии — молибденовая, свинцово-цинковая минерализация.

**Акчатауский, Восточно-Коунрадский и Жанетский рудные узлы** являются редкометальными и связаны с центральными плутонами лейкократовых и аляскитовых гранитов перми (Щерба, 1960). Оруденение локализуется во внутриинтрузивной или надинтрузивной зонах массивов, выполняющих подводящие каналы очаговых (купольных, кальдеро-купольных) структур, и контролируется системой радиально-концентрических, протоинтрузивных и протоэффузивных трещин.

**Кудер-Кызылтасский рудный узел** (рис. 3) объединяет месторождения золота Кудер Южный, Кудер Северный, рудопроявления вольфрама Кызылтас Северный, Кызылтас Южный, полиметаллов — Бирлестык, Акирек и ряд рудных точек (всего 20 проявлений). Пространственно они совпадают с Кызылтасским вулкано-куполом, подробно описанным Б. С. Зейликом (1968). В центре вулкано-купола — пермский центральный плутон аляскитовых гранитов, с которыми связаны отмеченные проявления вольфрама и олова. Ядерная часть купола сложена вулканитами нижнего карбона, раз-

витых в виде полосы шириной 15—18 км в северо-западном направлении. По периферии вулcano-купола распространены вулканиты среднего и верхнего карбона. Строение структуры также подчеркивают кольцевые, радиальные нарушения пояса даек, субвулканические и экструзивные тела. По периферии и средней части вулcano-купола развиты многочисленные массивы вторичных кварцитов, образующих пояса кольцевой формы. С вулканитами и субвулканами ассоциируют проявления золота и полиметаллов. Первые более чаще встречаются в периферийной части, вторые — средней части структуры. Рудная минерализация связана в основном с кварцевыми жилами, зонами трещиноватости, разрывными нарушениями, секущими эффузивные и субвулканические образования.

**Слушокинский рудный пояс**, по данным Г. Т. Скублова, А. В. Авдеева, расположен в северо-восточном борту Каргалинской кальдерной постройки и пространственно совпадает со Слушокинской кольцевой структурой более высокого порядка. В рудном районе выявлены золото-серебряные месторождения Слушоки, Аилы и ряд рудопроявлений. Оруденение контролируется узлами пересечения верхнекарбонных и пермских кольцевых и конических жерловин, субвулканических тел с поясами даек и зонами трещиноватости северо-западного простирания. Рудные тела месторождения Аилы находятся на участке пересечения дугообразного разлома с радиальным сдвигом. В целом рудная зона имеет дугообразное строение с выходом в центре некка липаритов и эксплозивных брекчий. В некоторых рудных телах наблюдается зональность оруденения, выражающаяся в развитии полиметаллической минерализации в центре и золото-серебряной по периферии.

### Заключение

В Токрауской вулканической зоне отчетливо устанавливается ведущая роль в локализации и распределении эндогенного оруденения вулcano-тектонических структур разного порядка. Рудоносные площади структур первого порядка (грабен-синклиналей, сводов) или систем нескольких сопряженных кольцевых структур второго порядка по размерам и экстенсивности минерализации соответствуют рудным районам и поясам, второго порядка (кальдер, купольных постро-

ек) — рудным узлам и полям. Более локальные очаговые структуры, сопровождающиеся экструзиями, субвулканическими телами, вмещают месторождения и рудопроявления.

В пределах рудоносных очаговых структур наблюдается гипогенная рудная зональность. Медно-молибденовое оруденение порфирирового типа, вынесенное специально на обзорную тектоническую схему района (рис. 1), локализуется по периферии сводов, в центральных частях приподнятых блоков и бортах грабен-синклиналей (структурах первого порядка). Золото-серебряная, полиметаллическая минерализация тяготеет к бортам вулкано-тектонических структур второго порядка, редкометальная — к их центральным частям. Рудная зональность иногда фиксируется и в пределах месторождений и рудных тел. Отмеченная закономерность указывает как на структурную, так и на генетическую связь эндогенного оруденения с очаговыми структурами. Наличие зональности может быть объяснено, как неоднократным проявлением оруденения, происходящего в обстановке постепенного разрастания рудовмещающих вулкано-тектонических структур (Уиссер, 1964), так и последовательным изменением пространственного положения, в том числе и глубины залегания, источника оруденения (магматического очага, Константинов и др., 1967), а также, по-видимому, и металлогенической специализацией вмещающих магматических пород, занимающих обычно строго фиксированное положение в очаговых структурах.

Необходимо здесь также отметить, что из большого количества известных вулкано-тектонических структур рудоносными являются далеко не все. В наличии и проявлении оруденения, помимо структурных и магматических факторов, важная роль принадлежит также денудационному уровню структур и положению их в общей структуре района. Так, в нижних горизонтах очаговых построек локализуются преимущественно проявления меди, выше — цинка, свинца и в верхних горизонтах — золота, серебра. Редкие металлы, связанные со становлением посторогенных плутонов лейкократовых и аляскитовых гранитов, занимают различные гипсометрические уровни рудовмещающих структур. При этом устанавливается, что рудоносными, в большинстве своем, являются структуры, тяготеющие к внешней стороне Токрауской вулканической зоны, секущей более древние (нижне- и среднепалеозойские) складчатые комплексы.

Перечисленные закономерности пространственного размещения оруденения и учет эрозионного среза рудолокализирующих структур должны способствовать более конкретной оценке рудоносных площадей и эффективному проведению поисково-разведочных работ.

#### Литература

- Авдеев А. В.** О кольцевых структурах магматических комплексов. «Сов. геология», 1965, № 10.
- Афоничев Е. А.** Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и Пограничной Джунгарии. В кн.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Изд-во АН КазССР. Алма-Ата, 1960.
- Беневольский И. П., Колесников В. В., Солодилова В. В.** О поисковом значении магнитных аномалий Северо-Западного Прибалхашья. «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1968, № 5.
- Булдаков В. В.** Особенности строения гранитного массива Майтас (Северное Прибалхашье) и распределение в нем некоторых редких элементов. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1958, № 9.
- Газизова К. С.** Геолого-структурные и генетические особенности медного месторождения Коуирад. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Жуков П. К., Алексеева Л. К.** Геолого-структурные особенности Джусабай-Уштоганского рудного поля (Северное Прибалхашье). В кн.: «Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1969.
- Зейлик Б. С.** О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования высотных фотоснимков с целью обнаружения подобных структур. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 4, 1968.
- Кежежинкас В. В.** Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклинария (Центр. Казахстан). Изд-во «Наука», Новосибирск, 1969.
- Константинов Р. М., Томсон И. Н. и др.** Особенности зональности оруденения в некоторых рудных узлах Восточного Забайкалья «Геол. рудн. месторождений», 1967, № 3.
- Кошкин В. Я.** Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья. Тр. лаб. палеовулканологии, вып. I, Алма-Ата, 1963.
- Малькова Р. Н.** Вулканогенные породы рудного поля Джанет. «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1959, № 4.
- Монич В. К., Бедров Г. И., Балгожина А. Г.** Геология и петрография Байназарской кольцевой системы магматических пород. Тр. института геол. наук АН КазССР, т. 3, 1960.
- Нурбаев З. М., Полетаев А. И.** Новые данные о геологическом строении Коуирадского медно-порфирового месторождения. В кн.: «Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана». Алма-Ата, 1969.
- Перекалина Т. В.** Герцинские кольцевые интрузии Центрального Казахстана. В сб.: «Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования». Изд-во ЛГУ, т. 1, 1963.
- Томсон И. Н., Фаворская М. А.** Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. «Сов. геология», 1968, № 10.

Уколов М. М., Швец М. М. и др. Кызылрайская кольцевая интрузия гранитов в Центральном Казахстане. Тр. науч. конф. КазИМСа, Алма-Ата, 1968.

Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. В кн.: «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 2, Изд-во «Мир», 1964.

Фремд Г. М. К истории верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии. Тр. лаб. палеовулканологии. Алма-Ата, вып. 1, 1963.

Шарпенюк Л. Н., Перекалина Т. В., Скублов Г. Т. Копылов В. Н. Кольцевые структуры района гор Кызылрай (Центр. Казахстан). Со.: «Вопросы магматизма и метаморфизма» Изд-во ЛГУ, т. 3, 1968.

Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Щербакова М. Н. Кызылрайская кольцевая структура (Северное Прибалхашье). Вест. Москов. университета, № 1, 1967.

Геологический институт АН КазССР, г. Алма-Ата

Ю. А. ЛЕЙЕ, Э. П. ТИХОНЕНКОВ

**ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ  
ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАКАРПАТЬЯ И ИХ РОЛЬ В  
ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ**

Юго-западная часть Закарпатья, входящая в состав внутрикарпатского вулканического пояса (Вадас, 1964) и известная под названием Чопской (Чоп-Мукачевской) впадины, рассматривается нами, как крупная вулкано-тектоническая структура — Мукачевская вулкано-тектоническая депрессия.

Основной этап формирования вулканического пояса, возникшего на стыке Паннонского и Трансильванского массивов с Восточно-Карпатской геосинклинальной системой, в пределах Закарпатья проходил в Верхнем миоцене и плиоцене. Эта магмоконтролирующая структура, расположенная в области развития земной коры материкового типа, является краевой и внутренней относительно главных геотектонических элементов предшествующего развития Карпат и в значительной мере на них наложенной, что позволяет рассматривать ее, как эпигеосинклинальный орогенный краевой внутренний пояс наложенного типа (Ханн, 1970; Фремд, 1970).

Мукачевская вулкано-тектоническая депрессия имеет полигональные очертания, вытянута в северо-западном направлении и занимает площадь около 1500 км<sup>2</sup>. С северо-востока к ней примыкает узкая рифтообразная зона, выполненная образованиями Выгорлат-Гутинской вулканической гряды. С юго-запада граница Мукачевской депрессии проходит по Припаннонскому глубинному разлому (Мерлич, Спитковская, 1965), а с юго-востока — по Виноградов-

скому (Лазаренко и др., 1968). Роль северо-западного ограничения играет Турьинский разлом (см. рис. 1). Глубинное строение вулканотектонической депрессии характеризуется рядом особенностей, отличающих ее от флишевых Карпат и соседней Солотвинской впадины Закарпатского внутреннего прогиба (Чекунов и др., 1969).

Так, толщина земной коры на площади депрессии достигает 27 км, резко меняясь в районе продольных и поперечных глубинных разломов. В пределах «гранитного» слоя, мощность которого здесь почти вдвое выше, чем в Солотвинской впадине, расположены локальные области с пониженной скоростью распространения волн, отвечающие зонам разуплотнения вещества коры, из которых к поверхности мог поступать магматический материал. Глубина залегания верхней границы этих областей, отвечающих, по-видимому, промежуточным магматическим очагам, составляет 6—8 км. Каждый из промежуточных очагов локализуется в пределах блоков коры, ограниченных разломами глубокого заложения. Особенностью строения коры в этом районе является наличие ниже раздела Конрада области с «гранитными» скоростями, которая может интерпретироваться, как участок «очаговой зоны» (Поспелов, 1959), расположенный в основании земной коры и представляющий собой глубинный магматический очаг.

Рассматриваемая депрессия имеет этажное строение. Нижний этаж, являющийся ее фундаментом и представленный гетерогенными разновозрастными породами, перекрыт мощной толщей неогеновых вулканогенно-осадочных образований. По данным М. И. Петрашкевича (1969), фундамент Мукачевской депрессии в северо-западной части сложен кристаллическими сланцами палеозоя, доломитами и доломитизированными известняками триаса. Далее к юго-востоку образования триаса, а также карбонатные и терригенные породы юры и верхнего мела перекрыты песчано-глинистой палеогеновой толщей и выходят на донеогеновую поверхность лишь в пределах горстовых поднятий вдоль Середнинского и Припаннонского глубинных разломов.

Распространение отложений палеогеновых флишеидных толщ в центральной и юго-восточной части ограничивается зоной Мукачевского поперечного разлома.

Верхний, неогеновый этаж сложен морскими и лагунными молассами, в разрезе которых широко развиты вулкано-

генные образования вплоть до полного подавления молассоидов. Вулканыты представлены андезитовыми и липаритовыми туфами с подчиненным количеством лав того же состава.

В основании неогеновой вулканогенно-молассовой толщи залегают липаритовые туфы новоселецкой свиты, относимой по возрасту к гелвету. Эти туфы распространены на всей площади депрессии, достигая мощности 600 м, а также в пределах Солотвинской впадины. Столь обширная область распространения туфов может свидетельствовать об интенсивной эксплозивной вулканической деятельности, возможно, трещинного типа, что весьма характерно для начальных этапов развития некоторых отрицательных вулканотектонических структур.

Более молодые вулканогенные породы неогенового разреза представлены туфами кислого и среднего состава от пепловых до агломератовых, игнимбритами, туфолавами, лавами, реже породами гипабиссального облика, выполняющими кальдеры, слагающими вулканические постройки и формирующими экструзивные купола и штоки. Указанные вулканические образования почти по всей площади депрессии, за исключением горстовых поднятий Припаннонского разлома и отдельных вулканических построек, перекрыты лагунными и континентальными отложениями, достигающими значительной мощности. Извергнутый материал, отложившийся в пределах депрессии, не компенсирует ее проседание.

Тектоника района отличается широким развитием разломов различной глубины и времени заложения. По ориентировке они объединяются в три группы: северо-западные, которые как и бортовые глубинные разломы, имеют карпатское простирание, северо-восточные, совпадающие с простиранием структур Паннонского массива, и близмеридианальные. Поперечные (северо-восточные) разломы глубокого заложения, названные Э. А. Лазаренко и др. (1968) Турьинским, Мукачевским, Шаланкским и Виноградовским, разделяют депрессию на три крупных блока — Велико-Доброньский, Береговский и Виноградовский (рис. 1). Последние разбиты разломами высших порядков на более мелкие фрагменты.

Для тектонического строения рассматриваемой депрессии характерно также проявление глыбовой конседиментационной синвулканической складчатости, возникающей, как результат дифференцированных вертикальных движений отдельных блоков различной размерности. Эти складки по простиранию

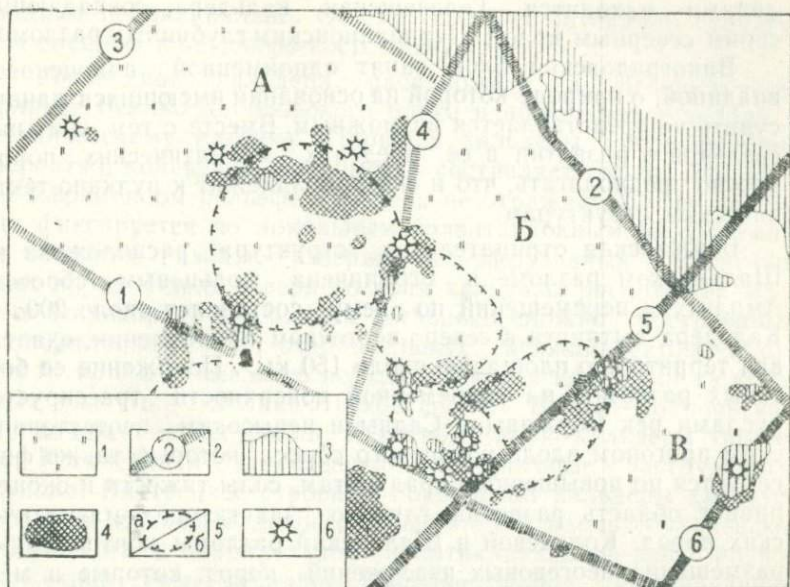


Рис. 1. Структурная схема Мукачевской вулканотектонической депрессии

1— Мукачевская вулканотектоническая депрессия; 2— зоны разломов глубокого заложения: 1— Припанионского; 2— Середницкого; 3— Турьинского; 4— Мукачевского; 5— Шаланьского; 6— Виноградовского. Блоки фундамента депрессии: А — Велико-Добровский; Б— Береговский; В — Виноградовский. Области распространения неогеновых магматических пород: 3— по геологическим данным; 4— по геофизическим данным; 5— граница вулканотектонических структур: а — положительных; б — отрицательных. 6— вулканы и экструзивные купола.

и на глубину переходят в горы и грабены, часто являющиеся составными элементами более крупных вулканотектонических структур.

Накопленные к настоящему времени геологические, геофизические, геоморфологические и другие данные позволяют выделить в пределах Мукачевской вулканотектонической депрессии ряд локальных структур. К их числу относятся Береговский вулканотектонический горст, Горондская, Новосельская и Боржавская кальдеры проседания, наиболее значительные из которых контролируются промежуточными очагами и по масштабам соизмеримы с ними.

В районе юго-западного фланга депрессии, но за ее пре-

делами находится Геленешская кальдера, совпадающая своим северным краем с Припаннонским глубинным разломом.

Виноградовский блок занят одноименной плиоценовой впадиной, о природе которой на основании имеющихся данных судить не представляется возможным. Вместе с тем, учитывая сведения о развитии в ее пределах магматических пород, можно предполагать, что и она принадлежит к вулcano-тектоническим структурам.

Боржавская отрицательная структура расположена на Шаланском разломе и ограничена кольцевым сбросом. Амплитуда перемещений по нему составляет около 200 м. Кальдера вытянута в северо-восточном направлении, охватывая территорию площадью около 150 км<sup>2</sup>. Положение ее бортовых разломов на современной поверхности трассируется руслами рек Боржавы и Салвы и невысоким неотектоническим прогоном вдоль кольцевого сброса, который также фиксируется по повышенным градиентам, силы тяжести и оконтуривает область развития глубоко залегающих магматических пород. Кольцевой и Шаланский разломы контролируют размещение неогеновых извержений пород, которые в местах их пересечения образуют Шаланскую и Добросельскую вулканические постройки. Породы фундамента в пределах кальдеры падают на северо-восток, тогда как образования верхнего структурного этажа имеют центриклинальное залегание с более крутыми углами падения на ее периферии.

Далее к западу от описанной структуры расположена Новосельская кальдера, занимающая площадь более 90 км<sup>2</sup>. С запада она ограничивается Мукачевским разломом, а с юга — сбросом, проходящим вдоль северо-восточной оконечности Береговской положительной структуры. На остальном пространстве ее границей служит кольцевой разлом, амплитуда опусканий по которому составляет около 500 м. Геоморфологически контур кальдеры подчеркивается кольцевым уступом в рельефе, окружающим овальную блюдцеобразную впадину.

В местах сопряжения кольцевого разлома с бортом Береговской структуры и Мукачевским разломом, а также вдоль последнего по геологическим и геофизическим данным фиксируются области развития эффузивно-экструзивных образований, формирующих стратовулканы и экструзивные купола. Залегание пород в пределах кальдеры центриклинальное, более крутое у бортовых разломов и особенно в районе стратовулканов, где по отношению к центрам извержения слон

падают периклинально. Ось наибольших опусканий структуры смещена к ее северо-восточному краю.

Горондская кальдера расположена на юго-восточном фланге Велико-Доброньского блока и примыкает с запада к Мукачевскому разлому. Площадь кальдеры, ограниченной, вероятно, кольцевым разломом, составляет около 240 км<sup>2</sup>. В современном рельефе кальдера не отражается и ее граница фиксируется по локальным гравитационным максимумам и областям развития изверженных эффузивных и интрузивных пород. Вдоль северного края кальдеры расположен массив этих пород, слагающий несколько сложно построенных положительных и отрицательных вулcano-тектонических структур более высокого порядка, самыми крупными из которых являются Велико-Лучковская и Велико-Доброньская вулканические постройки. К южному краю кальдеры тяготеют Косинский и Заставненский липаритовые экструзивные купола. Внутреннее строение Горондской кальдеры характеризуется наличием депрессии, вытянутой вдоль Мукачевского разлома, и параллельной ей антиклинальной зоны, расположенной северо-западнее. Падение пород, выполняющих кальдеру, центриклинальное у ограничивающего разлома и периклинальное в центральной части.

Геленешская кальдера, как отмечалось выше, не принадлежит к Мукачевской вулcano-тектонической депрессии и только на небольшом отрезке примыкает с юга к Припаннонскому глубинному разлому. Амплитуда опускания внутренней части этой кальдеры, которое осуществлялось по системе ступенчатых сбросов, составляет около 1000 м. В центральной области структуры фиксируется обширный гравитационный минимум, который вызывает мощная толща пирокластов.

Охарактеризованные отрицательные вулcano-тектонические структуры представляют собой крупные погребенные кальдеры проседания, образовавшиеся в результате опускания кровли, расположенных под ними, в пределах нижнего структурного этажа промежуточных магматических очагов. Общей их особенностью является несоответствие объема извергнутого материала амплитуде проседания, что свидетельствует о преобладании тектонического фактора при их образовании.

Береговская положительная структура представляет собой вулcano-тектонический горст, расположенный между отрицательными элементами. Являясь наиболее крупной среди

положительных структур Мукачевской депрессии, она размещается на юго-западном фланге одноименного ей блока. Очертания рассматриваемой структуры, занимающей площадь более 60 км<sup>2</sup>, определяется с юга, севера и востока разломами соответственно карпатского и паннонского простираний, а с запада — дугообразным разрывом, секущим горстогое поднятие фундамента (рис. 2). В пределах этой структуры относительное воздымание фундамента, сложенного терригенными породами и подчиненными им эффузивами основного состава, достигает 500 м. Породы верхнего структурного этажа представлены пирокластами кислого, реже среднего состава с подчиненными им соответствующими лавами и горизонтами осадочных образований общей мощностью более 700 м. Благодаря гипсометрическому положению и высокой степени вскрытия горными выработками, эта структура является наиболее изученной, что позволяет установить тектонические и вулканотектонические структуры более высоких порядков и проследить отдельные этапы их развития (рис. 2).

К числу собственно вулканических форм, развитых в пределах Береговского вулканотектонического горста, относятся Мужиевская, Добросельская, Золотистая, Змеевская и Квасовская структуры (см. рис. 2).

Две последние, расположенные на границе Береговского горста с Новосельской и Боржавской кальдерами проседания, вероятно, представляют собой эксплозивные кальдеры 3—5 км в диаметре. Отдельными скважинами, пробуренными в их пределах, подсечены липаритовые и андезитовые агломератовые туфы андезиты и их лавобрекчии. Золотистая и Добросельская структуры также образовались в результате вулканической деятельности взрывного характера, закончившейся внедрением экструзивных куполов липаритов и андезитов. Мужиевская структура в генетическом отношении близка к Добросельской. В центре ее скважинами вскрыты андезиты и их туфы, перекрытые лавами и пирокластами кислого состава.

Формирование описанных структур сопровождалось образованием радиальных и кольцевых разломов. Помимо того, что эти нарушения в ряде случаев служили каналами проникновения более поздних порций магмы (Хаешский и Виноградовский липаритовые купола), они сыграли ведущую роль в образовании синвулканических складчатых структур высоко-

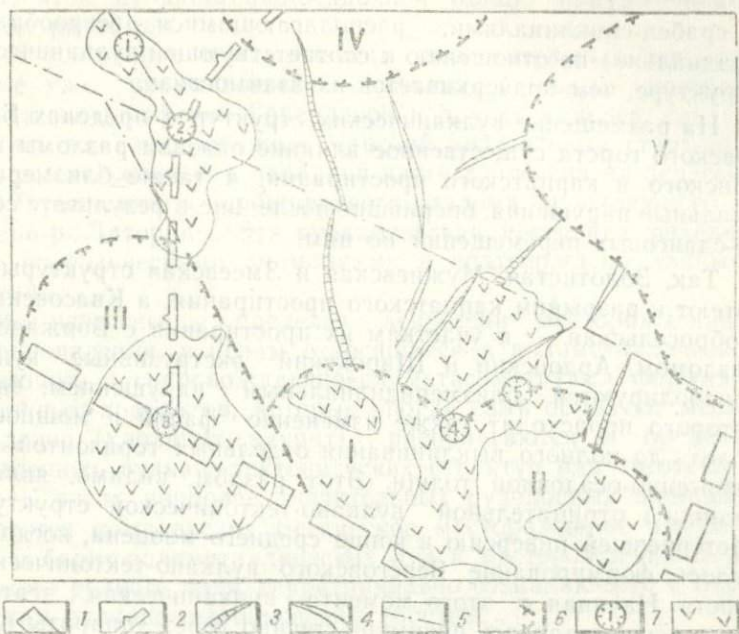


Рис. 2. Схема структур Береговского вулcano-тектонического горста

1— Зоны глубинных разломов; 2— Бортовой разлом Береговского горста; 3— Оси синвулканических горст-антиклиналей; 4— Оси синвулканических грабен-синклиналей; 5— Крупные разрывные нарушения; 6— Контуры вулканических структур: I— Мужневской; II— Добросельской; III— Золотистой; IV— Змеевской; V— Квасовской; 7— Центры экструзивных куполов: 1— Ардовского; 2— Шарокского; 3— Золотистого; 4— Хаешского; 5— Виноградского; 8— Неогеновые эффузивные породы (липариты, андезиты).

го порядка. Разнонаправленные движения блоков, ограниченных этими разрывами, вызвали образование горстов и грабенов, переходящих кверху в горст-антиклинали и грабен-синклинали. Антиклинали характеризуют сокращенный по мощности и по количеству стратиграфических подразделений разрез, а синклинали — ложбинообразная форма и одно центриклинальное замыкание, что весьма типично для структур подобного генезиса. В целом эти структуры представлены односторонними лицейно-вытянутыми горст-антиклиналями

и грабен-синклиналиями, располагающимися веерообразно (радиально) по отношению к соответствующей вулканической структуре, чем подчеркивается их взаимосвязь.

На размещение вулканических структур в пределах Береговского горста существенное влияние оказали разломы паннонского и карпатского простирания, а также близмеридианальные нарушения, оперившие последние в результате сборо-сдвиговых перемещений по ним.

Так, Золотистая, Мужиевская и Змеевская структуры тяготеют к разрывам карпатского простирания, а Квасовская и Добросельская — к участкам их простирания с Боржавским разломом. Ардовский и Шарокский экструзивные купола контролируются близмеридианальным нарушением, вдоль которого происходит также изменение фаций и мощностей вплоть до полного выклинивания отдельных горизонтов вулканогенно-осадочной толщи. Этот разлом, видимо, являлся границей отрицательной вулcano-тектонической структуры, претерпевшей инверсию в конце среднего миоцена, когда началось формирование Береговского вулcano-тектонического горста. Начиная с этого момента вулканическая деятельность осуществлялась преимущественно через аппараты центрального типа, поставлявших вулканиты среднего и кислого состава.

Из других положительных вулcano-тектонических структур, сыгравших важную роль в локализации оруденения, следует отметить Беганьский вулcano-тектонический ступенчатый горст, тяготеющий к кольцевому разрыву Геленешской кальдеры в месте ее приращения к зоне Припаннонского глубинного разлома.

Эта положительная синвулканическая структура, формировавшаяся синхронно с накоплением неогеновых вулканогенно-осадочных образований, деформированных путем поперечного изгиба, сильно осложнена разрывными нарушениями различных направлений. Последние возникали как в процессе формирования кальдеры, так и в результате деятельности мелких, паразитических эксплозивных центров, тяготеющих к кольцевым или карпатского простирания разломам. Ограниченные этими разрывными нарушениями блоки фундамента, в целом относительно приподнятого, обеспечили мозаичное строение всей структуры, подчеркнутое значительными изменениями мощностей и фаций отдельных

горизонтов вулканогенно-осадочной толщи, приуроченными к этим разломам.

Из собственно вулканических положительных структур, кроме уже упоминавшихся вулcano-купольных построек иногда на периферии Горондской и других кальдер, следует указать на изолированный Чопский андезитовый стратовулкан, расположенный в западной части депрессии на пересечении Турьинского и субширотного разлома, проходящего по долине р. Латорицы. Эта вулканическая постройка фиксируется геофизическими аномалиями и подтверждена данными бурения.

Все известные в пределах депрессии месторождения и рудопоявления, в целом относящиеся к полиметаллической формации, и сопровождающиеся метасоматитами формации вторичных кварцитов, которые иногда сами образуют месторождения (каолинит, алуни́т), располагаются в пределах выделенных вулcano-тектонических структур или тяготеют к ним. К числу наиболее значительных рудоносных площадей относятся комплексное Беганьское месторождение алуни́товых и барит-полиметаллических руд и месторождения Береговского рудного поля, территориально совпадающего с Береговским вулcano-тектоническим горстом.

Беганьское месторождение, руды которого, помимо алуни́та, представлены на верхних горизонтах баритовыми жилами, переходящими с глубиной в барит-полиметаллические и свинцово-цинковые (Сасин, 1935), располагается в пределах одноименной структуры. Рудные тела жильного и прожилкового типа локализуются преимущественно в кольцевых разломах более высоких порядков, являющихся по своей физической природе отрывами, тогда, как радиальные разломы чаще выполняли роль поперечных экранов. Это предопределило сложную форму рудных тел с частыми пережимами, раздувами, трещинами и переходами к прожилково-вкрапленным зонам. Алуни́товые рудные тела, занимающие на поверхности значительные площади и сильно сужающиеся книзу, контролируются теми же кольцевыми разломами, чем подчеркивается взаимосвязь руд различного состава.

В целом известные рудные тела месторождения тяготеют к внутренней стороне дугообразно изогнутой, синвулканической Беганьской структуры.

В пределах Береговского рудного поля располагается несколько месторождений и проявлений полиметаллических

(с золотом) руд, алуниита и каолиита. Часть из них, особенно проявления каолиниита и алуниита, тяготеет к бортовым разрывам взрывных кальдер, тогда как большинство приурочено к структурам более высокого порядка. Полиметаллические линейно-трещинные рудные тела, нередко с ореолом вкрапленных руд, локализуются в кольцевых и радиальных разломах, возникающих в связи с вулканическими структурами высших порядков. Минерализованы также разрывы, оперяющие разломы Карпатского и поперечного им простирания. Алуниитовые и каолиитовые проявления кроме трещинных структур иногда контролируются купольными поднятиями.

Помимо оруденения жильного типа, в последние годы здесь установлены субпластовые тела, представленные серией сближенных прожилков пирит-галенит-сфалеритового состава в пределах литологически благоприятных прослоев в песчано-глинистой толще среднего миоцена. Площади развития этих прожилково-вкрапленных руд тяготеют к участкам, примыкающим к разрывам, ограничивающим синвулканические складки или расположенным вблизи вулканических жерл. Детали строения отдельных рудных тел как жильного, так и пластообразного типов в значительной мере определяются историей формирования вмещающих их структур.

Изложенные представления о геологическом строении сложной Мукачевской вулкано-тектонической депрессии позволяют с иных позиций оценить перспективы рудоносности как структуры в целом, так и ее отдельных элементов.

### Литература

- Вадас Э. Геология Венгрии. Изд-во «Мир», М., 1964.
- Гнилко М. К., Гапак И. В. Состояние и результаты геофизического изучения неогеновых образований Закарпатского внутреннего прогиба. В сб.: «Проблема геологии и рудоносности неогена Закарпатья». Изд-во Львовского ун-та. Львов, 1966.
- Лазаренко Э. А., Гнилко М. К., Зайцева В. Н. Металлогения Закарпатья. Изд-во Львовского ун-та, Львов, 1968.
- Малев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. Изд-во «Наука», 1964.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Особенности верхне-неогенового магматизма глубинных разломов Закарпатья. Геолог. сборник Львовского геол. об-ва, 1965.
- Мерлич Б. В., Славин Я., Спитковская С. М., Рудинец Р., Чверчко Я. Цепь неогеновых погребных вулканов в южной части Закарпатского внутреннего прогиба. Геолог. сборник Львовского геол. об-ва, № 11, 1968.

**Петрашкевич М. И., Живко Л. М.** Тектоника донеогенового фундамента Закарпатского прогиба. В кн.: «Геологическое строение и горючие полезные ископаемые Украинских Карпат и прилегающих миоценовых прогибов (Прикарпатского и Закарпатского)». Изд-во «Недра», 1970.

**Поспелов Г. Л.** Об очаговой зоне земной коры, магматогенной короне Земли, «ареалах магматизма» и «структурных ассоциациях интрузивов». «Изв. АН СССР, сер. геол. 1959, № 3.

**Сасин Г. Г.** Тектонические закономерности размещения неогенового полиметаллического оруденения Северной Венгрии, Советского Закарпатья и Северной Румынии. Геол. сб. Львовского геол. об-ва, № 9, 1965.

**Теплов В. П.** Основные черты структуры Беганьского полиметаллического месторождения. В сб.: «Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья». Изд-во Львовского ун-та, 1966.

**Титов Э. М.** Характер связи тектоники, вулканизма и рудообразования в Береговском рудном районе Закарпатья. В сб.: «Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне». Изд-во Львовского ун-та, 1969.

**Фишкин М. Ю.** О лавитовых куполах Береговского района Закарпатской области. Бюлл. вулканол. ст. № 25, 1954.

**Фремд Г. М.** К вопросу о развитии посторогенных вулканотектонических структур. В сб.: «Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне». Изд-во Львовского ун-та, 1969.

**Фремд Г. М.** Вопросы происхождения и типизации вулканических поясов. В сб.: «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов», т. 1, Владивосток, 1970.

**Хаин В. Е.** Тектонические типы вулканических поясов. Там же.

**Чекунов А. В., Ливанова Л. П., Сейко В. С.** Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. «Сов. геология», № 10, 1969.

**Институт минеральных ресурсов Министерства геологии  
УССР, г. Симферополь.**

Г. М. ВЛАСОВ

О РАБОТЕ В. ГАМИЛЬТОНА И В. МЕЙЕРА  
«ПРИРОДА БАТОЛИТОВ»

(W. Hamilton, W. B. Myers. The Nature of batholiths. Geological Survey professional paper 554-C. United States Government printing office. Washington, 1967)

Эта работа представляет интерес во многих отношениях. В ней показывается вулcano-плутонический характер пояса батолитов Западной Америки и, таким образом, перебрасывается мостик между позднемезозойско-кайнозойскими магматическими поясами Западной Америки и Восточной Азии. Геолого-геофизическими данными устанавливается плоская, щитообразная форма западноамериканских батолитов, в том числе классического батолита Боулдер. Этим снимается проблемный вопрос о «месте для батолитов». Изотопным анализом обосновывается вывод о преимущественно мантийном источнике гранитных магм. Как и значительная часть советских ученых, американские исследователи привлекают зонную плавку для объяснения механизма образования земной коры. Генезис т. н. «регионально метаморфизованных пород» объясняется авторами региональным контактовым метаморфизмом. Кроме перечисленных, в работе рассматривается ряд других вопросов, как то: связь между гранитами и поднятиями, влияние гранитных масс на развитие надвигов и др. Ниже дается краткое содержание работы.

Геологические и геофизические (сейсмические и гравиметрические) исследования показали, что ряд батолитов Западной Америки представляет плоские, покровообразные или щитообразные, близповерхностные и поверхностные образования небольшой мощности. Для районов изученных батолитов характерен следующий разрез земной коры: 1) граниты, идущие до глубины 8—10 км; 2) метаморфические сланцы и

гнейсы (которые обычно объединялись вместе с гранитами в т. н. гранитный слой) — до 20—22 км; 3) габбро и амфиболиты — до 30—35, местами до 50 км; 4) верхняя мантия сложена, по мнению авторов, богатым оливковым габбро (а не пироксенитами, как многие думают), так как давление в самой верхней части мантии слишком низкое для превращения оливина.

Щитообразное тело верхнемелового батолита Боулдер размером в плане 100×50 км имеет двухъярусное строение (рис. 1). Нижняя его часть сложена гранодиоритами, кварцевыми монцонитами и другими гранитоидами; породы эти внизу крупнокристаллические, вверху — мелкокристаллические. Сверху они перекрываются вулканитами сходного состава (риолиты, дациты, кварцевые латиты), главным образом в виде пирокластитов. Здесь имеются крупные кальдеры с полями игнимбритов. Мощность полнокристаллических пород 4—5 км, вышележащих вулканических — 2—3 км. Контакт между вулканическими и интрузивными породами горизонтальный. Как в интрузивных, так и в вулканических породах наблюдается увеличение снизу вверх по разрезу содержания кремнезема и щелочей. В целом гранитоиды характеризуются несколько большим количеством кремнезема и калия, чем вулканические породы. Это может объясняться вскрытием эрозией пока лишь верхней, наиболее кислой части гранитоидного



Рис. 1. Разрез через батолит Боулдер

1 — гранитоиды; 2 — вулканические породы кислого и среднего состава; 3 — метаморфизованные осадочные породы.

массива. Эрозия углубилась на 2 км ниже контакта гранитоидов и вулканических пород. На эродированных гранодиоритах местами лежат нижнеэоценовые кварцевые датиты, что указывает на обнажение батолита вскоре после его образования. Если бы батолит представлял глубинное тело, он не был бы вскрыт так быстро (рис. 1).

На геологических картах видно, что батолит Боулдер занимает структурную депрессию и как бы выполняет крупный бассейн.

Все эти факты привели авторов к заключению, что этот батолит правильнее рассматривать не как интрузивный, а как эффузивный комплекс, сформировавшийся на поверхности. Гранитоидные породы в нем образовались там, где магма кристаллизовалась под корой ее собственных вулканических продуктов.

Другой пример хорошо изученного «плоского» батолита представляет массив Сьерра-Невада (рис. 2), сложенный в его обнаженной части кварцевыми монцонитами и лейкократовыми гранодиоритами и имеющий размер на поверхности  $650 \times 50-100$  км. Разрез его аналогичен разрезу батолита Боулдер, но покровы вулканитов здесь удалены эрозией.

По-видимому, лишен глубинных корней батолит Айдахо, также формировавшийся, судя по его вулканическим продуктам, на поверхности.

Не имеют кровли из более древних пород и третичные плутоны Каскадных гор. Они сформированы магмами, проникшими на поверхность и образовавшими мощные вулканические накопления. Гранитоидный плутон Татуш производил взрывную эрупцию через его кровлю. Быстрая потеря тепла и летучих обусловила особенности кристаллизации пород — в верхней части батолита наблюдаются: вертикальное расположение газовых пузырьков, миаролитовые пустоты, эксплозивные брекчии, местами — стекловатые и гранофировые структуры. В другом батолите Каскадных гор — Сногуаям диориты постепенно переходят вверх в андезитовые потоки и пирокласты. Характерной особенностью этих двух поверхностных батолитов является отсутствие в гранитоидах полосчатости и каких-либо линейных текстур, так как не было продолжительного интервала времени, в течение которого материал двигался бы как вязкая масса кристаллов.

Третичные вулканиты Колорадо также родственны интру-

зивным породам, слагающим плутоны — кварцевым диоритами и гранодиоритами. Тектоническая позиция этих пород очень интересна. Область Западного Колорадо была уже в мезозое устойчивой площадью. В течение позднего мела и кайнозоя она подвергалась деформациям. Сейчас З. Колорадо представляет геоморфологически приподнятый район, имеет мощную кору, высокий тепловой поток и низкую вязкость верхней мантии. Все это отражает тектоническую активизацию района, с которой в конце мезозоя — начале кайнозоя была связана интенсивная магматическая деятельность. Эта обстановка в некоторой степени напоминает условия Восточно-Азиатского краевого риолитового пояса.

В Большом бассейне и Береговых хребтах среднетретичные интрузии «питали» вулканические толщи. В штате Юта объемы игнимбритов в кровле гранитоидных плутонов достигают 100 тыс. км<sup>3</sup>, т. е. сопоставимы с объемами самих плутонов. В батолите штата Миссури кровля плутона, имеющая мощность до 2 км, слагается преимущественно игнимбритами и туфами. Состав их аналогичен составам гранодиоритов батолита, вертикальная мощность которых составляет 3 км. Контакты интрузивных и вулканических пород пологие, между ними залегают гранофиры, представляющие быстро закристаллизовавшуюся краевую фацию батолита.

Как представляют авторы образование подобных щитообразных поверхностных батолитов? Что явилось исходным материалом для образования гранитоидов и вулканитов? Соотношения изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , а также — изотопов свинца, показывают, что гранитные магмы США всех возрастов представляют или продукт плавления мантии с небольшой примесью корового материала, или выплавку из субгеосинклинальных вулканических (и вулканогенно-осадочных) пород. Данные изотопного анализа позволяют отрицать возможность образования больших масс гранитных пород и их вулканических аналогов плавлением одних кислых коровых пород. Это находит подтверждение и в образовании гранитоидных интрузий в ряде районов (например, в Алеутской островной дуге) на океанической коре.

В качестве механизма, генерирующего граниты, авторы предполагают, следуя за А. П. Виноградовым и Диксоном, зонную плавку колонны пород с последовательным перемещением процесса снизу вверх. При увеличении температуры верхней мантии и нижней части земной коры, будут

выплавляться, прежде всего, наиболее легкоплавкие части пород, в том числе лейкократовые минералы и щелочи. Эти подвижные и легкие компоненты вследствие градиента давления мигрируют (фигурально выражаясь — всплывают) из глубин к поверхности земли. В основании колонны нагревающихся пород происходит кристаллизация, так как температура плавления остатка от выплавки повышается. Кристаллизация дает энергию для расплавления все более и более верхних частей колонны. Процесс развивается вверх как вследствие всплывания выплавок, так и благодаря понижению температуры плавления при уменьшении давления вблизи поверхности<sup>1</sup>. Кроме того, породы верхней части земной коры особенно обогащены легкоплавкими составными частями, которые аккумулируются поднимающейся магмой. При подъеме магматического расплава происходит коалесценция, т. е. объединение многих плутонов в крупные батолиты. Подъем плутонов к поверхности может быть сравним с движением вверх соляных куполов. Разница в плотностях в общем больше для магмы и боковых пород, чем для соли и осадочных пород. При подъеме к поверхности легкоплавкой магмы происходит нагревание боковых пород, погружение их под формирующийся плутон и оттеснение в сторону. Породы метаморфизуются и инъецируются гранитным материалом.

Подъем плутона продолжается до кристаллизации магмы, которая происходит вследствие потери тепла и летучих у поверхности. Остановка плутона чаще происходит на небольшой глубине (несколько километров от поверхности), нередко плутон выходит на поверхность и вызывает вулканические эрупции. Плутоны, достигшие поверхности на большой площади, имеют кровлю только из их собственных вулканических пород, и гранитные тела там развиваются потому, что магма кристаллизуется под изолирующим влиянием вулканического покрова. Вулканическая кора могла первоначально плавать на обширных «бассейнах» магмы.

Расположение батолитов у Тихого океана вдоль наиболее тектонически активных зон естественно, так как эти зоны характеризуются наибольшей величиной тепловых потоков,

---

<sup>1</sup> Как подчеркивает А. П. Виноградов, конвективные токи при расплавлении обуславливают подъем перегретых, частич и олу какне относительно охлажденных. Этим будет ощущаться непрерывный перенос тепла снизу вверх.

а подтоки тепла способствуют выплавке гранитной магмы. Батолиты образуются там, где температуры достаточны для плавления пород и где поступление вверх магматического материала так велико, что отдельные скопления расплава соединяются и двигаются вверх к поверхности большой массой. Различия составом гранитоидных пород островных дуг и континентов объясняются значительным понижением поверхности Мохоровичича под материками. Благодаря этому, температура плавления гранитных пород достигается в зонах тепловых потоков еще в пределах земной коры, мантийный материал в меньшей степени участвует в выплавках, которые поэтому получают более лейкократовыми, богатыми щелочами. Различия в составах гранитоидных пород и их вулканических аналогов, обусловленные различной структурой земной коры, отмечаются авторами даже в пределах отдельных батолитов. Так, восточная (материковая) часть батолита Сьерра-Невада сложена лейкократовыми и более щелочными породами, а западная (приокеаническая) часть батолита содержит больше мафических минералов и беднее щелочами.



Рис. 2. Разрез через батолит Сьерра-Невада  
1— гранитоиды; 2— метаморфические породы; 3— разломы; 4 — верхнемеловые и кайнозойские осадочные породы.

Процессы дифференциации вещества мантии, рост за счет этих процессов земной коры имеют, по мнению авторов, длительную историю. Естественно, что в этой истории проявляются направленность и необратимость развития коры. Так, например, образование больших массивов калиевых грани-

тов преимущественно в докембрии показывает, что мантия и земная кора в последнее геологическое время достигли такой степени дифференциации, что богатые калием магмы не могут уже образовываться из мантии в таких количествах, как это было миллиард лет тому назад.

Из разрезов (рис. 1, 2) видно, что под батолитами повсеместно лежат метаморфические породы. С чем связано их развитие? По составу и масштабам распространения это типичные регионально-метаморфизованные породы, образование которых обычно объясняют погружением пород в глубокие зоны с высокими температурами (вследствие геотермического градиента). Как подчеркивают авторы, факты противоречат такому объяснению. Так, в Нью-Гампшире (рис. 3) сильно метаморфизованные породы (силлиманитовая фация) располагаются лишь в пределах площади распространения батолита и резко сменяются за ее границами более низкотемпературными зонами метаморфизма: гранатовой, биотитовой и хлоритовой. Силлиманитовая изограда (600—700°) соответствует температуре плавления гранитов, почему понятно развитие силлиманита непосредственно у контактов интрузивных тел. Таким образом, метаморфические породы являются продуктами контактового метаморфизма в региональном масштабе.

Гнейсы и мигматиты, приписываемые многими исследователями частичному плавлению пород вследствие ультрамета-

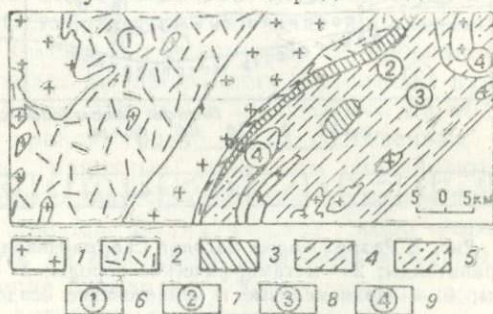


Рис. 3. Связь метаморфических зон с контактами гранитных тел в Нью-Гампшире

1— гранитоиды; 2— породы высокой степени метаморфизма (с силлиманитом); 3— породы средней степени метаморфизма (с гранатом и ставролитом); 4 — породы низкой степени метаморфизма (с биотитом, хлоритом)

морфизма (т. е. — анатексису), могут образоваться вследствие метаморфизма и инъекций со стороны поднимавшихся плутонов. Высокотемпературные потоки, наблюдающиеся в гнейсах, могли возникнуть в то время, когда боковые породы опускались под поднимающийся плутон. Как показывают многочисленные наблюдения, степень метаморфизма пород уменьшается от гранитных контактов и не зависит от глубины погружения пород. Контрастные метаморфические минеральные ассоциации, выделяемые Тернером, как фации метаморфизма, приурочены к породам различного состава. Авторы свое отношение к этим фактам выражают в следующей форме: «Мы считаем это доказательством того, что минералогические контрасты отражают скорее отличия химических составов исходных пород, чем отличия в давлении и температуре и что обычно делаемое разграничение контактового и регионального метаморфизма в данном случае не имеет места». Метаморфисты, стоящие на позиции нагревания пород кондуктивным геотермальным теплом, высчитывают по геотермическим градиентам глубину формирования фаций метаморфических пород. Например, для образования альмандин-амфиболитовой фации предполагается значительная глубина. Фактически же главным фактором метаморфизма является близость к контактам плутонов и состав исходных пород. Поэтому у поверхностного батолита Сьерра-Невада устанавливается амфиболитовая фация метаморфизма.

Пояс американских батолитов ограничен зонами сильных нарушений с развитием надвигов, причем возраст деформаций соответствует времени формирования батолитов. Это естественно, так как, когда всплывали расплавы, обуславливая расширение батолита, растущий батолит оказывал давление на соседние породы. По отдельным поверхностям разрывов горизонтальные перемещения, связанные с давлением плутонов на вмещающие породы, составляли 40 км. Ширина полосы местных дислокаций у батолитов достигает местами 300 км.

Батолиты влияют на неотектонические поднятия и скорость эрозии. По выражению В. Гамильтона и В. Мейера, «батолиты вызывают их собственное разрушение». Вследствие изостазии развиваются поднятия большой амплитуды и на месте батолитов формируется горный рельеф. По расчетам, скорость поднятий батолитов превышает в 2 раза и более скорость поднятий блоков, сложенных другими породами. Батолиты поэтому сравнительно быстро уничтожаются эро-

зией, в чем, по-видимому, причина того, что сейчас известны батолиты преимущественно молодые, позднемезозойские и кайнозойские. Крутые линии градиентов метаморфизма, сближение границ между разнотемпературными зонами метаморфизма (изоград) могут показывать границы ранее существовавших батолитов.

Из сделанного краткого обзора содержания работы В. Гамильтона и В. Мейера видна логичность их теории развития гранитоидного магматизма преимущественно за счет дифференциации вещества мантии. Теория эта близка к воззрениям многих ведущих советских ученых. Не так уж парадоксальны факты плоской формы батолитов Америки, если учесть, что с необходимостью признания плоской, щитообразной или плитообразной формы тех или иных «батолитов» все чаще сталкиваются и советские геологи (особенно — геофизики). Образование оболочек земной коры за счет дифференциации вещества мантии, с вероятным участием процессов зонной плавки — это уже почти общепризнанная в Советском Союзе теория. Признавая же процесс дифференциации и расслоения вещества мантии, нельзя отрицать возможность и скопления у поверхности значительных масс наиболее легких (гранитных) выплавов, сложения этими выплавками крупных плоских тел, ограниченных почти горизонтальными контактами.

Зонная выплавка гранитной магмы с подъемом выплавов все ближе и ближе к поверхности, хорошо объясняет действительно наблюдаемое исследователями перемещение интрузивного магматизма, по мере развития подвижных областей и магматического процесса, из глубин во все более и более поверхностные части земной коры, вплоть до выхода на поверхность гранитоидных магм с образованием игнимбритов.

С позиций зонной плавки хорошо понятно происхождение сквозьмагматических щелочных растворов (в понимании Д. С. Коржинского). Легкоплавкие и легкоподвижные щелочи поднимаются к поверхности в местах интенсивных тепловых потоков, т. е. в наиболее тектонически активных зонах. Интенсивность некоторых современных тепловых потоков находится в прямых соотношениях с содержанием в эманациях калия. Такая картина, например, указывается авторами для района Сьерра-Невады.

Теория зонной плавки в равной мере приложима к объяснению образования и других основных типов магмы —

базальтовой и андезитовой. То обстоятельство, что в условиях большого давления андезитовая магма является наиболее легкоплавкой, обуславливает развитие очагов этой магмы в зонах сверхглубоких разломов по окраинам Тихого океана вдоль «андезитовой линии».

Каково бы ни было отношение читателей к механизму образования батолитов, предлагаемому авторами, описываемые ими взаимоотношения между гранитоидными интрузиями и вмещающими их вулканитами сходного состава, свидетельствуют о вулcano-плутоническом характере поздне-меловых-палеогеновых магматических ассоциаций Западной Америки. Это обстоятельство значительно сближает западно-американские и восточноазиатские магматические пояса. Сходство вулcano-плутонических образований тихоокеанских окраин Азии и Америки еще более подчеркивается их одновозрастностью, примерно одинаковым структурным положением у края сиала континентов, сходством металлогении и петрохимических составов пород. В частности, характерное для Восточной Азии закономерное увеличение в молодых магматических породах содержания кремнезема и щелочей по мере движения от океана в сторону материка — в одинаковой степени присуще и Американским континентам.

Однако бесспорно имеются и существенные различия магматических поясов Америки и Азии. В первых значительно больше интрузивных пород, во вторых — преобладает эффузивная форма магматизма. Это различие объяснимо развитием на западе Американских континентов условий сжатия, у восточных окраин Азии — условий растяжения. Характерно, что и в Америке, там где отчетливо проявлены структуры растяжения (Центральная Америка, район Караибского моря, окончания широтных трансихоокеанских разломов) наблюдается большое развитие эффузивов и почти отсутствуют крупные гранитоидные батолиты.

---

Лаборатория вулканогенных формаций ДВГИ АН СССР  
г. Хабаровск.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Предисловие</b> . . . . .	5
<b>Фремд Г. М.</b> Типизация и генезис палеовулканов и отрицательных вулcano-тектонических структур . . . . .	7
<b>Ветренников В. В.</b> Строение Пластунской вулcano-тектонической впадины (Восточное Приморье) . . . . .	26
<b>Рыбалко В. И., Олейников А. В.</b> Интрузивно-купольные структуры Восточно-Сихотэ-Алинского пояса . . . . .	37
<b>Савочкин Н. Ф.</b> О вулcano-тектонических структурах внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса . . . . .	52
<b>Игнатьев А. Б.</b> Монастырская и Лунзинская вулcano-тектонические депрессии центральной части Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса: геология и генезис . . . . .	57
<b>Ван-Ван-Е А. П., Игнатьев А. Б.</b> О типах вулcano-тектонических структур в южной части Хингано-Охотского вулканического пояса	85
<b>Жуков П. К.</b> О связи рудных концентров с вулcano-тектоническими структурами Токрауской вулканической зоны (Центральный Казахстан) . . . . .	91
<b>Лейе Ю. А., Тихоненко Э. П.</b> Вулcano-тектонические структуры юго-западного Закарпатья и их роль в локализации оруденения . . . . .	108
<b>Власов Г. М.</b> О работе В. Гамильтона и В. Мейера «Природа батолитов» . . . . .	120

**ПАЛЕОВУЛКАНЫ  
И ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ  
СТРУКТУРЫ**

Труды научных конференций по проблемам  
геологии и металлогении вулканических поясов  
и палеовулканологии Дальнего Востока

Ответственный за выпуск **А. Б. Игнатьев.**

Технический редактор **Н. Ф. Горошко.**

Корректор **А. А. Голенко.**

ВД 10478. Сдано в набор 13/V-71 г. Подписано к печати 2/IX-71 г.  
Формат 60×84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Объем 8 п. л. Заказ 2511.  
Тираж 1000. Цена 70 коп.

---

Типография № 3 управления по печати Приморского крайисполкома  
г. Уссурийск, Тимирязева, 67.

Цена 70 коп.

188