

**ВУЛКАНИЗМ И ФОРМИРОВАНИЕ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В  
ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЯХ ЗЕМЛИ**

«МЕЦНИЕРЕБА»

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДZE  
АКАДЕМИИ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР  
КАВКАЗСКИЙ ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ  
им. А. А. ТВАЛЧРЕЛИДZE МИНГЕО СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ИНСТИТУТ  
ВУЛКАНОЛОГИИ ДВНЦ АН СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ТБИЛИССКИЙ  
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

## ВУЛКАНИЗМ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЯХ ЗЕМЛИ

(материалы V Всесоюзного вулканологического совещания,  
Тбилиси, октябрь 1980 г.)

І СИМПОЗИУМ



ТБИЛИСИ  
«МЕЦНИЕРЕБА»

57/89

Сборник включает статьи, посвященные обширному кругу проблем мезо-кайнозойского вулканизма и формирования связанных с ним полезных ископаемых в подвижных полосах Земли. Обсуждаются вопросы геодинамики, эволюции, петрологии, геохимии и металлогенической специализации вулканического процесса; связи оруденения как с вулканическими и вулканоплутоническими ассоциациями, так и с отдельными вулканоструктурами; типизации тектономагматических структур и прогнозирования рудоносности вулканических поясов. Приводятся данные о нефтегазоносности вулканических формаций и сведения о влиянии вулканизма на осадконакопление. Сборник представляет интерес для геологов широкого профиля, вулканологов, петрологов, литологов, металлогенистов и разведчиков полезных ископаемых.

Редактор академик АН СССР Г.А.Твалчрелидзе

Рецензенты: д-р геол.-мин.наук, профессор Д.М.Шенгелиа  
д-р геол.-мин.наук В.И.Гугушвили

## ОТ РЕДАКТОРА

Предлагаемый сборник трудов отвечает докладам, прочитанным на I симпозиуме У Всесоюзного вулканологического совещания (Тбилиси, 1980 г.), посвященного проблеме мезо-кайнозойского вулканизма и связанным с ним полезным ископаемым. Здесь нашли отражение преимущественно доклады петрологического содержания, тогда как посвященные металлогеническим и рудно-геологическим вопросам были одновременно опубликованы в различных журналах.

Сборник, естественно, делится на две части, в первой из которых содержатся доклады, освещающие общие теоретические проблемы вулканизма и его рудоносности, а во второй излагаются фактические материалы по различным регионам — Дальнему Востоку, Украине, Кавказу. Совершенно естественно, уровень докладов различный — наравне с весьма содержательными сообщениями, несущими новую интересную информацию, находят место не достаточно четко оформленные, дискуссионные идеи, требующие более обоснованной аргументации.

Интересную модель рудоносности вулканоструктур предложил А.А. Бухаров; В.Я.Родзевич с соавторами разработали систематику тектономагматических структур мезо-кайнозойских вулканических областей; М.А.Фаворская с соавторами в новом, интересном аспекте развивает свои, ставшие популярными, идеи об определяющем значении в локализации оруденения крупных разломных структур; интересные и полезные рекомендации разработаны Л.Н.Шарпиноком по систематике магматогенных центрально-кольцевых структур.

Интересные новые данные привели М.Г.Руб с соавторами в пользу прямой генетической связи оруденений олова и благородных металлов с конкретными магматическими формациями: В.А.Крашклин и В.П.Ключко находят новые доказательства магматогенного происхождения нефти и газа. К сожалению, в кратком сообщении не нашлось места для доказательств принадлежности к рифтогенным структурам осадочных бассейнов продуктивных на нефть.

Обильная, существенно оригинальная информация содержится в статьях, посвященных вулканизму Камчатки (В.А.Ермаков), Приморья (А.М.Курчавов), Средиземноморского пояса (И.С.Чумаков, М.Н.Шербакова), Армении (Л.Б.Нахапетян), Большого Кавказа (М.А.Беридзе и др.), Грузии (Ш.А.Надарейшвили) и ущелья р.Терек (Г.А.Чихрадзе).

В статье Э.А.Лазаренко фактический материал подменен изложением соображений о происхождении магм вообще в глубинных слоях Земли, что без должного основания остается остро полемичным. Вопросы гео-

химии юрского магматизма Армении освещены в краткой, но убедительной статье Э.Г.Малхасяна. Наконец, проблема рудообразования в аргиллитогенных толщах Большого Кавказа затронута Т.В.Джаналидзе с соавторами.

Как видно, сборник по содержанию пестрый и может отвечать интересам геологов самого различного профиля.

А. А. Бухаров

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВУЛКАНОСТРУКТУРЫ И ДИНАМИКА  
РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЕЕ РАЗВИТИИ

Вулканический аппарат можно определить как структуру земной поверхности, возникшую в результате сложного взаимодействия корово-мантийных процессов тектонических, метаморфических, интрузивного и эффузивного магматизма. Модель вулкана центрального типа, возникшего в результате извержений вулканитов дацит-липаритового состава, рассматривается на примере докембрийского Прибайкальского краевого вулканического пояса. Он возник на южном крае Сибирской платформы 1800–1600 млн. лет назад (Бухаров, 1973 и др.). Главные геологические события, в результате которых был сформирован вулканический пояс, развивались в следующей последовательности:

1. Трещинные излияния базальто-андезитовых и дацитовых лав в грабенообразном прогибе краевого шва Сибирской платформы, образование лакколитов, пластовых интрузий и небольших штоков гипабиссальных гранодиорит-порфиров.

2. Непродолжительный перерыв в вулканической деятельности, во время которого происходило углубление и расширение вулканогенного прогиба, метаморфизм базальт-андезит-дацитовых вулканитов раннего этапа в условиях амфиболитовой фации; палингенно-анатектическое гранитообразование и подъем фронта магмообразования в близповерхностные слои земной коры.

3. Становление близповерхностных периферических магматических очагов, излияния лав липаритового и трахилипаритового составов, формирование вулканов центрального типа, кальдер проседания, кальцевых вулcano-тектонических структур, субвулканических интрузий гранит-порфиров и граносиенит-порфиров.

4. Затухание вулканической деятельности, накопление моласс, консолидация тектонических структур, формирование даек диабазов и габбро-диабазов (палеотраппов).

В этой схеме важным является второй этап, в котором проявился метаморфизм ранних магматических образований. Полифациальный метаморфизм различных этапов развития вулканических поясов слабо исследован, однако его роль, так же как гранитизации и кварцево-щелочного метасоматоза, в образовании субвулканических интрузий, периферических магматических очагов и вулcano-тектонических близповерхностных структур весьма значительна. Байкальский хребет, обрамляющий

северо-западное побережье озера Байкал, сложен вулканно-интрузивно-метаморфическими толщами Прибайкальского вулканического пояса. Здесь в глубоких эрозионных врезках обнажены различные фациальные комплексы палеовулканических структур – метаморфизованный фундамент вулканов, автохтонные магматические массивы, перемещенные вскрытые эрозией периферические магматические очаги, экструзивные штоки, околочерловые фации, силлы и дайки. Интенсивность и масштаб процессов метаморфизма и гранитизации как фундамента вулканического пояса, так и его ранних вулканитов зависела от состава исходных пород, тектонических структур субстрата, характера поля напряжений, типа гранитизирующих растворов, флюидного режима и некоторых других факторов.

Гранитизация и линейно-зональный метаморфизм контролируются осевыми разломами, вдоль которых был заложен вулканический пояс. В этих разломах устанавливается следующий латеральный ряд метаморфических зон; неизменная эффузивная порода (дацит, андезит-дацит, порфирит) – порфиرويد – бластомилониты зеленосланцевой и амфиболитовой фаций – ортогнейс-гранитогнейс-гранит.

Наименьшую площадь занимает зона катакластических порфиroidов, которая прослеживается от неизменных вулканитов на расстоянии от десятков до первых сотен метров. Зона зеленосланцевых бластомилонитов распространяется от первых сотен метров до нескольких километров. Гранитогнейсы занимают широкие поля – в несколько десятков км. Зоны очковых порфиробластических фельдшпатизированных пород наиболее широко развиты по площади и в глубинных разрезах среди всех других зон гранитизации. Глубинные микроклиновые, альбит-микроклиновые и кварц-микроклиновые метасоматиты окаймляют автохтонные массивы порфиroidных гранитов полосами шириной от первых десятков метров до нескольких километров. Эти метасоматиты непосредственно предшествуют образованию реоморфических выплавок, из которых впоследствии формируются субвулканические гранитоиды периферических очагов.

Границы между метаморфическими и метасоматическими зонами нечеткие, а порой – резкие. Часто последовательность зон в плане нарушается перемещениями их по разломам, тектонически разграничивающим блокам. Широкое площадное развитие зон кварц-щелочных бластомилонитов свидетельствует о мощном фронте кислотно-щелочного метасоматоза, охватившем всю толщу архейско-нижнепротерозойского фундамента и распространившим основные черты палингенно-метасоматического и анатектитического образования периферических магматических очагов.

Факторы, обуславливающие возникновение камер питающих вулканов, – следующие. Прежде всего, массовое проникновение в земную кору мантийного материала в начальные этапы развития вулканического пояса приводило не только к излиянию базальтовых лав, но и стимулировало –

вало развитие процессов метаморфизма и гранитизации. Мантийное происхождение базальтов фиксируется низкими ( $0,705 \pm 0,001$ ) первичными отношениями радиогенного и материнского строения, присущими этим базальтам (Яценко и др., 1972). О высокой мантийной составляющей гранитизирующих растворов свидетельствует высокое содержание водородно-метановых компонентов во флюидном потоке метасоматических зон гранитизации и высокий коэффициент восстановленности (0,42) грани- тизирующего флюида (Летников, 1979).

Тектоническое поле напряжений также влияло на формирование магматических камер под вулканами и самих вулканов. Внедрение значительных масс базальтов связано с общей повышенной проницаемостью земной коры, однако метаморфизм и гранитизация наиболее интенсивно проявились в южной части вулканического пояса, где в этот период преобладало тангенциальное сжатие. Лишь позднее, после формирования мощных зон порфиробластеза и автохтонных рапакивиобразных гранитоидов, процессы метаморфической и метасоматической переработки фундамента пояса и вулканитов ранних этапов охватили всю систему разломов в краевом шве Сибирской платформы. В обстановке сжатия повышались теплопроводность и флюидопроводность пород, что способствовало процессам интенсивной гранитизации и метасоматических изменений пород основания, но образования крупных масс расплава еще не происходило. Формированию магматических очагов способствовала активизация разломов, поперечных к генеральному простиранию вулканического пояса, которые определяли многие события в геологической истории района (Бухаров, 1971, 1973 и др.).

Участки пересечения зон поперечных и продольных разломов, с которыми связано заложение вулканогенных прогибов пояса, обладали резкими градиентами тепло- и флюидопроводности. Здесь происходило взаимное уничтожение сил сжатия, что вызвало резкое уменьшение теплопроводности и флюидопроводности этих участков и, как следствие этого процесса, - расплавление и формирование анатектических магматических камер внутри зон гранитизации. Уменьшение тектонических напряжений в узлах пересечения разлома являлось дополнительной причиной снижения общего давления в очагах гранитизации, зачатки расплава в которых находились в статически неравновесном состоянии. Падение давления вызвало увеличение объема статически неуравновешенной магмы, снижение температуры плавления, увеличение тепловой энергии вследствие адиабатического расширения магмы. Этот момент служил границей перехода магматического процесса в вулканический. Ю. А. Косыгин определил его как "криповулканизм".

Дополнительным внутренним источником энергии при образовании коровой магмы служили реакции взаимодействия минеральных фаз в процессе метасоматической гранитизации, протекающие с высоким экзотер-

мическим эффектом. По данным Р.П.Котиной, образование одной грамм-молекулы щелочного полевого шпата при взаимодействии щелочного флюида с алюмосиликатами сопровождается выделением тепла от 62 до 78 кал. Увеличение температуры в зоне гранитизации за счет термохимических реакций может достигать 200–300° (Котина и др., 1969). При образовании гранитоидных магматических очагов гранитизации подвержены породы нижнепротерозойского меланократового субстрата. Переходу пород субстрата в расплав способствует увеличение содержания воды, поступающей от дегидратации амфиболов габброидов. Проникновение гранитизирующих щелочных растворов по дефектам структуры в кристаллах и непосредственно трещинам катаклаза в породе, с одновременным увеличением воды за счет дегидратации, приводит к дальнейшему увеличению количества расплава в зоне гранитизации.

Таким образом, в результате взаимодействия многих факторов — снятия общего давления в узлах пересечения разломов, возникновение резких градиентов флюидо- и теплопроводности горных пород, повышения температуры вследствие адиабатического расширения магмы зон гранитизации, а также в результате экзотермических реакций, снижения температуры плавления при понижении давления и т.д. — создаются условия для образования гомогенных расплавов внутри зон гранитизации, являющихся источниками периферических магматических очагов. Эти же все факторы приводят к нарушению статического и гидростатического равновесия в магматическом расплаве, который, обладая запасом собственной кинетической энергии, а также пониженной плотностью, в сравнении с вмещающими породами, будет стремиться к всплыванию в гранитационном поле Земли и, следовательно, получит радиальное движение к земной поверхности. От количества внутренней энергии, которой будет обладать этот магматический очаг, зависит величина его подъема и место кристаллизации в земной коре. При количестве внутренней энергии очага, недостаточной для преодоления литостатического давления кровли, образованный расплав закристаллизуется вблизи места зарождения в зоне гранитизации, что и наблюдается в виде бескорневых интрузивных тел. Примером могут служить порфириновые граниты, интрузирующие вулканотерригенные породы нижнего протерозоя в верховьях ключа Улан-Хан в Приморском хребте.

Снижение давления кровли над подобными очагами в результате снятия тектонических напряжений (например, в зонах пересечения разломов) ведет к проникновению магмы периферического очага к земной поверхности и кристаллизации ее в виде эктрузивных штоков, либо образованию вулканов. Например — Среднекедровская интрузия субвулканических гранитов, Правотонгодинская эктрузия и одноименная группа палеовулканов в Сэйкальском хребте.

Таким образом, вулканическая структура на поверхности Земли

возникает в результате взаимодействия процессов тектоники, метаморфизма, интрузивного и эффузивного магматизма. Эти процессы, стимулируемые подкоровыми энергетическими флюидотепловыми источниками, способствуют образованию вертикального ряда взаимосвязанных очагов глубинной (основной) и коровой (кислой) магм.

Радиально эшелонированное размещение магматических очагов в коре подтверждается и данными рубидий-стронциевого изотопного анализа пород вулканического пояса. Так, по данным изотопного анализа (Яценко, Мануйлова и др., 1972; Брандт, Бухаров и др., 1978), базальт-андезитовые породы раннего этапа развития Прибалтийского вулканического пояса имеют возраст  $1700 \pm 35$  млн. лет, а отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  равно  $0,705 \pm 0,001$ ; автохтонные метаморфогенные граниты, представляющие собой наиболее глубинные фации периферических магматических очагов, имеют возраст  $1690 \pm 40$  млн. лет, а отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в них сохраняются 0,705 (по данным С.Б.Брандта, в некоторых случаях это отношение составляет 0,700, что вряд ли является достаточно точным); возраст пород липаритовой формации поздних этапов развития пояса  $1630 \pm 20$  млн. лет, а отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  — от 0,706 до 0,721; гипабиссальные анатектические интрузии, внедрившиеся в толщу вулканитов, имеют возраст 1560 млн. лет, а изотопные отношения составляют 0,726. Эти данные отражают поступательный характер вертикальной миграции магматических очагов в земную кору и обогащение магмы стабильным изотопом Sr. Период активной деятельности магматических очагов составляет 80–100 млн. лет.

Сочетание поверхностных вулканогенных образований с фациями периферического магматического очага и с метаморфическими фациями и метасоматитами фундамента способствовало возникновению плутоно-метаморфического комплекса, а взаимодействие процессов метаморфизма, тектоники, интрузивного и эффузивного магматизма создало особый вулcano-плутоно-метаморфический режим формирования вулканических поясов в земной коре.

Глубины магнообразования в раннем докембрии, в частности, формирования ультраметагенных гранитов прогеосинклинального этапа, К.А.Шуркин, В.М.Шемякин, Ф.П.Митрофанов оценивают для гранит-мигматитов в 3–4 км, а чернокит-мигматитов — в 5–7 км от поверхности Земли, в то время как параметры ультраметагенного гранитообразования ( $P = 5$ –II кбар,  $T = 600$ – $900^\circ\text{C}$ ) в современной коре могут быть достигнуты на глубине 15–30 км.

Реставраций одного из вулcano-плутоно-метаморфических комплексов (рис. I) в Прибалтийском вулканическом поясе позволяет установить следующие глубины плутоно-метаморфических процессов. Верхняя граница образования гранит-мигматитовых комплексов и автохтонных гранитов проходит на глубине от 3 до 5–6 км; кровля периферического

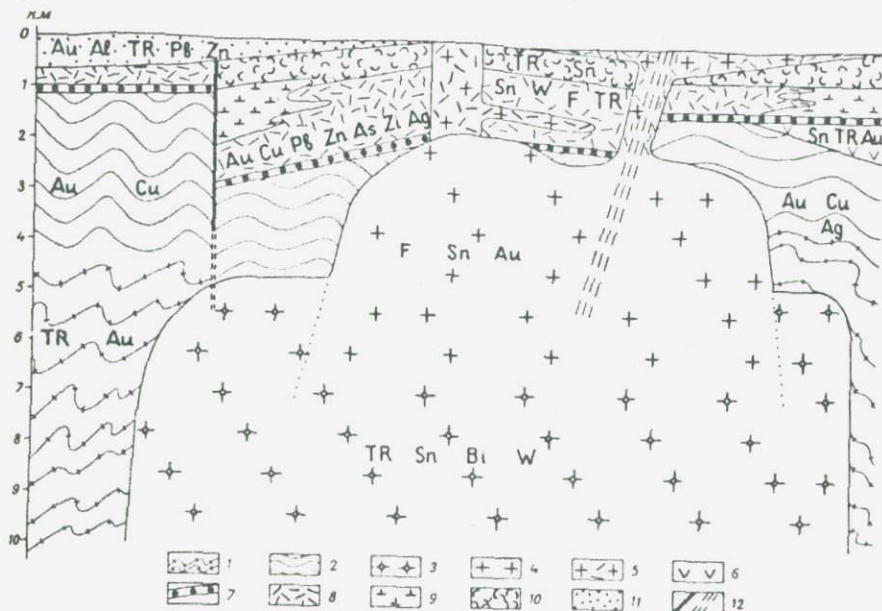


Рис. 1. Схематический разрез вулcano-плутонo-метаморфического комплекса с элементами металлогении.

1 - гранито-гнейсовые метаморфические и метасоматические образования фундамента палеовулкана; 2 - зелено-сланцевые вулканогенно-осадочные образования фундамента палеовулкана; 3 - автохтонные гранитные формации, в том числе гранитов рапакиви; 4 - гранит-порфиры периферического магматического очага; 5 - экструзивные, силловые и гипабиссальные фации гранит-порфиров, кварцевых порфиров; 6 - базальтово-андезито-дацитовые формации ранних этапов формирования вулканического пояса; 7 - базальные терригенно-туфогенные формации пояса; 8 - фации липаритовых потоков вулканотерригенной структуры; 9 - туфогенные фации вулcano-тектонической структуры; 10 - покровные фации латитового состава завершающих этапов развития палеовулканизма; 11 - терригенные формации переотложенных кор выветривания, перекрывающих вулcano-тектоническую постройку; 12 - зоны тектонических и магмопроводящих разломов.

магматического очага находится на глубине 3,5-4 км, на этих же глубинах формируются корни экструзивных штоков. Столь малые глубины развития ультраметабенного процесса могли быть лишь в докембрии, когда геотермический градиент был выше современного не менее, чем в 2 раза.

Последовательное фациальное развитие вулcano-плутонo-метаморфического комплекса определяет закономерности формирования и размещения определенных типов эндогенной минерализации. Так, в гранито-

метаморфическом фундаменте палеовулканов известны редкометалльные минеральные зоны, олово-вольфрамовые и висмутовые проявления. Гранитизация основания вулканических структур вызывает резкое обогащение гранитизированных вулканитов барием, бериллием, оловом, ниобием, медью, иттрием, иттербием. Одновременно отмечается уменьшение содержания марганца, ванадия, цинка, стронция. Медные борнит-халькопиритовые проявления устанавливаются как в зеленосланцевых образованиях фундамента палеовулканов, так и в вулканогенно-терригенных фациях самих вулканов (палеовулкан Солнечный). Гидротермальные проявления полиметаллов размещаются в вулканотерригенных, эффузивных фациях андезито-дацитов начальных этапов формирования палеовулканов, а также связаны с экотрузивными и жерловыми фациями кислых лав. В зонах разломов, пересекающих околожерловые фации, образуются полиметаллы, вольфрам (шеелит), золото. Близжерловые образования вторичных кварцитов и пропилитов минерализованы медью, полиметаллами, мышьяком, сульфидами. Гранит и граносиенит-порфиры периферических очагов несут оловянную, золотую, флюоритовую минерализацию.

Таким образом, устанавливается связь оруденения с определенными фациями палеовулканических структур.

### Л и т е р а т у р а

Бухаров А.А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса.-Новосибирск, Наука, 1973, 140 с.

Ескин А.С., Эз В.В., Грабкин О.В., Летников Ф.А., Мельников А.И., Морозов Ю.А., Шкандри Б.О. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья.-Новосибирск, Наука, 1979, с.79-100.

Котина Р.П., Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Модель тепловой эволюции системы с экзотермическими реакциями и некоторые вопросы палингенеза. - Геохимия, 1969, № II, с. 1370-1379.

Яценко М.Д., Мануйлова М.М., Воршавская Э.С., Кутявин Э.П., Бухаров А.А. Изучение первичного изотопного отношения  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в связи с проблемой глубины зарождения магматических очагов. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., Наука, 1972, с.22-31.

Брандт С.Б., Бухаров А.А., Раклиновский Э.И., Перминов А.В., Герасимов Н.С., Исаков Ю.А., Егорова Т.Н. Об абсолютном возрасте магматических комплексов Байкальского и Приморского хребтов (Западное Прибайкалье). - Советская геология, 1978, § 3, с.142-148.

## ТИПЫ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СТРУКТУР МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И ОБЛАСТЕЙ

При систематизации объектов структурной вулканологии для всего разнообразия тектоно-магматических структур, наряду с определением их ранга, важно установить наиболее существенные и устойчивые признаки, проявляющиеся в разных вулканических областях на различном иерархическом уровне. Накопленный обильный материал позволяет наметить два принципиально различных структурно-морфологических типа тектоно-магматических тел:

1. Тектоно-магматические поднятия.
2. Тектоно-магматические депрессии.

Основным объектом анализа являются структуры тектоно-магматические или вулкано-тектонические, которые, по определению В.Ф.Балого (1966, с.262-263), представляют собой "совокупности (ассоциации) простых и сложных разнотипных вулканоструктур, закономерно связанных между собой и с единой системой долгоживущих глубинных тектонических структур фундамента". Собственно магматические (вулканические) структуры, формирование которых связано с развитием периферических магматических очагов в верхних горизонтах земной коры, специально не рассматриваются.

Определяющими признаками тектоно-магматических поднятий являются продолжительные восходящие движения, относительно приподнятое положение довулканического фундамента и приуроченность к ним разновозрастных вулканических центров. Депрессии характеризуются устойчивым режимом погружения и аккумуляции вулканогенно-осадочного материала, поступающего из смежных поднятий. Отмеченные контрастные тектоно-магматические структуры развиваются сопряженно и проявляются на различном иерархическом уровне, образуя в совокупности сложные структуры, сопоставимые с системами Г.М.Фремда (1975).

Строение и развитие указанных типов структур различного ранга и их соотношение со структурами фундамента изучались авторами в пределах Охотско-Чукотского и Внутрикарпатского вулканических поясов. Полученные результаты сходны с данными по другим вулканическим областям.

В Анейско-Анадырском междуречье Охотско-Чукотский вулканический пояс разделяется на две продольные зоны (Балый, 1966 и др.),

соответствующие вулcano-тектоническим системам II порядка, по Г.М. Фремду (1975). Основными элементами внутренней (юго-восточной) зоны являются линейный Еропольско-Умкнейский прогиб шириной 70-80 км и ограничивающие его поднятия - Оконайто-Эльгыгьтгинская и Еропол-Чинейвеемская вулканические дуги, протяженностью до 300 км. Внешняя зона представляет собой ряд сложных изометричных структур шириной 150-200 км, состоящих из центральных впадин и ограничивающих их тектоно-магматических поднятий. Прогибы и впадины состоят из сложных структур (систем) более высоких порядков, изометричной формы размерами от первых десятков до 70-80 км. Их основными элементами также являются тектоно-магматические поднятия и депрессии.

Подобный ряд тектоно-магматических структур характерен и для Закарпатского прогиба, являющегося составной частью Внутривосточноевропейского вулканического пояса. Глубинные магмоконтролирующие разломы, ограничивающие прогиб, - Припанионский и Закарпатский - сопоставимы с упомянутыми выше вулканическими дугами (Соловьев, 1976). Сам прогиб блокового строения и состоит из ряда изометричных или полигональных структур от 15-20 до 40-50 км в поперечнике с периферическими тектоно-магматическими поднятиями и внутренними депрессиями. Пространственное совмещение поднятий фундамента магмоконтролирующих разломов, сопровождаемых на поверхности вулканическими центрами, устанавливается по геофизическим данным, подтвержденным глубокими скважинами.

Магмоконтролирующая роль структурных поднятий устанавливается для Охотской ветви Охотско-Чукотского вулканического пояса (Соловьев, 1976; Вельдяков, 1974); мезоид северо-востока СССР (Радзивиц, 1975); областей мезозойской тектоно-магматической активности Забайкалья (Лебедев-Зиновьев и др., 1976); Кавказа и Восточного Тавра. Центрально-Французской области кайнозойского вулканизма (Джаналидзе и др., 1979); Сербско-Македонской провинции (Томсон и др., 1979); Центрального Афганистана, Кольмо-Омолонского междуречья, Паннонского массива (Болотников и др., 1974; Вельдяков и др., 1974) и многих других вулканических областей. Тектоно-магматические поднятия и депрессии определяют структурно-геоморфологический облик районов четвертичного вулканизма Восточной и Южной Камчатки (Ермаков, 1976; Шеймович, Штейнберг, 1973). При этом в депрессиях (Хапиченской, Козыревской, Авачинской) происходит накопление прольвиальных отложений, тогда как в поднятиях разрушаются автохтонные вулканические серии.

Тектоно-магматические поднятия обладают линейным четковидным строением, обусловленным их локальными расширениями. Последние фиксируют узлы пересечения нескольких магмоконтролирующих зон. В зависимости от размеров поднятий, к узлам их пересечения могут быть при-

урочены отдельные вулканы, их группы или обширные узлы (до 30 и более километров в поперечнике) интенсивного вулканизма и гранитизации.

Поднятия различного ранга отличаются по набору и строению локализованных в их пределах магматических структур. Так, на юго-западном фланге Оконайто-Эльгыгтгинской вулканической дуги (Ангийско-Анадирское междуречье), в месте пересечения Олойского и Ангийского глубинных магмоконтролирующих разломов, размещается магматический узел размером 60x40 км, где установлены наиболее интенсивные проявления альб-сеноманского гранитоидного магматизма. Характерными магматическими структурами являются интрузивные купола и сопряженные с ними сложные кальдеры типа Вэлиис размером до 15-20 км в поперечнике, выполненные мощными (более 1 км) однородными толщами игнимбриатов, локализующихся в ранее заложенных депрессиях. Структуры более ранней (альбской) андезитовой формации разрушены, лишь в отдельных местах удается реконструировать реликты стратовулканов.

К северо-востоку ширина дуги уменьшается до 10-20 км, фундамент поднятия постепенно понижается, заметно уменьшается роль кислых пород. Преобладают андезитовые палеостратовулканы и их группы, занимающие площади до 100 км<sup>2</sup>. Интрузивно- и экструзивнокупольные структуры, сложенные гранитоидами и порфирокластическими игнимбриатами липарито-дацитов, и кальдеры образуются в узлах пересечения с магмоконтролирующими зонами других направлений, где ширина дуги достигает 30-40 км. При этом часть кальдер размером до 10-15 км сходны с развитыми в бассейне р. Оконайто-Яблоня, но отличаются присутствием значительных количеств вулканогенно-осадочных пород. Другая группа этих структур, имеющих размеры до 5-6 км, сходны с кальдерами типа Кракатау (лирокластический материал откладывался преимущественно за их пределами).

Для тектоно-магматических поднятий более высокого порядка характерными вулканическими структурами являются палеостратовулканы размером до 7-8 км, цепочки гипабиссальных и субвулканических интрузий, зоны даек. Кальдеры, образование которых связано с развитием очагов кислой магмы, располагаются в местах сочленения этих поднятий с вулканическими дугами или в узлах пересечения нескольких разнонаправленных поднятий. Такое же положение занимают отдельные крупные экструзивно-купольные структуры липаритов. С разломами, рассекающими депрессии высоких порядков, связаны мелкие вулканические постройки (шлаковые конусы, моногенные вулканы), серия субвулканических даек и штоков, отдельные экструзивные купола.

Подобные же закономерные связи между строением и размерами магматических структур и рангом тектоно-магматических поднятий устанавливаются и для Закарпатья. Наиболее крупные вулканические пост-

ройки установлены в зонах Припаннонского и Закарпатского глубинных разломов (от 5-7 до 12 км) или в узлах пересечения разнонаправленных тектоно-магматических поднятий (район Вел.Доборни, гора Борлиов Длы и ее отроги). В поднятиях низших рангов размеры вулканов и кольцевых комплексов не превышает 3-5 км.

Сходное строение магмоконтролирующих зон отмечается для Охотского массива (Горохов и др., 1976), Байкало-Монгольской рифтовой зоны (Рагозин, 1976), Южного Памира (Алиев, 1979); при этом подчеркивается важная магмоконтролирующая роль узлов пересечений глубинных разломов, которые (Алиев, 1979) определяются как узлы длительной эндогенной активности. Таким образом, в определенных условиях могут формироваться обширные магматические структуры до нескольких десятков километров в поперечнике, по размерам соответствующие тектоно-магматическим структурам. Поэтому размер структур не может быть решающим критерием для отнесения их к той или другой группе; определение их природы должно базироваться на всестороннем изучении строения и истории развития.

Чем выше ранг тектоно-магматических структур, тем более длительно унаследованное развитие и тем отчетливее выступает ведущая роль в их формировании тектонических процессов. Примером крупных структур могут служить тектоно-магматические зоны срединных массивов казараджкатского типа - Казараджкатского, Кольмо-Омолонского и Паннонского, являющиеся ареной проявления мощного внегеосинклинального плиомагматизма.

В современном структурном плане рассматриваемые тектоно-магматические зоны срединных массивов представлены четко выраженными линейными горст-антиклинальными поднятиями добайкальского гранито-гнейсового фундамента и догеосинклинального (в понимании М.В.Муратова) чехла срединных массивов, насыщенными разнотипными и разновозрастными магматическими образованиями. Они обособились как положительные структуры задолго до формирования офиолитовых серий. На горст-антиклиналях выпадают из разрезов целые стратиграфические подразделения, развитие в пределах смежных с ними депрессий. Последние выполнены преимущественно осадочными отложениями, слагающими сингеосинклинальный и орогенный чехол срединных массивов. Обломочные породы чехла насыщены продуктами размыва кристаллического фундамента горст-антиклиналей, догеосинклинального чехла, плиомагматическими образованиями. Мощность чехла уменьшается по направлению к горст-антиклиналям; в этом же направлении увеличивается размер обломков кластических пород. В рельефе тектоно-магматические зоны выражены в виде протяженных хребтов, гряд и горных массивов, воздымающихся и в современную эпоху.

Сказанное свидетельствует о длительных устойчивых поднятиях

горст-антиклинальных структур как в периоды магматической деятельности, так и в предшествующее ей и последующее время. Так, тектоно-магматическая зона Джагури (Хазараджатский массив) развивалась в геантиклинальном режиме от рубежа юры-мела до настоящего времени, а наиболее крупные поднятия Кольмо-Омолонского массива - Алунинское и Яракваамское, - входящие во внешнее обрамление выделенной В.Н.Орлянкиным (1973) Больше-Ануйской кольцевой структуры, - с позднего палеозоя. Примерно в это время обособилась и Оконайт-Эльгыгтыгынская вулканическая дуга (Ануйско-Анадырский участок Охотско-Чукотского вулканического пояса), являющаяся структурным продолжением Березовской шовной зоны (Кольмо-Омолонский массив) и, в частности, ограничивающего ее с севера палеозойского Олойского магмоконтролирующего глубинного разлома. Соответствующие по рангу Алунинскому и Яракваамскому поднятия Айнахургенская и Тутьельвеевская впадины наследуют депрессии с раннего мезозоя, развивавшиеся в режиме относительного погружения. Зона Апусени (Паннонский массив) испытывала перманентные восходящие движения с конца юры- начала мела, а зона Припаннонского глубинного разлома, ограничивающая с юга Закарпатский прогиб, - с палеозоя.

Вулканизм Центрально-Камчатской депрессии (Мархамаяев, 1973) локализуется в сводовой части Восточно-Камчатского антиклинория с мела до антропогена. Глубинные разломы, контролирующие цепи плейстоцено-голоценовых вулканов Южной Камчатки (Шеймович, Штейнберг, 1973), заложены не позже позднего неогена. Многочисленные примеры длительного унаследованного развития магмоконтролирующих поднятий приводятся для Приамурья Е.Б.Бельтеневым и др. (1976), Охотской ветви Охотско-Чукотского вулканического пояса Ф.Ф.Вельдяковым и др. (1974), Центрального Приохотья Г.Н.Логиновой (1974), Кольмо-Омолонского массива С.С.Юдиным и др. (1976).

Для структур более высокого порядка устанавливается унаследованное развитие поднятий и сопряженных с ними депрессий на протяжении всего периода последней активизации вулканической деятельности (для Охотско-Чукотского пояса от апта до палеогена, для Закарпатского прогиба - в течение неоген-четвертичного времени и т.д.). Эти выводы наиболее надежно обоснованы для Закарпатского прогиба, хорошо изученного на глубину скважинами и геофизическими методами. Здесь, в районе г.Чопа и пос. Вал.Добронь, по данным Э.М.Титова и др. (1975), погребенные раннесарматские вулканы, сохранившиеся в виде выпуклых к поверхности линз, насажены на блоки приподнятого донеогенового фундамента, где мощности донижнесарматских отложений резко сокращены (а некоторые свиты вовсе выпадают из разрезов). Резко сокращены над вулканическими постройками и мощности перекрывающих их плиоцен-четвертичных отложений, что свидетельствует о их относительных воздыма-

ниях и в поствулканическое время. Для Алайско-Алайского участка Охотско-Чукотского вулканического пояса длительное развитие поднятий устанавливается, в основном, по приуроченности к ним вулканических построек разных поколений, часто накладывающихся друг на друга (Кырганайваамская, Верхне-Чиблонская и др. структуры), а для депрессий — по вулканогенно-осадочному типу разрезов коррелятивных им отложений.

Основные типы тектоно-магматических структур — поднятия и депрессии — продолжают развиваться в разных режимах и после прекращения (или временного затухания) вулканизма. По данным М.Л. Гельмана и А.Ф. Филиппова, вдоль ограничений тектоно-магматических структур Охотско-Чукотского вулканического пояса нередко проявляется пост-вулканический гидротермальный метаморфизм, что свидетельствует о довольно устойчивом тепловом потоке. На Южном Памире узлы длительного эндогенного развития (Алиев, 1979) выделяются после затухания вулканизма по продолжающейся гидротермальной деятельности и повышенной активности. В Алайско-Алайском междуречье и в Закарпатье тектоно-магматические структуры находят прямое отражение в современном рельефе. Такие же соотношения с морфоструктурами устанавливаются для кольцевых магматических комплексов Приамурья (Болотников и др., 1974; Мясников, 1979).

Магматические (вулканические и плутонические) структуры формируются, как правило, в течение отдельных фаз вулканизма или соответствуют по времени образованию отдельных формаций. Структуры разных поколений пространственно сближены, локализуются в пределах тектоно-магматических поднятий, часто накладываются друг на друга. Сохранность вулканических построек предшествующих этапов вулканизма находится в обратных соотношениях с интенсивностью магматизма данного этапа. Таким образом, в отличие от тектоно-магматических структур (и, в частности, поднятий), которые в процессе эволюции магматизма поступательно развиваются, закрепляя ранее приобретенные особенности, вулканические структуры выступают как нечто законченное и нередко в дальнейшем частично или полностью уничтожаются.

Следует заметить, что длительно (с палеозоя) развивавшиеся поднятия имеют значительную (до 40 км и более) ширину. При этом вулканические центры со временем часто смещаются от их центров к депрессиям (северо-западный борт Айнахургеновской впадины, Верхне-Кедонская и Джигдамская кольцевые структуры Колымо-Омолонского массива, Северо-Балхашская впадина и др.), образуя внутренние тектоно-магматические зоны более высокого порядка. В центральных частях поднятий магматические породы соответствующей вулкано-плутонической ассоциации представлены, как правило, более глубинными (преимущественно гипабиссальными) фациями. Таким образом, намечается тенденция

к аккреции поднятий за счет смежных тектоно-магматических депрессий.

Имеющиеся сведения о глубинном строении тектоно-магматических поднятий и депрессий достаточно определенно указывают на кардинальные различия нижней части коры и верхней мантии под этими структурами. На территории Южной Камчатки (Шеймович, Штейнберг, 1973) под магмоконтролирующими зонами разломов наблюдаются четкие перегибы поверхности Мохоровичича, межвулканические впадины совпадают в плане с участками ее пологого залегания. По данным ГСЗ (Марханов, 1973), под Ключевской группой вулканов имеется прогиб поверхности Мохоровичича, трактуемый как глубинное отражение антиклинорных элементов земной коры. Здесь наблюдаются повышенные пластовые скорости в гранитном и базальтовом слоях и пониженные в низах коры и в верхах мантии, наличие мощного переходного слоя от коры к мантии. В зоне Транскавказского поперечного поднятия Абул-Самсарская магмоконтролирующая зона характеризуется наибольшим подъемом геоизотерм; предполагается увеличение под ней гранитно-метаморфического слоя с погружением границы Конрада (до 28 км) и Мохоровичича (53 км). Такие же зоны с повышенным тепловым потоком отмечены под Мокрыми и Гукалянскими горами. Вся зона Транскавказского поперечного поднятия выделяется повышенным тепловым потоком. На Малом Кавказе (Мещерякова, Кагурин, 1977) неогеновый вулканизм наиболее интенсивно проявляется там, где мощность земной коры увеличивается до 50 км и более (в основном за счет "базальтового" слоя). Купольные поднятия вулканических поясов Дальнего Востока, независимо от ранга, характеризуются (Кулаков и др., 1979) преобладающим кислым вулканизмом, резко увеличенными значениями мощностей земной коры (в основном за счет гранитного слоя) и наличием обширной зоны разуплотнения, уходящей корнями в мантию. Подобного рода данные согласуются с представлениями о наращивании земной коры и ее гранитизации в зонах магмоконтролирующих разломов; эти взгляды также подтверждаются сведениями о аккреции тектоно-магматических поднятий.

Таким образом, тектоно-магматические поднятия и депрессии являются основными типами структур мезо-кайнозойских вулканических полей и областей. Они проявляются на различном иерархическом уровне, установлены во многих вулканических районах Евразии, характеризуются различным режимом развития на протяжении длительных отрезков времени, намного превышающих время проявления вулканизма, четко отличаются по геолого-геоморфологическому строению и физическим характеристикам. Развитие этих противоположных по знаку структур сопровождается различными изменениями в верхней мантии и низах земной коры. Это дает основание оценивать тектоно-магматические поднятия и тектоно-магматические депрессии как важнейшие структурные элементы земной коры, которые должны служить объектом изучения и реконструк-

ций при вулканологических и палеовулканологических исследованиях различных масштабов.

### Л и т е р а т у р а

А л и е в А. Особенности строения и механизм образования узлов длительной эндогенной активности Южного Памира. — В сб.: Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника. Вулканические палеоструктуры и механизм их образования. (Тезисы IV палеовулкан. симп.). Хабаровск, 1979, с.160-162.

Б а л е с т а С.Г. Глубинное строение вулканических поясов Камчатки по данным ГСЗ. — В сб.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. (Краткие тезисы Всес. симп.). Владивосток, 1976, с.138-139.

Б е л ы й В.Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. — М., Наука, 1966, 175 с.

Б е л ы й В.Ф. Вулканоструктуры, вулcano-тектонические структуры и связанные с ними вопросы теоретической палеовулканологии. — В сб.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. (Краткие тезисы Всес. симп.). Владивосток, 1976, с.262-263.

Б е л ь т е н е в Е.Б., П л о т н и к о в а И.А., С и г о в В.Ф. Закономерности развития и пространственного размещения мезозойских вулканогенных структур Приамурья. — В сб.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. (Краткие тезисы Всес. симп.). Владивосток, 1976, с.303-304.

Б о л о т н и к о в А.Ф., Б о н д а р е н к о Е.И., К р у т о в И.К. К эволюции вулcano-тектонических структур Баджальской зоны (Приамурье). — В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. — Тр. Первого всес. палеовулкан. симп. М., 1974, с.308-314.

В е л ь д ь а к с о в Ф.Ф., К о б ы л ь н с к и й Ю.Г., У м и т б а е в Р.Б. Роль фундамента континентальных вулканических поясов в эволюции вулcano-тектонических структур (на примере Охотско-Чукотского вулканического пояса). — В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. — Тр. Первого всес. палеовулкан. симп. М., 1974, с. 284-289.

Г о р о х о в С.И., Б е л ь н и к и В.И., Л о с е в а С.В. и др. Основные особенности строения вулcano-тектонических структур внешней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса и их связь с глубинным строением. — В сб.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. (Краткие тезисы Всес. симп.). Владивосток, 1976, с.293-295.

Джанелидзе Т.В., Пайлодзе З.А., Татишвили М.Г. Кюрские вулканические структуры в зоне южного склона Большого Кавказа и некоторые вопросы их образования. - В сб.: Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника. Вулканические палеоструктуры и механизм их образования. (Тезисы IV Всес. палеовулкан. симп.). Хабаровск, 1979, с.132-133.

Довгаль Ю.М. О принципах выделения и классификации средних массивов. - Геологический журнал, т.37, 1977, № 4, с.69-75.

Ермаков В.А. Типы фациальных парагенезисов четвертичных вулканов и их значение в палеореконструкциях. - В сб.: Методы палеовулканологических реконструкций. (Материалы Второго всес. палеовулкан. симп.). Петрозаводск, 1976, с.96-102.

Кулаков А.П., Сахно В.Г., Врокосек А.А. Структуры центрального типа в вулканогенных поясах Дальнего Востока. - В сб.: Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника. Вулканические палеоструктуры и механизм их образования. (Тезисы IV Всес. палеовулкан. симп.). Хабаровск, 1979, с.173-176.

Лебедев-Зиновьев А.А., Модников И.С., Чесноков Л.В. и др. Реконструкция палеотектонического режима формирования позднеорогенных палеовулканических структур. - В сб.: Методы палеовулканологических реконструкций. (Материалы Второго всес. палеовулкан. симп.). Петрозаводск, 1976, с.68-73.

Логина Г.Л. Особенности эволюции вулканических структур Центрального Приохотья. - В сб.: Эволюция вулканизма и истории Земли. (Тр.Первого всес. палеовулкан. симп.). М.: 1974, с.289-294.

Марханов В.И. Об унаследованном развитии вулканизма в Центрально-Камчатской депрессии. - В сб.: Эволюция вулканизма и истории Земли. (Материалы Первого всес. палеовулкан. симп.). М.: 1973, с.139-140.

Мещерякова В.Б., Кагурян В.Ф. Реконструкция процессов неогенового вулканизма Малого Кавказа. - В сб.: Методы составления палеовулканологических карт. Глобальные палеовулканологические реконструкции. (Тезисы Третьего всес. палеовулкан. симп.). Новосибирск, 1977, с.220-221.

Мясников Е.А. Опыт использования морфоструктурного анализа при реконструкции древних вулcano-плутонических структур на примере Верхне-Украинской структуры (Верхнее Приамурье). - В сб.: Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника. Вулканические структуры и механизм их образования. (Тезисы IV Всес. палеовулкан. симп.). Хабаровск, 1978, с.203-204.

Орлянкин В.Н. О пространственно-временных закономерностях размещения кольцевых вулcano-тектонических структур Северо-Востока СССР. - В сб.: Эволюция вулканизма и истории Земли. (Мат.Пер-

вого всес. палеовулкан. симп.). М.; 1973, с.172-173.

Рагозин Л.А. Антропогенные вулcano-тектонические структуры Байкало-Монгольской рифтовой зоны. - В сб.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. (Краткие тезисы всес. симп.). Владивосток, 1976, с.244-245.

Радзивилл В.Я. Характерные черты тектоно-магматических структур Закарпатского прогиба и Охотско-Чукотского вулканического пояса. - В сб.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: Наукова думка, 1975, с.186-188.

Сасин Г.Г. Тектонические закономерности размещения неогенового полиметаллического оруденения Северной Венгрии, Советского Закарпатья и Северной Румынии. - Геол. сб. Львов. геол. общ., 1965, № 9, с.69-80.

Соловьев В.В. Пространственная позиция Тихоокеанских вулканических поясов в пределах мегаструктур центрального типа как отражение особенностей глубинного строения литосферы. - В сб.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. (Краткие тезисы всес. симп.). Владивосток, 1976, с.44-46.

Томсон И.С., Янкович С., Петкович М. и др. Связь вулканизма с поясами сводовых поднятий на примере Сербско-Македонской провинции и Приморья. - В сб.: Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника. Вулканические палеоструктуры и механизмы их образования. (Тезисы IV Всес. палеовулкан. симп.). Хабаровск, 1979, с.86-88.

Френд Г.М. Некоторые общие вопросы, связанные с разработкой палеовулканологических реконструкций. - В сб.: Методы палеовулканологических реконструкций. Вулканизм докембрия. (Мат. Второго всес. палеовулкан. симп.). Петрозаводск, 1975, с.10-11.

Шеймович В.С., Штейнберг Г.С. Эволюция верхне-неоген-четвертичного вулканизма и структура поверхности М на примере Южной Камчатки. - В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. (Мат. Первого всес. палеовулкан. симп.). М.; 1973, с.140-143.

Юдин С.С., Шпилько Л.Г., Горбачева М.Б. и др. Унаследованные вулcano-тектонические структуры Омолонского массива. - В сб.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. (Краткие тезисы всес. симп.). Владивосток, 1976, с.299-300.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ  
РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Прогнозирование рудоносности вулканических поясов базируется на современных достижениях металлогении, выявивших основные закономерности размещения и формирования месторождений разнообразных типов. Различные аспекты этого направления разработаны в трудах В.А. Обручева, Ю.Б.Билибина, С.С.Смирнова, Е.Д.Карповой, Е.А.Радкевич, Г.А.Твалчрелидзе, А.Д.Шеглова, М.А.Фаворской, И.Н.Томсона и др.

Наиболее важными положениями методики прогнозирования являются следующие. Используются в совокупности основные группы критериев, намеченных еще в трудах Ю.А.Билибина: структурные, вещественные (главным образом, магматические), величины денудационного среза.

Тектоно-магматические критерии используются на основе разрабатываемой в ИГЕМ под руководством М.А.Фаворской и И.Н.Томсона общей концепции об особой роли рудоконцентрирующих систем дислокаций, узлов длительной эндогенной активности, сводо-глыбовых и очаговых структур как основных рудолокализирующих и рудоконцентрирующих элементов областей развития вулканизма.

Последовательное выделение разномасштабных структурных элементов от региональных к локальным позволяет установить закономерности размещения оруденения, а также прогнозировать рудоносные площади, которые на последующем этапе изучаются более детально. Метод много-ступенчатого анализа широко используется в прогнознометаллогенических исследованиях (Рундквист, 1978).

В разрабатываемой авторами методике также используются новые методы выявления рудоносных структур вулканических областей - морфоструктурный анализ, дешифрование космических снимков, использование ЭМ для оценки рудоконтролирующих факторов, в том числе - региональных. При этом использование космических снимков позволяет: 1) повышать качество геологического картирования вулканических областей; 2) выявлять конкретные рудолокализирующие структуры и магматические тела; 3) устанавливать прямые дешифровочные признаки рудоносных магматических тел и площадей.

Наибольший прирост информации получен для различного типа разломов, кольцевых структур, а также особенностей строения вулканических покровов и интрузивных массивов. Связь магматических полей с

кольцевыми структурами становится все более очевидной. Разработаны также специальные методы количественного анализа макротрещиноватости по космическим снимкам (Ярмолук, Акимова, 1978; Алиев, 1979). А. Д. Алиевым показана важная рудолокализирующая роль некоторых аномалий. Морфоструктурный анализ позволяет в значительной мере систематизировать материал дешифрирования и выявить признаки рудоносных и рудоконцентрирующих структур и узлов.

Изучение закономерностей размещения месторождений и прогнозирование рудоносности проводится на примере вулканических областей азиатского типа. Эти пояса с известной долей условности могут быть подразделены на краевые и континентальные. Как те, так и другие, тесно связаны с определенными периодами тектоно-магматической активизации, имеющими широкое распространение на Азиатском континенте. Вместе с тем, они различаются между собой по своей тектонической позиции и по условиям возникновения, что, в свою очередь, вызывает существенные различия в составе слагающих их вулканитов.

Краевые вулканические пояса развиваются на границах крупных блоков земной коры с противоположными тенденциями вертикальных движений. Ранее М. А. Фаворской (1968, 1969) было показано, что образование краевых вулканических поясов может быть поставлено в связь с деструктивными процессами в пределах погружающихся блоков земной коры, примером которых на Северо-Востоке Азиатского континента служит Уссури-Охотия. Ведущей особенностью краевых вулканических поясов является интенсивное развитие кислого наземного вулканизма в краевой части воздымающегося блока. При этом, на ранних стадиях развития вулканических поясов окраина воздымающегося блока на короткий период вовлекается в нисходящие движения, сопровождающиеся поступлением на поверхность основных, преимущественно андезитовых лав. Краевые вулканические пояса возникали на протяжении геологической истории неоднократно. Наиболее типичными их представителями являются отдельные звенья Восточно-Азиатского краевого пояса — такие как Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алиньский. Более древним аналогом их является девонский вулканический пояс Казахстана, образовавшийся, согласно А. А. Богданову, на периферии каледонид по границе с активно развивающейся варисийской геосинклиналью.

А. А. Моссаковский (1975), описывая выделенный им широтный "евразийский пояс орогенного вулканизма", отмечает, что краевая по отношению к палеоконтиненту зона этого пояса сложена представителями щелочно-земельных существенно кислых формаций, а расположенная в ее тылу, в пределах континента, зона — преимущественно основными, с повышенной щелочностью вулканитами. Подобный тип вулканизма характерен для рифтогенных расколов, приуроченных к жестким блокам.

Магматические проявления "тыловой зоны" являются несколько бо-

лее молодыми, чем вулканы краевой, хотя в отдельных случаях их формирование на отдельных отрезках времени может происходить синхронно. К представителям базальтоидных поясов с повышенной щелочностью относятся раннепермский и средневерхнеюрский-нижнемеловой пояса вулканитов Монголии, сформировавшиеся в континентальных условиях к северу от краевого позднепалеозойского пояса.

Рудная специализация двух рассматриваемых типов вулканических поясов отвечает господствующему профилю их магматизма. Для краевых вулканических поясов наиболее характерны олово, свинец, цинк, отчасти вольфрам, для континентальных поясов — золото, медь, флюорит и др.

Закономерности размещения полезных ископаемых в пределах вулканических поясов тесно связаны с латеральной неоднородностью этих последних, в свою очередь являющейся следствием тектоно-магматической активности структур сквозного типа. Такие структуры широтного и меридионального простирания представляют собой системы дислокаций глубокого заложения (или зоны диастрофизма по В.В.Белюсову), среди которых нами ранее были выделены рудоконцентрирующие структуры, контролирующие размещение наиболее крупных объектов в пределах данной рудной провинции.

Как было показано В.А.Баскиной (1979), детально изучившей магматизм рудоконтролирующих структур Сихота-Алинского краевого вулканического пояса, особенности этого магматизма сближают его с магматизмом вулканических поясов континентального типа. Так, для широтных рудоконтролирующих структур, секущих краевой вулканический пояс Сихота-Алиня, характерно преобладание базальтоидного магматизма над более кислым и повышенной калиевой щелочностью всех магматических проявлений. Эти особенности магматизма имеют прямую связь с тектонической историей рудоконтролирующих структур, объединяющих системы относительно стабильных жестких блоков с господствующей тенденцией к воздыманию на геосинклинальных стадиях развития, сменяющихся режимами погружения в орогенных условиях.

Рудоконтролирующие структуры неоднородны по простиранию. По существу, они состоят из дискретно расположенных узлов длительной эндогенной активности. В тех случаях, когда они пересекают краевые вулканические пояса, характер вулканизма их становится более близким к континентальным поясам. В то же время, в узлах длительной эндогенной активности рудоконцентрирующих структур, секущих континентальные пояса, возникает характерный для этих последних кислый вулканизм, в том числе с субщелочными проявлениями. В качестве примера могут быть приведены описанные А.И.Лучицкой и Д.И.Фрих-Харом (1978) мезозойские узлы длительной эндогенной активности на территории МНР. Таким образом, в качестве одной из наиболее общих осо-

бенностей подобных узлов может быть отмечена повышенная сложность их геологического строения, являющаяся следствием длительности их развития и контрастности магматических проявлений, возникающих из разноглубинных источников. Эта сложность, отражаясь на космических снимках, позволяет выделить на них подобные узлы визуально. В ходе развития упомянутого контрастного магматического процесса возникают и так называемые "очаговые" структуры, обладающие рядом характерных признаков и контролирующих оруденение.

Как было показано нами ранее, узлы повышенной эндогенной активности определяют размещение наиболее продуктивного оруденения вулканических поясов и служат главным объектом локального прогноза оруденения. Метаморфическим анализом рельефа и дешифрированием космических снимков установлено сложное блоковое строение пояса с обилием разнопорядковых кольцевых структур и линейных зон. Широтные сквозные рудоконтролирующие структуры расчленяют пояс на отдельные звенья с существенно различным строением магматических ареалов каждого звена, а сами они характеризуются наличием участков с наиболее сложным и разнообразным по составу магматизмом с длительным развитием от поздней юры до миоцена. Разломно блоковые и кольцевые структуры хорошо подтверждаются аномалиями геофизических полей, при этом наиболее отчетливо проступает каркас глубинных широтных и меридиональных структур (рис.1).

Известная северо-восточная металлогеническая зональность, подчиненная структурному плану геосинклиналино-складчатого основания, в значительной мере осложняется концентрической зональностью вокруг крупных сводовых и купольных поднятий. Так, Г.А.Тананаевой (1978) была показана концентрическая зональность оруденения от более высокотемпературных кварц-редкометалльных формаций в центре Дальненского свода к более низкотемпературным касситерит-сульфидным формациям в периферической его части. Аналогичная зональность характеризует Фурмановский свод.

Вместе с тем, площади с максимальной концентрацией оруденения размещаются в пределах рудоконцентрирующих структур в узлах их пересечений с диагональными линеаментами (рис.2). Внутреннее строение этих узлов отличается большой сложностью, очень характерно присутствие кольцевых очагов структур с многократными проявлениями продуктов разнофациального и разновозрастного магматизма.

Положение рудоносных узлов повышенной эндогенной активности в пределах крупных региональных сквозных зон определяет появление в них согласных с ними поясов даек, малых субвулканических и интрузивных тел и дискордантной по отношению к геосинклиналиному основанию ориентировки зон повышенной трещиноватости - гидротермально измененных пород и рудных тел.

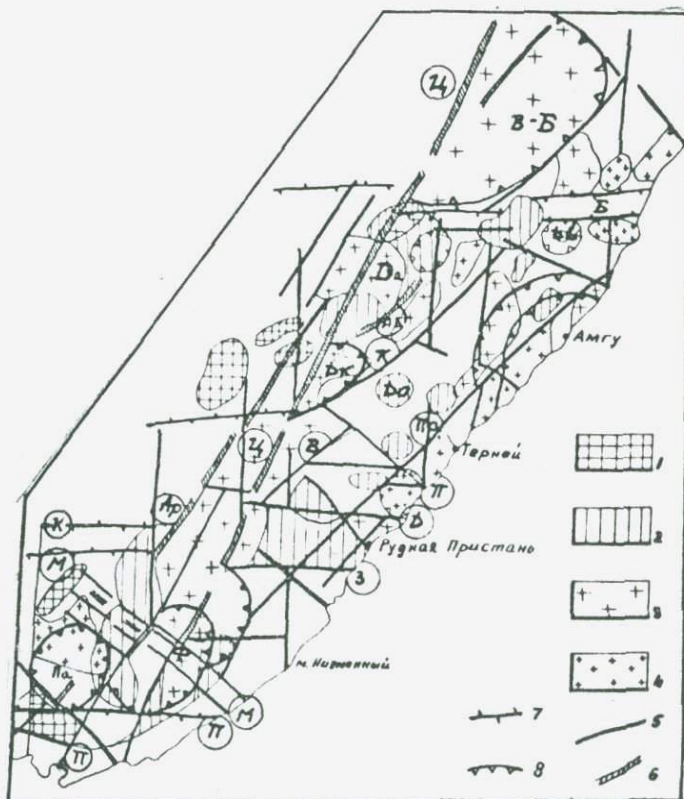


Рис. I. Схема геофизической интерпретации сводово-блокового строения Сихотэ-Алиня. Составлена по данным Г.К.Шило, Р.Г.Кулинича. 1 - выступы фундамента на поверхности; 2 - открытые выступы фундамента; 3 - скрытые гранитоидные массы; 4 - скрытые массы диоритового состава; 5 - разломы, установленные по гравиметрическим данным; 6 - разломы, установленные по магнитным аномалиям; 7 - границы знакопеременных аномалий магнитного и гравиметрического полей; 8 - границы минимумов магнитного поля.

В зависимости от режима развития структур вулканических областей, коренным образом различаются условия вывода на поверхность и сохранения от денудации продуктивных зон оруденения. Для сохранения в современном срезе минерализации раннеорогенного этапа благоприятны условия малых амплитуд сводовых поднятий (эти условия реализуются либо в периферических частях сводов, либо в пределах рифтоподобных сквозных зон). Для минерализации позднеорогенных этапов

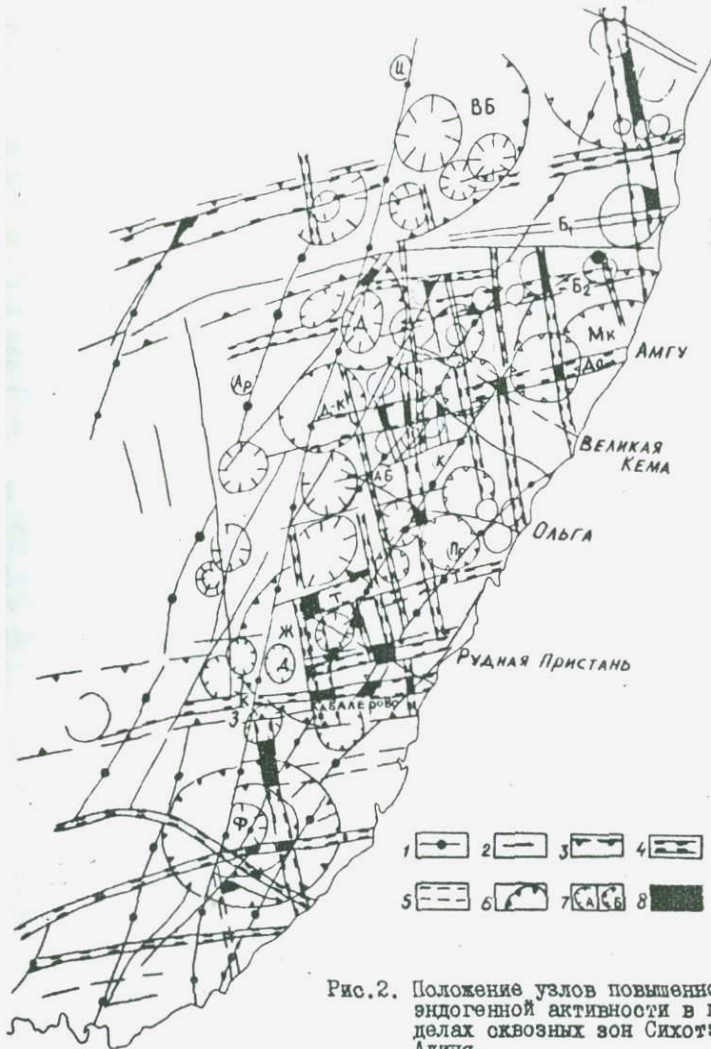


Рис.2. Положение узлов повышенной эндогенной активности в пределах сквозных зон Сихотэ-Алиня.

1 - крупнейшие линеаменты, ограничивающие структурно-формационные зоны; 2 - прочие линеаменты; 3 - границы сквозных зон первого порядка; 4 - границы сквозных зон второго порядка; 5 - сквозные зоны третьего порядка; 6 - границы сводов; 7 - границы кольцевых морфоструктур: а - куполов, б - кальдер; 8 - узлы повышенной эндогенной активности.

развития, наоборот, наиболее благоприятны блоки инверсионных воздыманий и центральные части купольных поднятий, в пределах которых обеспечивается срез кровли вмещающих оруденение пород.

Поясним это положение на схематизированном графике развития орогенного вулканического рельефа Приморья (рис.3). На графике нанесены главные этапы минерализации и кривая развития горного денудационного рельефа, реконструированная в определенных величинах (в км абс. высоты над исходной, нулевой поверхностью геоида). В схематизи-

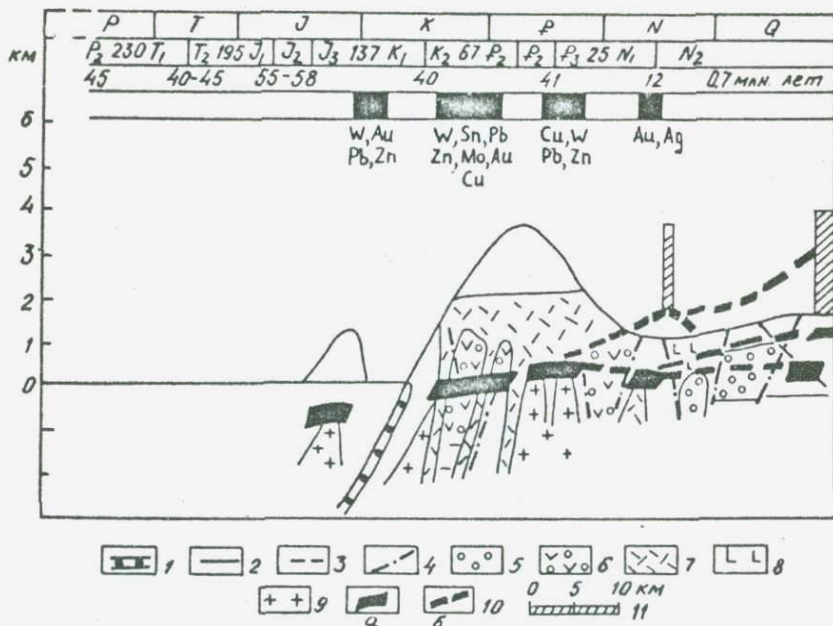


Рис. 3. График развития рельефа Сихотэ-Алиня и положение оруденения в денудационном срезе.  
1 - линии развития остаточных геосинклинальных бассейнов; 2 - линия развития горного денудационного рельефа максимального уровня; 3 - линия развития эрозийных врезов; 4 - линия развития орогенных впадин, выполненных; 5 - терригенными молассами; 6 - вулканогенными и вулканокластическими отложениями андезит-базальтового и андезитового состава; 7 - липаритового и дацитового состава; 8 - оливиновыми базальтами; 9 - гранитоиды; 10 - зона оруденения: а - первоначальное положение, б - перемещенное; 11 - суммарная величина денудационного среза в километрах.

рованном виде показаны также основные магматические проявления и орогенные прогибы. Кривая денудационного рельефа представляет собой суммарный эффект величины тектонического поднятия и денудационного

среза. Величина последнего оценивается для Центрального Приморья в 5-10 км (в центрах сводов обнажены батолиты мелового возраста), на Восточном Сихотэ-Алине - значительно меньше, не более 2-3 км.

Минерализация, связанная с раннеорогенным и главным орогенным этапом (К<sub>2</sub> - Р) в Центральном Приморье в блоках максимального тектонического поднятия, абсолютная высота которых колеблется от 1,2-1,3 до 2,0 км, практически отсутствует (см. рис.3) - она вся попадает в сферу эрозийного среза. Более благоприятными оказываются блоки умеренных неотектонических поднятий, формирующихся в пределах сквозных зон и периферических частей сводовых поднятий (абсолютные высоты этих блоков в современном рельефе 0,7-1,1 км). Минерализация, связанная с позднеорогенным этапом, наоборот, локализуется в центральной части купольных структур в пределах вулканического пояса, где денудацией удалены вулканические покровы и кровли вмещающих оруденение субвулканических массивов.

Рассмотренные факторы дают дополнительные критерии при оценке прогнозного значения структур, а узлы пересечения сквозных зон являются специфическими блоками с наиболее благоприятным режимом развития, вследствие которого оруденение сохраняется от денудации. Таким образом, развиваемая концепция позволяет выделить ряд взаимосвязанных геологических, геофизических и морфоструктурных признаков, являющихся основой для прогноза оруденения в пределах вулканических поясов азиатского типа.

### Л и т е р а т у р а

Б а с к и н а В.А. Петрохимическая зональность вулканитов Приморья. - В кн.: Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979.

В о л ч а н с к а я И.К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. - М.: Наука, 1980.

М о с с а к о в с к и й А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. - М.: Наука, 1975.

Р у н д к в и с т Д.В. Специальная (отраслевая) металлогения. Ее цели, задачи, методика исследований. - В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий. Л.: Недра, 1978.

Т а н а н а е в а Г.А. Закономерности размещения эндогенных проявлений различных металлов в Приморье. - В кн.: Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья. - М.: Наука, 1977.

Т а н а н а е в а Г.А. Закономерности размещения эндогенных проявлений различных металлов в Приморье. - В кн.: Новые принципы

металлогенических прогнозов на территории Приморья.-М.; Наука, 1977.

Ф а в о р с к а я М.А. Чукотско-Приморское звено Тихоокеанского вулканического пояса. - В кн.: Особенности магматизма и метаморфизма Советского Дальнего Востока.-М.; Наука, 1968.

Ф и р х - Х а р Д.И., Л у ч и ц к а я А.И. Позднемезозойский магматизм Монголии. - М.; Наука, 1978.

## МАГМАТОГЕННЫЕ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ (ТЕРМИНЫ, ГЕНЕЗИС, ТИПИЗАЦИЯ)

Разработка вопросов типизации природных образований основывается на представлениях о их генезисе, четком определении терминов и единых принципах и признаках классификации. В отношении кольцевых структур пока не существует единого подхода. Остановимся прежде всего на применяемых терминах.

Анализ обширной литературы показал, что сходные образования получили разные названия — кольцевые интрузии, центральные интрузии, кольцевые комплексы, комплексы центрального типа, очаговые структуры, конфокальные системы и вулкано-тектонические структуры. Часто приверженцы одного термина, например, "вулкано-тектоническая структура" не анализируют литературу по кольцевым структурам, считая их иными образованиями, и наоборот.

Вместе с тем, всем этим различным названным образованиям свойственны постоянные общие черты — длительно существующий центр, округлые или кольцевые очертания в плане отдельных их форм и структур в целом и воронкообразные, цилиндрические, конусовидные в разрезе. Все эти черты объединяет термин "центральное-кольцевая структура", именно "структура" как совокупность взаимосвязанных магматогенных и тектонических форм.

В отличие от изометричных в плане структур, рожденных соляным диапиризмом, космогенных и пассивного обрушения, их надо определять как "магматогенные", поскольку для них обязательна прямая или косвенная связь с процессами магматизма и участие в их строении форм вулканического, интрузивного или тектонического происхождения. Точнее было бы назвать их "магматогенно-тектоническими", но термин получается очень громоздким, а связь магматизма с тектоникой неизбежно подразумевается.

Предлагаемый термин "магматогенная центральное-кольцевая структура" по сравнению с другими не только отражает их генезис, но и объединяет крайние типы, когда в их строении участвуют только вулканогенные образования (изометричные вулкано-тектонические структуры), или они образованы исключительно интрузивными фациями магматитов (магматические комплексы центрального типа), и наиболее обычные случаи, когда в них сочетаются вулканогенные, плутогенные (интрузивные)

живные) и тектоногенные элементы.

Магматогенные центрально-кольцевые структуры представляют собой сложные сооружения, в которых наблюдаются закономерные сочетания положительных и отрицательных форм (именно форм, а не структур) в различных соотношениях. Поэтому предлагается выделять структуры (классы структур) "необращенные" и "обращенные". Первые из них возникают как первично-положительные (кулоловидные) по своему генезису, по процессам формирования, что не исключает участия в них отдельных отрицательных форм. Вторые испытывают в процессе формирования конседиментационные прогибания или компенсационные проседания, обрушения, то есть превращение или "обращение" от куполообразования к мульдообразованию. Это также не исключает присутствия в них отдельных положительных форм. Таким образом, в предлагаемые термины вкладывается генетический смысл.

Классификация магматогенных центрально-кольцевых структур основана на разных признаках — на морфологии, значимости и размерах. Поскольку главными процессами, формирующими эти структуры, являются процессы внутренней геодинамики Земли, проявляющиеся в сочетании горизонтальных и вертикальных движений, то именно они и должны быть положены в основу классификации.

Под влиянием горизонтальных движений структуры развиваются наклонно или горизонтально и обладают единственной плоскостью симметрии. В результате возникают структуры линейного типа. Однако все геологические тела, развивающиеся по вертикали под влиянием поля земного тяготения (принцип Кюри-Шафрановского), приобретают симметрию конуса. Следовательно, магматогенные центрально-кольцевые структуры возникают под влиянием именно вертикальных движений (магматического диапиризма) и сопряженных с ними обратных процессов — обрушений, взаимосвязанно сочетающихся с горизонтальными движениями, реализующимися в виде сжатия или растяжения. Характер этих сочетаний (сжатия, растяжения с нисходящими и восходящими движениями) и составляет геодинамический режим, который положен в основу классификации (схема I и II значащие горизонтальные ряды, где расходящиеся стрелки — растяжение, сходящиеся — сжатие, вертикальные — соответственно нисходящие движения и воздымания; пунктирные стрелки — слабо проявленные движения).

Выделяется 7 сочетаний типов движений и соответствующих им основных типов геодинамического режима: 1) интенсивное растяжение глубинных зон земной коры в сочетании с нисходящими движениями и формированием линейных структур; 2) преобладающие растяжение и прогибание, на фоне которых постепенно нарастают сжатие и восходящие движения, вызывающие формирование, наряду с линейными структурами отдельных простейших центрально-кольцевых; 3 и 5 — типы режима от-

ражают сочетание сжатия с растяжением, опускания и воздымания при некотором преобладании радиальных движений отрицательного знака в третьем и положительного — в пятом; наравне с линейными, распространяются центрально-кольцевые структуры; 4) тип интенсивного сжатия, отвечающий моменту инверсии и отсутствия вулканизма; 6) заметное преобладание процессов воздымания при сохранении дифференцированности движений, развитие центрально-кольцевых структур, являющихся основной формой проявления магматизма; возможны лишь единичные остаточные линейные структуры; 7) максимальное развитие воздымания, вызывающего растяжение приповерхностных частей земной коры, формирование в вершинных частях воздыманий центрально-кольцевых структур и рифтоподобных линейных.

Четкие границы между выделенными типами режимов как в пространстве, так и во времени, отсутствуют. По-видимому, не всегда выдерживается последовательность в смене выделенных типов режимов, хотя в целом они отвечают динамике геосинклинального развития. Характер магматизма и возникновение магматогенно-тектонических структур того или иного типа зависит не от стадии геосинклинального развития, а именно от типа геодинамического режима. Поэтому на разных стадиях могут возникать сходные структуры и, наоборот, в пределах одной стадии на разных участках могут формироваться различные типы структур.

Силы земного тяготения обуславливают также и другую закономерность, названную А.В.Шубниковым "понятием об антиобразах". В соответствии с ним на фоне общего прогибания должны возникать компенсирующие его первично-положительные по своему генезису и процессам формирования необращенные структуры, фиксируемые преобладанием положительных форм в их строении. Одновременно на фоне преобладающего воздымания возникают компенсирующие центрально-кольцевые структуры, которые в процессе формирования испытывают "обращение" от куполообразования к мульдам-впадинам в результате процессов синвулканического прогибания, компенсационных обрушений, проседаний. Именно это и обуславливает возникновение двух главных классов структур (III горизонтальный ряд схемы).

Выделенные классы центрально-кольцевых структур подразделены на типы, отражающие степень зрелости процессов воздымания. Необращенные структуры подразделены на три типа:

I. Простые по строению структуры, представляющие собой реликты первичных вулканических построек центрального типа с периклинальным падением пород; преобладают в них покровные вулканы слабо дифференцированных формаций, среди которых пирокластические фации, чередующиеся с пачками вулканомигматовых пород, резко преобладают на эффузивах. Облик пород порфиновый, состав андезито-базальтовый. Участие в их формировании синвулканической тектоники незначительно.

СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ МАГМАТОГЕННЫХ СТРУКТУР СКАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

| Типы движений,<br>порядок структур               | Тип геодинамического режима |                              |     |    |                              |    |     |
|--|-----------------------------|------------------------------|-----|----|------------------------------|----|-----|
|  | I                           | II                           | III | IV | V                            | VI | VII |
| Растяжение, сжатие,<br>прогибание, вздымание     |                             |                              |     |    |                              |    |     |
| Категории магма-<br>тогенных структур            | ЛИНЕЙНЫЕ<br>ИЗОМЕТРИЧНЫЕ    |                              |     |    | ЛИНЕЙНЫЕ<br>ИЗОМЕТРИЧНЫЕ     |    |     |
| Соотношение на-<br>тегорий и классов<br>структур |                             |                              |     |    |                              |    |     |
| Классы изомет-<br>ричных струк-<br>тур           | -                           | НЕОБРАЩЕННЫЕ<br>+ ОБРАЩЕННЫЕ |     |    | ОБРАЩЕННЫЕ<br>+ НЕОБРАЩЕННЫЕ |    | -   |
| Типы изометрич-<br>ных структур                  |                             |                              |     |    |                              |    |     |

Такие образования названы структурами вулканического типа (рис. I, а).

2. Второй тип необращенных структур представляет собой отдельные куполовидные экструзии, субвулканы или их сочетания при незначительном участии покровных фаций. Сложены породами кремнекислых составляющих контрастных формаций. Роль синвулканической тектоники в их образовании также незначительна. Они названы структурами субвулканического типа (см. рис. I, б).

3. Наиболее сложные вулканические постройки, часто ассиметричные, в составе которых эффузивные, пирокластические, субвулканические и гиповулканические образования (дифференциаты кремнекислого и отчасти среднего состава последовательно дифференцированных формаций) участвуют в равной мере. Синвулканические разломы проявлены часто довольно интенсивно. Преобладают элементы положительных форм, но иногда присутствуют и отрицательные (вершинные кальдеры или кратерно-кальдерные провалы), что, однако, не нарушает первично-необращенного характера структур в целом. Это вулканически-субвулканический (гиповулканический) тип (см. рис. I, в).

В качестве примеров необращенных можно привести детально изученные и описанные структуры Урала и Казахстана: Горно-Байкарино-кую, описанную И.Б.Серавкиным (1970), Родниковскую и Камейкинскую (Бородаевская и др., 1970), Акбасту-Кусмурунскую (Каппов, Каппов, 1969) и другие. Для них не типично совмещение в пространстве различных типов; лишь изредка отмечаются сложные сооружения разнотипных структур. Обращенные центрально-кольцевые структуры подразделены на 3 типа.

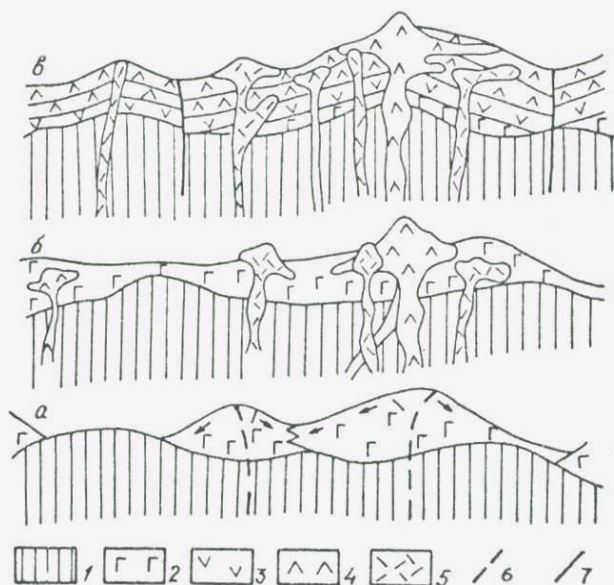


Рис. I. Схема формирования необращенных центрально-кольцевых структур.

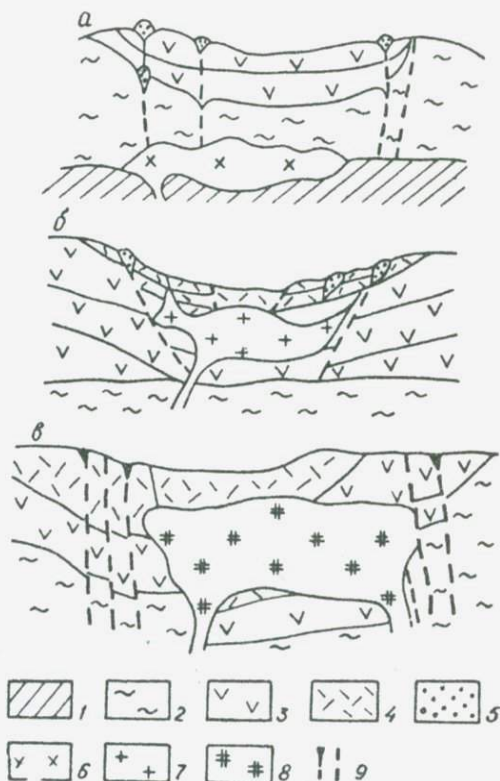
а - вулканического; б - субвулканического;  
в - субвулканически-вулканического типов;  
I - породы фундамента; 2-5 - покровные, жер-  
ловые и субвулканические фации вулканитов:  
2 - базальтового, 3 - андезитового, 4 - да-  
цитового, 5 - липаритового составов; 6 - ма-  
гмовыводящие каналы; 7 - разломы.

1. Субвулканический (рис. 2, а) представлен овальными синвулканическими (конседиментационными) вулканогенными мульдами, сложенными продуктами щитообразных вулканов (с характерным для них экспозивным типом извержений) - кристаллотуфами, спекшимися туфами, грубообломочными туфами и лавобрекчиями, колеблющимися по составу от андезитов до дацитов. Мутьды окаймлены вдоль кольцевых ослабленных зон жерловинами и субвулканическими телами и обычно обособленными в пространстве интрузивами субвулканических (комагматичных) гранитоидов. Роль в них вулканогенной или магматогенной тектоники относительно невелика. Лавовые излияния сочетаются с извержениями эксплозивного типа; состав пород в среднем андезито-дацитовый.

2. Второй тип (см. рис. 2, б), вулкано-плутонический, представляет собой сочетание изометричных компенсационных синвулканических мульд-впадин с широко проявленными коническими, радиальными и реже

Рис. 2. Схема формирования обращенных центрально-кольцевых структур вулканического (а), вулканоплутонического (б) и плутонического (в) типов.

1 - породы фундамента;  
2 - доверхнепалеозойские сложения. Вулканиты: 3 - ранних ритмов; 4 - поздних ритмов орогенного вулканизма; 5 - субвулканические образования. Интрузии: 6 - гранодиоритов; 7 - лейкократовых гранитов; 8 - аляскитов; 9 - разломы, обычно фиксируемые дайками.



- кольцевыми расколами, вдоль которых расположены неки, субвулканические тела, конические дайки и интрузивы гранитоидов, иногда образующие центральные плутоны. Вулканизм этих структур характеризуется параксизмальными извержениями с образованием спекшихся туфов и игнимбритов, сопровождающимися кальдерообразными обрушениями. Состав вулканитов преимущественно дацит-липаритовый, комагматичные интрузивы сложены гранитами. Значительна роль синвулканических, точнее синмагматических разломов.

3. Основным элементом обращенных структур третьего, плутонического типа (см. рис. 2, в) является котлообразная депрессия-впадина, сопряженная с зонами кольцевых расколов (обычно даек), к которым приурочен изометричный куполовидный плутон. Иногда в их строении принимают участие кальдерообразные впадины более низкого порядка, заполненные игнимбритами и игниспумитами липаритового - трахилипаритового состава, местами контрастными по составу породами. Роль синмагматических разрывных нарушений в них очень велика. Несмотря

на присутствие в этих структурах, наряду с отрицательными, положительными форм (но не структур) – куполовидных эпизональных плутонов, – они относятся к классу обращенных, поскольку их становление обусловлено процессами обрушения на поверхностных и более глубоких уровнях.

Для обращенных структур характерно совмещение в пространстве различных типов с образованием сложных concentрических или эксцентрических систем (рис.3). В связи с этим, устанавливается во времени

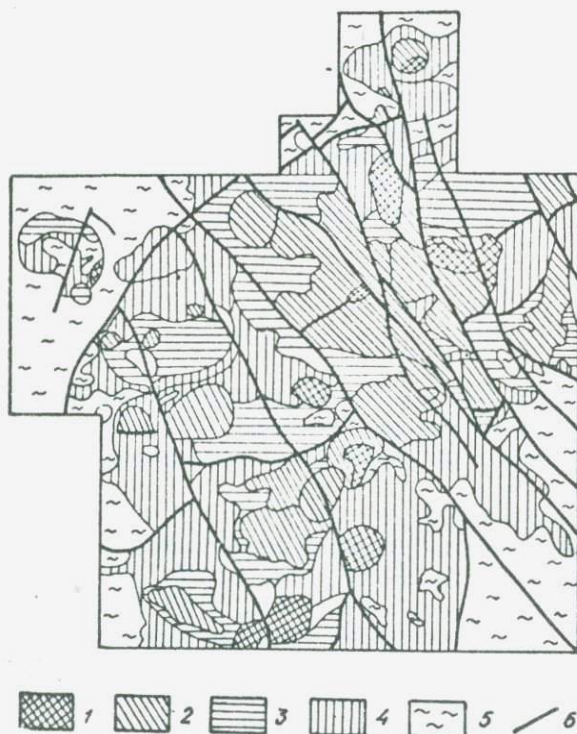


Рис. 3. Схема размещения кольцевых структур Токрауской впадины (Центральный Казахстан).  
 Типы структур: 1 – плутонический; 2 – вулканоплутонический; 3 – вулканический; 4 – допозднепалеозойские вулканогенные и интрузивные образования с реликтами структур вулканического типа; 5 – породы основания структур; 6 – разрывные нарушения.

эволюция типов структур с последовательной сменой вулканического типа вулканоплутоническим и затем плутоническим. В этом же направлении устанавливается уменьшение размеров структур, усложнение их

строения, переход от преимущественного развития вулканитов к преобладанию в их строении интрузивных пород, постепенная смена средних по составу пород кислыми, а затем ультракислыми и субщелочными, а также направленное изменение характера вулканитов.

Примерами сложных систем обращенных структур могут служить хорошо изученные сооружения Центрального Казахстана (Шарпенюк, 1976, 1979), Средней Азии (Арапов, 1974), Охотско-Чукотского вулканического пояса (Белый, Гельман, 1974) и другие.

Типы структур могут быть подразделены на подтипы, отражающие особенности развития конкретного участка Земли и различающиеся по размерам, морфологии отдельных элементов и структур в целом, по некоторым особенностям состава и фаций магматитов, соотношений (но не участия) в них глубинных и поверхностных фаций.

Выявленная закономерность – зависимость категорий, классов и типов структур от геодинамического режима – свойственна как складчатым поясам, так и платформам. По-видимому, она является универсальной как для локальных и региональных структур, так и для глобальных.

#### Л и т е р а т у р а

Арапов В.А. История развития Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса (Тянь-Шань). – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. (Тр. Первого всеос. палеовулкан. симп.). – М., 1974, с. 144–152.

Белый В.Ф., Гельман М.Л. Об отрицательных вулканоструктурах Охотско-Чукотского вулканического пояса. – Тр. Ин-та геологии и геофиз. СО АН СССР, 1974, вып.76, с.70–86.

Бородаевская М.Б., Требухин В.С., Контарь Е.С. Реконструкция девонских палеовулканов в Гайском рудном районе и их рудоносность (Южный Урал). – В кн.: Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. (Тр. ЦНИГРИ, вып.92). М., 1970, с.46–65.

Серавкин И.Б. Вулканические постройки и их роль в формировании рудоконтролирующих вулканотектонических структур в Западно-Баймакской рудной зоне. – В кн.: Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. – М., 1970, с.108–116.

Кавпов А.К., Каилов А.Д. Вулканотектоническая структура Акбастау-Кусмурунского рудного поля. – В кн.: Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1969, с.30–38.

Ш а р п е н о к Л.Н. Общие закономерности развития орогенного магматизма Центрального Казахстана и эволюция центрально-кольцевых структур. - В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана.-Ч.І. Алма-Ата, Наука, 1976, с.42-47.

Ш а р п е н о к Л.Н. Магматогенные кольцевые структуры.-Л.; Недра, 1979, 232 с.

О СВЯЗИ ОЛОВЯННОГО И ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ С  
ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИМИ И ВУЛКАНИЧЕСКИМИ АССОЦИАЦИЯМИ

В последние годы в геологической науке все более утверждается представление о тесной взаимосвязи между процессами интрузивного магматизма и вулканизма. Одной из наиболее характерных форм является вулканоплутоническая ассоциация. В пределах этих ассоциаций, на основе разработанных советскими исследователями структурно-геологических, минералого-петрографических и петрогеохимических критериев, однозначно устанавливается комагматичность эффузивных, субвулканических и интрузивных образований. Вулканоплутонические ассоциации, различающиеся по составу слагающих их пород, как правило, обладают одинаковой металлогенической спецификой, что еще раз подчеркивает существование тесной связи магматизма и рудообразующих процессов.

Проявление золото-серебряной и особенно оловянной минерализации в подавляющем большинстве случаев сопровождается формированием вулканоплутонических ассоциаций, в строении которых ведущая роль принадлежит продуктам кристаллизации кислых гранитоидных расплавов. Имеющиеся в распоряжении авторов материалы позволяют говорить о существовании, по крайней мере, двух типов рудоносных, в отношении указанных элементов, вулканоплутонических ассоциаций. К первому типу, условно названному нами "липарит-гранитным", относятся ассоциации, формирование которых начинается с дацитов или липаритов и завершается существенно калиевыми гранит-порфирами и лейкократовыми гранитами. Ранние эффузивные члены ассоциаций второго ("трахиандезит-монционитового") типа представлены трахиандезитами, реже трахибазальтами и сменяются затем более кремнекислыми разностями вулкаников, вплоть до трахилипаритов и риолитов. Интрузивные члены ассоциаций этого типа образуют последовательный ряд от монционитов до невадитовых гранит-порфиров, граносиенитов и местами лейкократовых гранитов.

Общезвестно, что петрографический облик ассоциаций в значительной мере определяется составом исходных расплавов, который, в свою очередь, обнаруживает существенную зависимость от способа и глубины их генерации. С этих позиций фиксирующееся разнообразие петрографического состава рудоносных вулканоплутонических ассоциаций можно рассматривать как свидетельство неодинакового генезиса их исходных расплавов (Руб, Павлов, 1978). Это подтверждается и некото-

рыми особенностями геологической обстановки формирования двух выделенных типов рудоносных вулканоплутонических ассоциаций. Так, ассоциации первого типа появляются на орогенном этапе развития геосинклинально-складчатых областей и при активизации относительно стабильных структурных элементов и блоков с относительно мощной континентальной корой. Ассоциации трахиандезит-монцититового типа, сопровождающиеся оловянным и серебряным оруденением, формируются только в связи с тектоно-магматической активизацией консолидированных блоков, в пределах которых фиксируется кора переходного типа или некоторое увеличение мощности "базальтового" слоя. В ряде случаев разломы, контролирующие распределение рудоносных магматических ассоциаций второго типа, определяют также и распределение продуктов базальтового магматизма.

Неодинаковое геологоструктурное положение каждого из выделенных типов рудоносных вулканоплутонических ассоциаций обычно сочетается с рядом минералого-петрографических и геохимических особенностей составляющих их пород. Особый интерес для расшифровки генезиса таких ассоциаций представляют отличия в составе некоторых одноименных породообразующих и акцессорных минералов. Так, биотиты липаритов и гранитов ассоциаций первого типа обладают высокой железистостью (коэффициент железистости 75-90 %). Содержание хрома в них не превышает 10 г/т, а никеля - 21 г/т. Биотиты пород ассоциаций второго типа более магниезальны (рис.1). Даже в биотитах постмагматических образований, сопровождающих ассоциации второго типа, установлены высокие содержания магния (до 12-14 % MgO). Биотиты пород второго типа отличаются повышенными количествами титана (4-5 %), хрома (67-200 г/т) и никеля (85-420 г/т).

Породы вулканоплутонических ассоциаций двух выделенных типов различаются и по составу таких первично магматических акцессорных минералов как гранаты и магнетиты (Руб и др., 1975, 1977). В ассоциациях липаритового типа акцессорные гранаты имеют существенно алмандиновый состав с небольшим количеством спессартинового компонента. Содержание алмандиновой составляющей в них достигает 85 %, а количество пиропового компонента обычно колеблется от 2-3 до 5-6 %. В то же время, в породах ассоциаций второго типа акцессорные гранаты имеют пиропальмандиновый состав с содержанием пироповой составляющей от 15 до 25 % (рис.2).

Акцессорные магнетиты также отчетливо разбиваются по составу на две группы. Магнетиты, присутствующие в породах ассоциаций первого типа, характеризуются низкими содержаниями титана (0,12-0,65 %), хрома (0,01-0,05 %), никеля (до 0,003 %), кобальта (до 0,001 %) и ванадия (до 0,33 %). Магнетиты, фиксирующиеся в мигматитах ассоциаций второго типа, характеризуются значительно более высокими

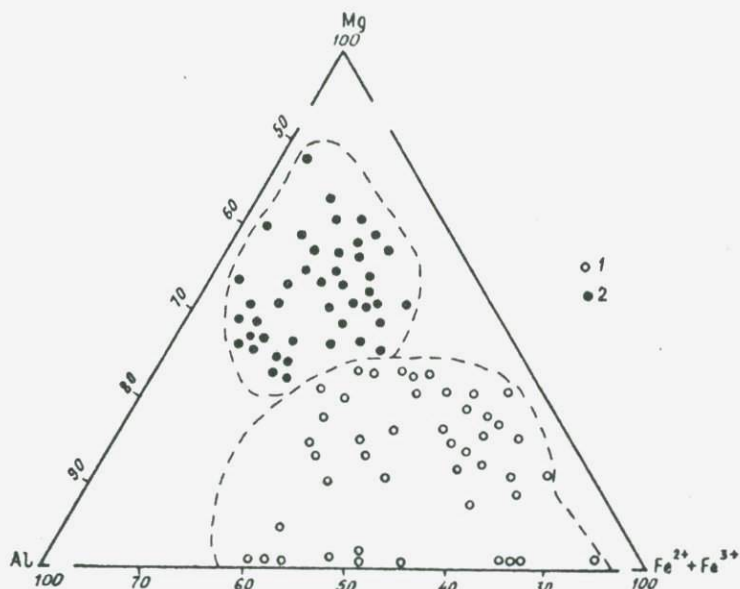


Рис. 1. Соотношение  $Al-Fe^{2+} + Fe^{3+}-Mg$  в биотитах оловяноносных вулcano-плутонических ассоциаций, возникших на сиалических коровых расплавах (1) и при дифференциации трахиандезитов (трахибазальтовых) магм (2).

концентрациями титана (I, 48–5,34 %), хрома (0,09–0,42 %), никеля (0,04) и ванадия (I, II–I,79 %). В ряде случаев эти магнетиты обогащены магнием и алюминием. Среди акцессорных минералов пород вулcano-плутонических ассоциаций второго типа нами (Руб и др., 1975) были обнаружены хромшпинелиды с высоким содержанием железа (51–70 %) и относительно низким хрома (18–23 %  $Cr_2O_3$ ).

Приведенные материалы по биотитам, акцессорным гранатам, магнетитам и хромшпинелидам дают достаточно веское основание связывать особенности состава этих минералов с глубинными генерациями и природой расплавов, за счет которых формировались рудоносные магматические комплексы. По имеющимся литературным и экспериментальным данным различных исследователей, кристаллизация бедных марганцем гранатов пироп-альмандинового состава происходит при давлении около 10 кбар. На основе этого, с учетом известных соотношений между общим давлением и расстоянием от поверхности Земли можно предполагать, что гранаты в расплавах, образовавших вулcano-плутонические ассоциации второго типа, начали кристаллизоваться на глубинах порядка 20–

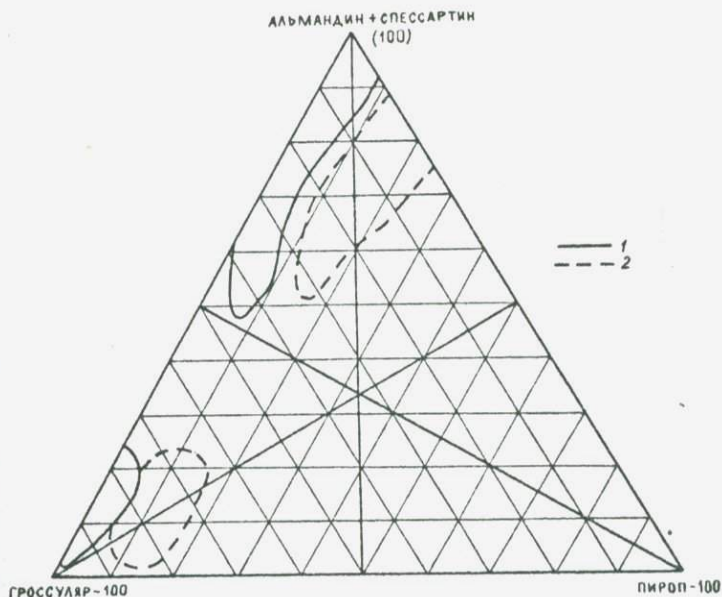


Рис. 2. Состав аксессуарных гранатов, представленный в виде отношений конечных молекул в оловяносных вулканоплутонических ассоциациях различных генетических типов. Контуры состава аксессуарных гранатов в магматических породах, образовавшихся при дифференциации трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы (1) и из сиалических (корových) расплавов (2).

30 км. Следовательно, указанные цифры отражают верхний предел возможной глубины зарождения исходных расплавов.

Различная глубина зарождения расплавов находит отражение и в особенностях химизма пород, рассматриваемых рудоносных вулканоплутонических ассоциаций, что позволяет говорить о возможной связи их с различными по генезису исходными расплавами. Ассоциации первого типа являются производными палингенных, существенно сиалических корových расплавов, тогда как ассоциации второго типа возникли за счет эволюции более глубинных магм. Судя по характеру наиболее ранних членов вулканических составляющих, первичный состав подобных магм, скорее всего, отвечал несколько обогащенным калием андезито-базальтам (до трахиандезитов).

В настоящее время временную и пространственную сопряженность подавляющего большинства оловяносных и серебряных месторождений с вулканоплутоническими ассоциациями многие отечественные и зарубежные исследователи рассматривают как отражение более тесной (генетической или парагенетической) связи между магматизмом и оруденением.

Вместе с тем, многие вопросы, касающиеся форм этой связи, трактуются неоднозначно. Одним из наиболее существенных является вопрос о роли магматических расплавов как возможных источников рудообразующих компонентов. В большинстве случаев авторы работ в той или иной степени касающихся данного вопроса, склонны рассматривать магматические расплавы как главные источники рудных элементов и флюидов. Подобные выводы, применительно к олову, обычно базируются на том, что сопровождающиеся оловянной минерализацией магматические ассоциации, независимо от их возраста и геолого-структурного положения, сохраняют ряд общих специфических признаков состава. В частности, породы таких ассоциаций, среди которых резко преобладают гранитоиды, постоянно отличаются повышенной калиевой щелочностью, обогащенностью летучими и оловом, концентрация и дисперсия содержания которых повышается в наиболее поздних кислых дифференциатах. Именно на основе указанных устойчивых признаков состава разработано представление о металлогенической специализации, т.е. способности концентрировать и отделять рудные элементы и летучие компоненты с образованием определенных типов рудной, в том числе оловянной минерализации (Коптев-Дворников, Руб, 1965). Эта способность определяется рядом факторов, среди которых большая роль принадлежит составу исходного расплава, масштабам проявления кристаллизационной и эманационной дифференциации (Руб, Коптев-Дворников, 1970; Таусон, 1977 и др.).

Вместе с тем, высказывается и точка зрения, согласно которой магматическим расплавам отводится лишь роль генераторов тепла и активизирующего начала при мобилизации рудного вещества из вмещающих пород (Василенко, 1978; Горьковец, 1979 и др.). Однако о магматической природе олова свидетельствуют повышенные содержания его в породообразующих и акцессорных минералах, кристаллизующихся в магматическую стадию.

Проведенное нами изучение форм вхождения олова в породообразующие (биотиты) и акцессорные (циркон, апатиты) минералы оловоносных вулканоплутонических ассоциаций показало, что в незначительном количестве оно присутствует в них в виде изоморфной примеси, но главным концентратом являются присутствующие в них микровключения касситерита.

При формировании рассматриваемых рудоносных вулканоплутонических ассоциаций большую роль играли летучие. Значительное количество летучих в породах рассматриваемых ассоциаций входит в состав породообразующих минералов (биотита и роговой обманки) и является одним из компонентов газовых и газовой-жидких включений, главным образом, в кварце. Кроме того, большое количество летучих, отражающих компонентный состав флюидов в исходных расплавах, сосредоточено в таких акцессорных минералах, как апатит, флюорит, топаз, турмалин.

Сказанное может быть проиллюстрировано на примере некоторых рудных районов Востока СССР. Так, в Хингано-Олонойском районе (Хабаровский край) в конце раннего мела сформировалась вулканоплутоническая ассоциация, включающая липариты и игнимбриты обманийской свиты и комагматичные им гранит-порфиры. Породы ассоциации характеризуются повышенным содержанием кремнезема (до 77 %) и калия (до 5,5 %), а их ведущими акцессорными элементами являются фтор, олово, иттрий и индий. При этом значение средних содержаний фтора и олова закономерно повышается от вулканитов к гранит-порфирам. Наиболее распространенные акцессорные минералы пород ассоциации — циркон, апатит, монацит, флюорит, касситерит и др., причем в цирконах гранит-порфиров присутствуют микровключения касситерита.

В ходе формирования вулканоплутонической ассоциации Хингано-Олонойского района происходило последовательное обогащение флюидной фазы палингенного гранитного расплава фтором, оловом и индием. Выделение рудоносных флюидов из расплава происходило неоднократно. На первом этапе оно имело место в ходе формирования вулканических членов ассоциации и привело к образованию оловянной минерализации риолитового типа (Джалиндинское месторождение), для которого устанавливается пространственная и генетическая связь с образованиями жерловых фаций. Второй этап выделения рудоносных растворов фиксируется после интрузий гранит-порфиров, когда сформировались штокверковые малосульфидные касситеритовые руды с относительно повышенным содержанием в них фтора и индия (Хинганское месторождение). Этот тип оруденения парагенетически связан с гранит-порфирами.

Сходный характер связи с вулканоплутоническими ассоциациями имеет оловянная минерализация в Кавалеровском (Приморье) и Комсомольском рудных районах. Здесь в составе вулканоплутонических ассоциаций принимают участие породы трахиандезитового ряда и гранитоиды повышенной основности, что, на наш взгляд, и обусловило проявление в связи с ними оруденения, принадлежащего касситерит-силикатной формации. Породы подобных ассоциаций характеризуются повышенной калиевой щелочностью, высокой магнезиальностью, низкой степенью окисления железа, наличием среди акцессориев титанистой хромшпинели и магнетита с повышенным содержанием ванадия, хрома, титана, никеля и рядом других признаков, позволяющих связывать их образование с проявлением глубинных трахиандезитовых (или трахибазальтовых) магм.

В отличие от оловянной, золото-серебряная минерализация Востока СССР чаще всего обнаруживает парагенетическую связь с ассоциациями, в которых резко преобладают вулканические и субвулканические образования. В составе таких ассоциаций присутствуют кислые эффузивы калиевого (до 6 %  $K_2O$ ) ряда и комагматичные им субвулканические тела санидиновых (с адуляром) гранит-порфиров. Ведущими элементами—

примесями липаритов и гранит-порфиров являются редкие щелочи, фтор, хлор, серебро, которые отмечаются и в составе руд, обнаруживающих признаки пространственной связи с санидиновыми гранит-порфирами и зонами адуляризации.

Приведенные примеры указывают на необходимость комплексного подхода к выяснению форм связи оловянного и золото-серебряного оруденения с вулкано-плутоническими ассоциациями.

### Л и т е р а т у р а

В а с и л е н к о В.П. Актуальные проблемы изучения оловянных месторождений Приморья. - В кн.: Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток, 1978.

Г а р ь к о в е ц В.Г. Об источниках рудного вещества. - Геология рудных месторождений, 1979, № 6.

К о п т е в - Д в о р н и к о в В.С., Р у б М.Г. Критерия связи оруденения с интрузивными комплексами. - В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов М., Недра, 1965.

Р у б М.Г., К о п т е в - Д в о р н и к о в В.С. Геохимические критерии потенциально рудоносных гранитоидов. - В кн.: Геохимические критерии потенциально рудоносных гранитоидов. Иркутск, 1970.

Р у б М.Г., Г л а д к о в Н.Г., П а в л о в В.А., Т р о н е в а Н.В. Акцессорные магнетиты и хромшпинелиды как индикаторы генезиса магматических пород. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 10.

Р у б М.Г., А ш и х м и н а Н.А., Г л а д к о в Н.Г., П а в л о в В.А., Т р о н е в а Н.В. Типоморфные особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов. - В кн.: Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. - М., Наука, 1977.

Р у б М.Г., П а в л о в В.А. Генетические типы рудоносных (Sn, W) гранитоидов и критерии связи с ними оруденения. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе, Илим, 1978.

Т а у с о н Л.В. Геохимические типы потенциально рудоносных гранитоидов. - М., Наука, 1977.

ВУЛКАНИЗМ И ФОРМИРОВАНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЗЕМЛИ

Необычайно широким стал в наши дни фронт поиска нефти и газа на континентах и шельфе Мирового океана. Теория тектоники плит, совершившая революцию во многих отраслях геологии, и те многочисленные исследования, которые выполнены на ее базе, ставят при поисках и разведке нефти и газа на суше и в море в центр внимания геодинамически активные пояса Земли нынешней и минувших геологических эпох. С одной стороны, изучение этих поясов дает возможность лучше познать особенности геологического строения и структурно-тектонической эволюции крупных блоков земной коры, например, генезис, жизнь и коллапс континентов или их отдельных частей. С другой стороны, с этими подвижными областями связаны промышленные месторождения многих полезных ископаемых, среди которых и такие ценные как нефть и природный газ.

Осадочные бассейны, которые пока являются главным местоположением известных промышленных ресурсов нефти и газа, в той или иной мере генетически связаны с рифтами и палеорифтами, с зонами субдукции, либо с трансформными разломами, расположенными на континентах и в акватории Мирового океана. Во многих из них формирование нефтегазоносности происходило с участием вулканизма или палеовулканизма и, согласно нашему анализу, осадочные бассейны данного типа размещаются в геодинамически активных поясах различных видов.

Вулканизм и формирование нефтегазоносности установлены в области таких рифтов и палеорифтов, как Адриатический, Валенсийский, Западно-Шотландский, Иблейский, Лиманский, Мидлендский, Паннонский, Припятско-Днепровско-Донецкий, Причерноморско-Крымский, Рейнский, Североморский, Сицилийский, Тимано-Печерский, Тюрингский, Анадырский, Восточно-Гобийский, Восточно-Яванский, Западно-Сибирский, Западно-Яванский, Камбейский, Красноморско-Левантийский, Ленско-Тунгусский, Мартабанский, Северо-Суматранский, Сиамский (Тайландский), Сялюский, Сычуанский, Тонкинский, Филиппинский, Хейлунцзянский, Центрально-Иранский, Центрально-Камчатский (Ольторско-Камчатский), Центрально- и Южно-Суматранский, Амадейский, Таранакский, Азорско-Гибралтарский, Западно-Мадагаскарский, Камерунский, Могадирский, Сиртский и Центрально-Алжирский, Анадаркский, Алпалачский, Бургос-

ский, Веракрусский, Восточно-Канадский, Галф-Костский, Иллинойский, Кордильерский, Лабладорский, Маккензи-Бофортский, Мичиганский, Нью-фаундлендско-Флоридский, Салинадель-Истмо, Свердрупский, Тампико-Тухпамский, Амазонский, Венесуэльского залива Мекитиньоньский, Комодоро-Ривадавийский (Сан-Хохре), Кумурухатибский, Маракаибский, Паранский, Эспириту Санту и шельфового ледника Росса. Эти рифты и палеорифты являются кратонными либо эпирогенными.

Вулканизм и формирование нефтегазоносности установлены и в области таких трансформных разломов, как Сан-Андреас в Калифорнии и Южноморский (Магелланов). Однако они более характерны для зон субдукции и палеосубдукции, к которым мы относим Восточно-Словацкую, Карпато-Балканскую, Предкавказскую, Предкарпатско-Балканскую и Трансильванскую, Апшеронскую, Западно-Туркменскую, Курило-Камчатскую, Куриинскую, Мератусскую (Барито), Сахалинско-Японскую, Тайваньскую, Арафурскую, Тонга-Кермадекскую, Предрифскую, залива Кука, Каталла-Якатагскую, Колвиллскую, Западномартиникскую, Северо- и Юнокубинскую, Гаякильскую, Магдаленскую и Предандийскую.

Связь вулканизма с формированием нефтегазоносности осадочных бассейнов, находящихся в подвижных областях Земли, различна. Вулканизм (палеовулканизм) часто генерирует нефтяные и газовые породные коллекторы, к которым относятся базальты, трахибазальты, андезиты и трахиандезиты, габбро, диабазы, дациты, спилит-кератофиры, трахиты, сиениты, долериты, гипериты, слезяные перидотиты, обсидианы, серпентиниты, порфириты и риолиты, различного состава агломераты, туфобрекчии, туфолавы, туфы, вулканические лавы и пеплы, а также вулканогенно-осадочные породы — конгломераты, гравелиты, песчаники и туффи-ты. Они образуют различные геологические тела и залегают в виде погребенных или современных вулканических конусов, стратовулканов лакколитов, лополитов, штоков, некков, силлов, даек, траппов, лавовых потоков и покровов, пластов и линз. Нефть, природный газ, озокерит и асфальт в этих породах аккумуляруются в порах, жеодах, кавернах, полостях миндалин, трещинах и жилах.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы и формации нередко служат в качестве покрышек и латеральных экранов, сохраняющих промышленные залежи нефти и газа от разрушения и рассеивания. Вулканические образования могут служить и природными путями миграции нефти и газа. Это видно, например, в очень богатой нефтью и газом области Тампико-Тухпам (Мексика), где имеются десятки тысяч действующих естественных выходов нефти и асфальта в базальтах, андезитах, трахитах, сиенитах и долеритах. Здесь же установлена и широкая региональная связь промышленных (в том числе гигантских) скоплений нефти и газа с базальтовыми и андезитовыми штоками, а также с силами габбро в месторождениях Эбано-Пануко, Лос-Наранхос, Тлякопала, Касьяно,

Алямо, Фурберо, Чапопоте, Серро Асуль, Серро Вьехо и Хуан-Гелипе.

Пути миграции нефти и природного газа являются и жерла действующих и потухших вулканов, а также грейзенов. Например, жидкую нефть и твердый парафин находили в свежеизлившимся базальтовых лавах и шлаках Этны, Стромболи, Везувия, некоторых яванских вулканов и гидротермах вулкана Узон на Камчатке. В газовых эманациях вулкана Новая Эрупта на Аляске концентрации метана лежат в границах 4–14 %, а в газе из гейзеров Гейзерной долины в Калифорнии его содержание равно 15 %. Еще больше метана обнаружено в эманациях вулкана Мон-Пеле на Мартинике и в газах, выделяющихся во время подводного вулканического извержения в море у Азорских островов.

Не менее интересные факты установлены Е.К.Мархининым и Р.А.Шуваловым в 1973 г. во время извержения вулкана Тятя на о-ве Кунашире. Например, в раскаленных до 400°C газовых струях, выходящих из трещин около кратеров Тяти, обнаружены водород и метан, а в вулканическом пепле, выпавшем из палящей газовой-пепловой тучи в специально установленные стерильные емкости А.И.Збруевой выявлены абиогенные аминокислоты – аланин, аспаргиновая и глутаминовая кислоты, треонин, серин, валин и цистин. Из собранного пепла выделено 0,04 % абиогенных органических соединений. Тятя в 1973 г. изверг около  $2 \cdot 10^8 \text{ м}^3$  пепла и около  $5 \cdot 10^9 \text{ м}^3$  явильного вулканического газа, содержащих в общей сложности около 100 тыс. т органических соединений, образовавшихся из вулканических газов ( $\text{CH}_4$  и др.). Все действующие ныне на нашей планете вулканы извергают ежегодно в среднем около  $3 \cdot 10^9$  т вулканического пепла и  $10^6$  т органических абиогенных соединений, в том числе около  $3,3 \cdot 10^5$  т углеводов (Мархинин, 1974).

Согласно нашему анализу, в геологических провинциях, приуроченных к рифтовым и палеорифтовым системам, трансформным разломам и зонам субдукции, выявлено и разрабатывается не менее 135 промышленных месторождений нефти, природного газа и асфальта, полностью или частично аккумулярованных в вулканических и вулканогенно-осадочных комплексах. Из них в Северной Америке (Канада, США и Мексика) – 30, Центральной Америке (Куба) – 6, Южной Америке (Эквадор, Венесуэла, Аргентина, Чили) – 35, Африке (Алжир, Ливия, Мадагаскар) – 3, Азии (МНР, Иран, Индонезия, Япония) – 21, Австралии (Новая Зеландия) – 3 и Европе (Великобритания, Югославия, Венгрия, Италия, Чехословакия) – 37 месторождений нефти, природного газа и асфальта.

В частности, к ним относятся такие зарубежные нефтяные гиганты, как Хьюгтон-Пенхендл (253 млн. т нефти и 2 трин. м<sup>3</sup> газа), Хасси-Мессоуд (1491 млн. т), Ауджила-Нафора-Амаль (768 млн. т), Фотис (405 млн. т), Поса-Рика (272 млн. т нефти и 120 млрд. м<sup>3</sup> газа), Эбано-Пануко (176 млн. т), Пайпер (170 млн. т), Наранхос-Серро Асуль (157 млн. т), Керн-Ривер (145 млн. т), Мендоса (70 млн. т), и такие зарубежные га-

зовые монстры, как Леман-Бенк (341 млрд.м<sup>3</sup>), Мауи (283 млрд.м<sup>3</sup>), Индифейтгейбл (256 млрд.м<sup>3</sup>), Викинг (142 млрд.м<sup>3</sup>), Сараджи (142 млрд.м<sup>3</sup>), Уэст-Соул (122 млрд.м<sup>3</sup>), Хьюит (119 млрд.м<sup>3</sup>) и Ниигата (70 млрд.м<sup>3</sup>). Суммарные начальные извлекаемые разведенные запасы, сосредоточенные только в этих 18 гигантских месторождениях, равны 3907 млн.т. нефти и 3595 млрд.м<sup>3</sup> газа.

Более полную оценку масштабов формирования промышленной нефтегазоносности в генетической связи с вулканизмом в осадочных бассейнах рифтогенного, трансформного и субдукционного типов дадут и совокупные начальные извлекаемые разведенные запасы нефти и газа (табл. I).

Таблица I

Начальные суммарные извлекаемые разведенные запасы нефти и природного газа зарубежных стран в осадочных бассейнах, характеризующихся вулканизмом или палеовулканизмом (составил В.А.Крамшкйн, 1980 г.)

| Континенты и страны   | Суммарные начальные извлекаемые запасы |                         |
|-----------------------|--|-------------------------|
|                       | нефть, млн.т                           | газ млрд.м <sup>3</sup> |
| I                     | 2                                      | 3                       |
| I. Австралия          | 442,1                                  | 654,0                   |
| 1. Австралия          | 14,1                                   | 25,5                    |
| 2. Индонезия          | 390,5                                  | 453,0                   |
| 3. Новая Зеландия     | 26,0                                   | 175,0                   |
| 4. Филиппины          | 11,5                                   | 0,5                     |
| II. Азия              | 250,6                                  | 482,0                   |
| 5. Иран               | -                                      | 142,0                   |
| 6. Сирия              | 234,5                                  | 50,0                    |
| 7. Тайланд            | 0,1                                    | 187,0                   |
| 8. Тайвань            | 2,0                                    | 23,0                    |
| 9. Япония             | 14,0                                   | 80,0                    |
| III. Америка Северная | 7234,8                                 |                         |
| 10. Канада            | -                                      | 570,0                   |
| 11. Мексика           | 609,3                                  | 413,5                   |
| 12. США               | 6625,5                                 | 6427,5                  |
| IV. Америка Южная     | 5314,3                                 | 1114,6                  |
| 13. Аргентина         | 311,2                                  | 193,0                   |
| 14. Бразилия          | 194,7                                  | 25,0                    |
| 15. Венесуэла         | 4586,8                                 | 768,6                   |

| I                                    | 2       | 3      |
|--------------------------------------|---------|--------|
| 16. Колумбия                         | 196,6   | 72,0   |
| 17. Чили                             | 25,0    | 56,0   |
| У. Антарктида                        |         |        |
| 18. Бассейн шельфового ледника Росса | -       | 68,7   |
| У1. Африка                           | 35262,3 | 339,8  |
| 19. Алжир                            | 1539,7  | -      |
| 20. Ливия                            | 3722,6  | 339,8  |
| 21. Мадагаскар                       | 30000,0 | -      |
| УП. Европа                           | 4110,9  | 4445,5 |
| 22. Великобритания                   | 3011,5  | 1517,5 |
| 23. Венгрия                          | 43,0    | 121,0  |
| 24. Испания                          | 110,8   | 14,0   |
| 25. Италия                           | 75,0    | 30,0   |
| 26. Нидерланды                       | -       | 1905,0 |
| 27. Норвегия                         | 822,6   | 797,5  |
| 28. Чехословакия                     | -       | 19,0   |
| 29. Югославия                        | 48,0    | 42,0   |

Примечание. Запасы нефти и газа для таких стран, как Австралия, Алжир, Бразилия, Великобритания, Венесуэла, Индонезия, Иран, Италия, Канада, Колумбия, Ливия, Мадагаскар, Мексика, Нидерланды, Норвегия и США даны в виде суммы запасов наиболее крупных месторождений (Крашкнн, Клочкн, 1977; Крашкнн и др., 1978; International..., 1977).

Как видно из этой таблицы мировые суммарные начальные извлекаемые запасы нефти и газа, сосредоточенные в рифтовых, трансформных и субдукционных осадочных бассейнах с установленным вулканизмом или палеовулканизмом, соответственно составляет 52.615 млн. т и 14.515,6 млрд. м<sup>3</sup>. При этом, здесь не учтены запасы нефти и газа в аналогичных бассейнах Марокко, Мартиники, Камеруна, Кубы, Португалии, о-ов Тонга-Кемадек, Болгарии, Румынии, МНР, КНР и СССР. Нет опубликованных официальных данных и о запасах нефти и газа Аппалачей, Грейт-Бейсн, Снейк-Ривер, Колумбийского плато, Лабрадорского моря, Ньюфаундленда, Амазонки, Мартабанского и Тонкинского заливов, что не дает возможности количественно оценить в глобальном масштабе все связи вулканизма

(палеовулканизма) с формированием нефтегазоносности в подвижных областях Земли.

Исходя из сказанного, нельзя не принять весьма значительную роль вулканизма и палеовулканизма в формировании нефтегазоносности многих подвижных областей Земли. Об этом свидетельствуют как мировые запасы нефти (52.615 млн.т) и газа (14.515 млрд.м<sup>3</sup>) в осадочных бассейнах, "зараженных" вулканизмом или палеовулканизмом, так и приуроченность этих бассейнов ко всем континентам, их шельфу и некоторым островным вулканическим дугам, расположенным в океане.

Важное значение имеет выяснение наиболее благоприятных для нефтегазоаккумуляции областей Земли. В результате осуществленного нами анализа установлено, что на долю рифтогенных осадочных бассейнов (с вулканизмом или палеовулканизмом) приходится около 94, трансформных - 5 и субдукционных - около 1 % запасов нефти, считая от их суммы, равной 52.615 млн.т. Почти аналогично размещаются и запасы природного газа: 94,5 % их сосредоточено в рифтогенных осадочных бассейнах с вулканизмом (палеовулканизмом), 2,5 % - в субдукционных и 3 % - в сдвиговых (трансформных) бассейнах с вулканизмом или палеовулканизмом.

Таблица 2

Размещение запасов нефти и природного газа в осадочных бассейнах континентов и их шельфа (составил В.А.Кракшкян, 1980 г.).

| Генетические типы нефтегазоносных бассейнов (с точки зрения тектоники плит и дрейфа континентов) | Суммарные начальные разведанные извлекаемые запасы <sup>x</sup> |        |                     |        |
|--|---|--------|---------------------|--------|
|  | Нефть   |        | Природный газ       |        |
|  | млн.т   | вес. % | млрд м <sup>3</sup> | вес. % |
| I. Бассейны рифтовых долин раздвигания   | 49327,4*  | <94,0  | 13739,5             | 94,5   |
| а) эпиконтинентальные  | 37823,5*  | <72,0  | 4997,5              | 34,5   |
| б) интраконтинентальные  | 6414,1  | 12,0   | 7246,2              | 50,0   |
| в) эпиорогенные  | 5089,8  | 10,0   | 1495,8              | 10,0   |
| II. Субдукционные бассейны   | 566,3   | >1,0   | 356,7               | 2,5    |
| III. Сдвиговые (трансформные) бассейны   | 2721,3  | 5,0    | 419,4               | 3,0    |

Примечание: \* - без СССР, МНР, КНР, Кубы, Марокко, Мартиники, Португалии, Камеруна, Болгарии и Румынии

Эти генеральные закономерности находят объяснение лишь с позиций гипотезы неорганического происхождения нефти и газа, т.е. синтеза их в верхней мантии Земли и последующей восходящей миграции по глубинным разломам, представляющим главный элемент всех типов подвижных областей Земли, а также их комбинаций. Наиболее интересными примерами в этом смысле, бесспорно доказывающими неорганический генезис нефти и природного газа в связи с вулканизмом в осадочных бассейнах, являются о-ва Сицилия и Мадагаскар. На первом из них уже открыты и разрабатываются газовые месторождения Бронте, Катания, Чизина, Сан-Николо и Гальяно, тугим ожерельем обрамляющие вулканическую постройку огнедышащей Этны, которая располагается на линии регионального глубинного разлома Мессина-Этна-Комизо.

Другим примером этого же рода является Западный Мадагаскар с его рифтовой зоной. Здесь вулканические дайки, рассекающие нефтеносную осадочную толщу, ассоциируются как с естественными высачиваниями нефти и асфальта, так и с широким развитием мощных нефтяных ("асфальтовых") песков. И чем многочисленнее дайки базальтов, тем больше площадь развития нефтеносных, "асфальтоносных" песков, естественных активных нефтепроявлений и их богатство. Наиболее интенсивное проявление палеовулканизма приходится здесь на район Бемоланги, где геологические запасы нефти и асфальта оцениваются в 30 млрд. т.

Изложенный выше материал и выводы являются результатом анализа обширных исследований (Крашшкин, 1975; Крашшкин, Клочко, 1977; Крашшкин и др., 1978; Крашшкин, Клочко, 1980; Мархинин, 1974; Милановский, 1976; Symposium., 1932; International., 1977).

#### Л и т е р а т у р а

Крашшкин В.А. К проблеме промышленной нефтегазоносности вулканогенных и вулканогенно-терригенных пород и формаций. - В кн.: Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев, Наукова думка, 1975, с.142-160.

Крашшкин В.А., Клочко В.П. О нефтегазоносности вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород и комплексов. - В кн.: Геологические критерии поисков новых объектов на нефть и газ на территории Украины. Киев, Наукова думка, 1977, с.79-86.

Крашшкин В.А., Клочко В.П., Порфирьев В.Б. и др. Строение и нефтегазоносность северной части Черного моря и сопредельных территорий. Киев, Наукова думка, 1978, 160 с.

Крашшкин В.А., Клочко В.П. Вулканизм и формирование нефтегазоносности подвижных областей Земли. - В кн.: Мезо-кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые. (I симпозиум У всесоюзн. совещ. "Вулканизм и формирование полезных ископаемых

в подвижных областях Земли" 14-16 октября 1980 г. Тезисы докл.). Тбилиси, Мецниереба, 1980, с.69-70.

М а р х и н и н Е.К. Предбиологические соединения в пепле вулкана. - Природа, 1974, № 8, с.71-78.

М и л а н о в с к и й Е.Е. Рифтовые зоны континентов.-М., Недра, 1976, 273 с.

International petroleum encyclopedia /Editor G.C.Mc Caslin. Tulsa (Okla.), Petroleum Publishing Co., 1977, pp.227-242,260-281.

Symposium on occurrence of petroleum in igneous and metamorphic rocks. - Amer. Assoc.Petrol. Geol., 1932, vol.16,NB, p.717-858.

## ГЕОДИНАМИКА НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА КАМЧАТКИ

Относительно происхождения и эволюции островных дуг высказано несколько точек зрения (Белоусов, 1966; Белоусов, Рудич, 1960; Пейле и др., 1971; Марков, 1975). Работы последних лет содержат ряд аргументов за существование на Восточной Камчатке в предгеосинклинальный период континентальной коры (Балеста и др., 1977; Утнасин и др., 1974; Ермаков и др., 1975; Шульдинер и др., 1979). Среди вулканических пород здесь обнаружены включения гранитоидов и типичных метаморфических пород гранитного слоя, аналогичных породам Среднего массива метаморфид (Вольнец и др., 1978; также наши данные). Поэтому ограничимся лишь рассмотрением той точки зрения, в которой формирование островных дуг, в данном случае дуг I типа, связывается с наложением глубинных разломов на континентальные окраины (Белоусов, 1966; Белоусов, Рудич, 1960). В. В. Белоусов (1978) рассматривает развитие островных дуг в рамках эндогенного режима тихоокеанских окраин. По его мнению этот режим характеризуется преобладанием опусканий над поднятиями и в то же время очень большой контрастностью колебательных движений; среди магматитов преобладают породы среднего и кислого состава. По некоторым другим параметрам этот режим похож на орогенный и рифтовый режимы.

Среди геологов широко распространены взгляды о развитии на Камчатке разного рода наложенных или сосуществующих явлений, например, орогенеза или субплатформенного режима и тектонической активизации (Геология СССР, т. XXXI, 1964). Высказано мнение о том, что Восточная Камчатка еще в позднем плиоцене являлась современной геосинклиналью (Горячев, 1966).

В настоящей работе мы попытались оценить геодинамические условия вулканизма на Камчатке в новейшее время, комплексно используя новые данные по тектонике и формациям.

## I. Тектонические структуры вулканических зон Камчатки

В большинстве работ последних лет территория Камчатки, занятая вулканическими зонами (поясами) рассматривается в новейший этап ее развития как орогенная структура (Малеев, 1974; Святловский, 1967; Шанцер и др., 1965; История развития ..., 1974). Признаками ороге-

неза являются существенно молассовый набор континентальных осадочных формаций межгорных впадин и преимущественная роль поднятий в развитии территории. Начало орогенеза приходится на границу миоцена и плиоцена, при этом орогенез сменяет постинверсионную стадию развития геосинклинали, представленную на Восточной Камчатке образованиями нижней молассовой формации (тхивской серии), претерпевшими фазу складчатости (А.Е.Шандер, Э.Н.Эрлих и др., в кн.: История развития ... 1974).

Хотя орогенные структуры в ряде случаев наложены на структуры предшествующих стадий, в своих основных чертах они, однако, остаются наследованными, то есть орогенез Камчатки является эпигеосинклинальным. Наши представления о стадиях орогенеза на Восточной Камчатке показаны в таблице. От ранней к поздней стадии сокращается площадь прогибания и увеличивается интенсивность общего поднятия. С позднего плиоцена к настоящему времени в объеме формаций уменьшается доля пород среднекислого состава.

Ряд геологических признаков, характерных для новейшего периода истории Камчатки, необъясним, однако, с позиций орогенеза. Таковы — наличие протяженной системы грабенов и значительная роль в них базитового вулканизма. Рассмотрение этих признаков привело к представлению о проявлении на Камчатке рифтогенеза, наложенного на орогенные структуры (Милановский и др., 1973; Ермаков и др., 1974). Стадии развития рифтогенеза на Камчатке показаны в таблице. Поскольку в данной статье нас в основном интересуют эти рифтовые структуры и связанный с ними вулканизм, остановимся подробнее на их характеристике.

Основным элементом тектоники рифтов являются глубинные разломы, определяющие главные особенности их строения и магнетизма. Из локальных структур в пределах рифтов необходимо выделить поднятия и впадины, а также дизъюнктивные структуры; системы широтных зон разломов и разломов СВ и СЗ простираний.

Глубинные разломы были выделены по распространению полей шлаковых конусов и крупных вулканов центрального типа, образующих протяженные формации базитов в центральных, продольных частях грабенов (Ермаков и др., 1974). В настоящее время в отдельных районах глубинные разломы изучены и подтверждены работами ИСЗ (Утнасин и др., 1974; Балеста и др., 1977). Глубинные разломы расположены в осевых частях грабенов и имеют в целом аналогичное этим грабенам простирание. Ширина зон разломов на поверхности, по-видимому, не превышает одного или нескольких километров. Глубинные разломы, как можно об этом судить по проявлениям вулканизма, относятся к раздвигам (по В.В.Балусову). Некоторые аспекты динамики глубинных разломов были изучены при извержении в региональной зоне шлаковых конусов Толбачикского

дола в 1975–1976 гг. (Федотов, 1976б). Глубинные разломы наиболее ярко проявлены в рифтах Срединного хребта и ЦКД, что выражается в широком распространении здесь формаций базитов. В рифтах Восточной и Южной Камчатки проявления глубинных разломов на поверхности эпизодичны и (или) менее масштабны, чем в первых двух рифтах. На Восточной Камчатке глубинный разлом южнее вулкана Крашенинникова выражен эпизодическими проявлениями базальтов вулканов Кихпинича, Малого Семьячика, Литмара, ареальным полем Дзенур–Купановской группы, Кориковского. Важно отметить, что работы ИСЗ не подтвердили глубинной природы разломов, ограничивающих Восточно-Камчатский и Срединный хребты со стороны ЦКД (в районе хребта Кумроч и Ганальского хребта), а также не указали на существование глубинных разломов в районах развития андезитового вулканизма (Авачинская группа вулканов и вулканы ряда Безымянный – Малая Удина в Ключевской группе вулканов). Разломы ограничения ЦКД в районе Ганальского хребта наложены на древние структуры Малко-Петропавловской зоны, что свидетельствует о молодом, по-видимому, позднемиоценовом возрасте заложения северо-восточной структуры депрессии.

На рис. 1 приводится разрез через Ключевскую группу вулканов, приблизительно по широте р. Студеной вдоль профиля ИСЗ, показывающий взаимоотношение глубинного разлома и локальных структур в этом районе. Для построения глубоких частей разреза использованы данные Утнасина и др. (1974), Поташьева (1975). На разрезе показан магматический очаг в коре и участки размягчения или начального плавления в земной коре и мантии, выделенные по частичному поглощению энергии сейсмических волн (с учетом данных А.И. Фарберова и др., 1974; М.И. Зубина и др., 1976; Ермакова и др., 1975). Плотности пород подобраны по материалам изучения включений ксенолитов в вулканитах в соответствии с гравиметрическими данными (Фарберов и др., 1978).

Положение кровли консолидированного фундамента хорошо показывает симметричное строение геосинклинали Восточной Камчатки с офиолитовой формацией ( $K_2$  ?) под Ключевской группой вулканов (Ермаков, Святловский и др., 1974). Слои пород позднемиоценового и палеогенового времени относятся к геосинклинальной стадии, в то время, как более молодые породы ( $N_2 - Q$ ), слагающие преимущественно грубую вулкано-осадочную или верхнюю молассу к орогенной стадии развития структуры. Структуры новейших, в т.ч. современных, поднятий и впадин по знаку движений и частично по площади наследуют структуры предшествовавшей постинверсионной стадии развития геосинклинали.

Поднятия в пределах рифтов особенно характерны для ЦКД и Южной Камчатки. Как можно судить по гравиметрическим данным (Балеста, Зубин и др., 1977), молодые четвертичные поднятия часто пространственно совмещены с поднятиями более раннего возраста и, по-видимому, их

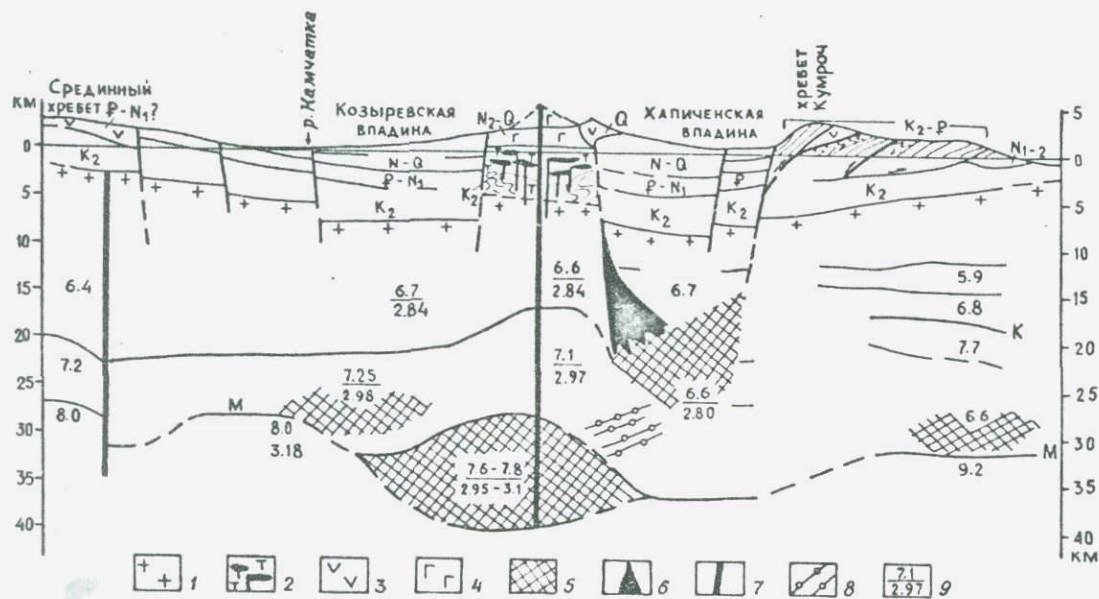


Рис. I. Разрез земной коры через Ключевскую группу вулканов.

I - поверхность кристаллического фундамента; 2-4 - формации: 2 - офиолитовая (K<sub>2</sub>), 3 - порфиритовая (P, P-N<sub>1</sub>) и андезитовая (Q), 4 - базитов (N<sub>2</sub>-Q); 5 - зоны частичного поглощения энергии сейсмических волн, отождествляемые с зонами разуплотнения или начального плавления; 6 - очаг магмы в земной коре; 7 - глубинные разломы; 8 - зона пластического сдвига или повышенной флюидной проводимости, намеченная по наклонным площадкам ГСЗ в области пониженной сейсмической скорости продольных волн; 9 - вверху - значение пластовой скорости продольных волн, внизу - плотность пород коры, в других случаях даны только пластовые скорости.

| Стадии, возраст, тектонические события   | Отложения, формации   |
|--|---|
| <p>Постинверсионная стадия геосинклинали, предшествовавшая орогенезу (<math>N_1</math>)</p> <p>Ранняя (<math>N_2</math>). Слабое поднятие, пологий рельеф. Впадины наследуют прогибы предшествующей стадии. В конце стадии фаза складчатости (послекавказская)</p> | <p>Богачевская, тухлевская серии и их аналоги. Нижняя грубая морская моласса</p> <p>Смешанные континентально-морские отложения цалинской и сторожевской свит и их аналогов. Верхняя моласса. Образование контрастной, андезитовой формации с учетом субщелочных базальтов</p> |
| <p>Средняя (<math>N_2^3 - Q_1</math>). Поднятие, средний рельеф. Локальная поверхность выравнивания. Частичная перестройка структурного плана с увеличением доли СВ линейментов. Локальные пликвативные дислокации.</p>  | <p>Существенно континентальные вулканогенно-осадочные грубые отложения тумрокского комплекса и его аналогов. Верхняя моласса. Образование контрастной, андезитовой и других формаций среднекислого состава. Максимум проявления пород среднекислого состава.</p>              |
| <p>Поздняя (Q). Общее поднятие. Контрастный рельеф. Существенно СВ ориентировка структур. Широкое развитие дизъюнктивных нарушений неглубокого заложения. Редкие околоразломные дислокации.</p>  | <p>Континентальные осадочно-вулканогенные грубые отложения. Верхняя моласса. Образование дифференцированных формаций более кислых, чем андезитобазальт в пределах межгорных впадин.</p>   |
| Стадии развития рифтогенеза  |   |
| <p>Ранняя (<math>N_1^3 - N_2</math>). Заложение глубинных раздвигов и системы грабен. Формирование надвигов Восточных хребтов. Частичная трансгрессия моря</p>   | <p>Локально-формированные формации субщелочных базальтов (?)</p>  |
| <p>Средняя (<math>N_2^3 - Q_1</math>). Повсеместное растрескивание, растяжение коры. Формирование существенно лавовой аккумулятивной поверхности выравнивания.</p>   | <p>Формирование формации плато: трещинные и щитовые вулканы. Смешанные проявления базитов и более кислых пород. Формация не имеет единого петрохимического облика.</p>  |
| <p>Поздняя (<math>Q_1</math>). Проникновение глубинных раздвигов к поверхности в осевых частях вулканических зон грабен. Формирование грабен в их современном виде.</p>  | <p>Формирование формаций базитов базальт-андезитобазальтовых, иногда с щелочным уклоном. Широкое проявление ареального вулканизма во всех вулканических зонах.</p>  |

наследуют. Поднятиям соответствуют локальные положительные аномалии  $\Delta g$ , иногда также и магнитные максимумы. Для двух рассматриваемых рифтов типична ассоциация продольных глубинных разломов, локальных поднятий над ними и формаций базитов в составе поднятий. Амплитуда поднятий не более нескольких сот метров.

Межгорные впадины занимают значительную часть площади рифтов. Некоторые впадины были выделены нами и описаны ранее (Ермаков, 1969, 1977; Ермаков, Святловский и др., 1974). Крупнейшие впадины в ЦКД: Козыревская, Халиченская, Шапинская; в грабене Восточной Камчатки: Жупановская<sup>х)</sup> и Авачинская; в Срединном хребте: сложно построенная система впадин в бассейне р. Тихой, к западу от пос. Эссо, Анагвай; на юге Камчатки: Голыгинский прогиб и система впадин между вулканами Мутновский и Кошелева. Все впадины характеризуются отрицательными аномалиями  $\Delta g$ ; их размещение обуславливает специфический линейный рисунок гравитационного поля Камчатки с преобладанием северо-восточных линеаментов. Размеры впадин от 15х30 км до 30-50х70 км, цепочка впадин Южной Камчатки имеет протяженность около 140 км.

Впадины развиваются как орогенные структуры с раннего плиоцена. Как уже отмечено, в своих основных чертах они наследуют структуры предшествующей альпийской геосинклинали, в частности, структуры миоценовых прогибов постинверсионной стадии. Мощность плиоцен-четвертичных отложений во впадинах достигает 3-4 км. Отложения представлены континентально осадочными и осадочно-вулканогенными породами, составляющими типичную верхнемолассовую формацию (Шанпер и др., 1965). В раннем плейстоцене происходит замыкание впадин и инверсия знака тектонических движений в них: нисходящие движения продолжают-ся лишь в некоторых впадинах ЦКД (Козыревской и Халиченской) и Голыгинском прогибе. Впадины Восточной и Южной Камчатки за счет поднятия и частично за счет аккумуляции продуктов вулканизма превращаются в обширные пологие своды или купольные структуры. Уровень аккумулятивно-тектонической поверхности этих поднятий составляет в настоящее время 1000-1200 м.

Впадины играют важную роль в размещении верхнеплиоцен-четвертичных вулканитов контрастного и среднекислого состава. Ранее была рассмотрена связь Халичевской впадины с вулканами андезитовой формации Ключевской группы вулканов (Ермаков, 1977). На бортах Жупановской впадины, наиболее крупной на Камчатке, располагаются вулканы: Унана, Таунищ, Узон-Семьянская группа, Карымская группа, то есть все вулканы или группы вулканов, с которыми связана специфика вулканизма Восточной Камчатки, заключающаяся в широком проявлении здесь ассоциации кальдер, полей гидротермалитов и извержений игнимбритов. В плиоцене западный борт Жупановской впадины контролировал большую

х) Жупановской названа впадина, занимающая площадь с востока от среднего и верхнего течения р. Жупановка с притоками, от вулкана Уана до Жупановских Вострыков. Ранее автор назвал ее Узонской, однако последнее название закрепилось сейчас за впадиной меньшего размера, включенной в Жупановскую впадину.

часть субвулканических интрузий формации грано-диорит-порфиров. Породы вулканов, обрамляющих Дупановскую впадину, образуют в целом контрастную формацию с широким развитием низкокальциевых вулканитов. Сходная ассоциация впадин Мутновской, Ходуткинской, Кеудач-Кошелеевской<sup>х)</sup> и вулканов, образующих контрастную формацию, наблюдается и на Южной Камчатке. Эта связь вулканизма дифференцированного состава и структур типа впадин настолько выдержана, что кажется универсальной. Учитывая наши ранние выводы (Ермаков и др., 1975; Ермаков, 1977; Генштайт и др., 1978) о проявлении в этих структурах на глубине базальтового слоя процессов палингнеза и преобразования коры, можно действительно считать, что подобные структуры в данном случае являются элементарными ячейками базификации (по В.В. Белоусову, 1966).

Некоторые из отмеченных выше впадин не связаны с четвертичным вулканизмом. В виде примера назовем Козиревскую впадину и Голыгинский прогиб. В последнем отмечены лишь верхнеплиоценовые вулканы. Обе эти структуры занимают в соответствующих рифтах крайне западное положение и, возможно, являются менее подвижными, чем "восточные" впадины, расположенные ближе к берегу океана.

Описанные впадины представляют собой реликты развивающегося орогена в рифтах Камчатки. Влияние рифтогенеза, по-видимому, оказалось в оживлении магматической деятельности в недрах впадин, однако не во всех рифтах это явление одинаково.

Характеристика субширотных разломов дается в работах (Супруненко, Декин, 1968; Ермаков и др., 1974; Шилин и др., 1979). Эти поперечные к простиранию рифтов зоны разломов проявлены не только в самих рифтах, но и в структурах обрамления. Зона разломов субпараллельна и с ними связано изменение морфологии и расширение рифтов. Глубина заложения сбросо-сдвигов по сейсмологическим данным оценивается в 15 км и менее, то есть она относится к глубинам консолидированного фундамента. Сбросо-сдвиги являются структурами более древнего заложения, нежели разломы ограничения грабенов и, по-видимому, представляют собой возобновленные разломы консолидированного палеозойского фундамента. Вероятно, это растяжение рифтов, хотя бы минимальное, осуществляется с перемещением блоков этого фундамента по субширотным зонам разломов в сторону океана.

Сопряженные разломы СЗ и СВ простирания в рифтах, за некоторыми исключениями, являются наиболее яркими, хорошо выраженными в рельефе. Их преимущественно юный возраст, сопоставим со временем формирования грабенов. Напомним, что СВ разломы обрамления грабенов, несмотря на их протяженность, не являются глубинными (см. выше), хо-

х) Названия автора. Впадины выделены по гравиметрическим данным Балеста и др., 1977; Супруненко, Декин, 1968.

тя, конечно, они связаны с деятельностью глубинных разломов. Северо-восточные разломы Восточно-Камчатского хребта относятся к взбросам, взбросо-сдвигам и надвигам, а такие же по простиранию разломы рифтов — чаще всего, к нормальным сбросам. То же можно сказать и о разломах СЗ ориентировки.

Таким образом, на Камчатке в новейший период ее истории параллельно развиваются разные эндогенные режимы, рифтогенез и эпигеосинклиальный орогенез. В этом смысле лучше было бы говорить не об эпигорогенном (Милановский и др., 1973), а о синорогенном рифтогенезе. Как установлено Е.В. Милановским (1976), подобное сосуществование и взаимодействие геосинклиально-орогенного и рифтового поясов характерно для некоторых районов Земли, например Кавказа в полосе поперечного Транскавказского сводового поднятия или к югу от Новой Зеландии. Однако подобные случаи еще плохо изучены.

## II. Вулканические формации

При глобальных построениях магматические породы островных дуг обычно рассматриваются в виде единой андезитовой или известково-щелочной формации или ассоциации пород. Говорят также об андезитовой линии вокруг Тихого океана, подчеркивая указанную формационную принадлежность магматических пород островных дуг. На схеме типов петрографических провинций (Москалева, Шаталов, 1974) четвертичные вулканические породы Камчатки и Курил выделены в составе базальт-андезитовой провинции периода активизации консолидированных складчатых областей, хотя вообще для этого периода геологического развития считаются типичными четыре формации: базальтовая (толеитовая), трахибазальтовая, щелочных базальтов, базальт-андезитовая (Карта магматических формаций СССР, 1971) и нет места таким формациям известково-щелочных пород как андезитовая, дацитовая и другим, более кислым, чем андезито-базальт.

На Камчатке в общем объеме четвертичных вулканитов действительно преобладают базиты (Кожемятка и др., 1975), однако породы среднекислого состава по всем вулканам распространены не равномерно, а избирательно. Кроме того, часто оказывается, что они отсутствуют на мощных базальтовых вулканах с длительной эволюцией и, наоборот, развиты на вулканах с небольшим объемом базальтов или вовсе без них, так что могут быть выделены в самостоятельные магматические комплексы. Таковы вулкан Шивелуч и группа вулканов от Безымянного до Большой Удины в ЦКД, вулканы от Унаны и Узона до Карымского, Авачинская и Жупановская группы вулканов в Восточной Камчатке, вулканы

Ичинский и Хангар в Срединном хребте, вулканы района Курильского озера на Южной Камчатке. На всех перечисленных вулканах доля базальтов невелика, иногда они отсутствуют. Таким образом, представляется возможным выделить на Камчатке несколько вулканических комплексов или формаций, в том числе: базальтовую (базальт-андезито-базальтовую), андезитовую (базальт-андезит-дацитовую), андезит-липаритовую, дацитовую (андезит-дацит-липаритовую), контрастную базальт-дацитовую (базальт-дацит-липаритовую). Названию формации дается по составу наиболее распространенных пород и по составу пород крайних членов в случае их заметного присутствия. Разные формации пород могут проявляться практически одновременно на смежных территориях (Рудич и др., 1974; Ермаков и др., 1977).

При современной степени геологической изученности целесообразно выделение двух типов формаций: недифференцированных, базальт-андезито-базальтовых (I) и дифференцированных (II), к которым относятся комплексы, средний состав которых более кислый, чем андезито-базальт. В некоторых случаях, при хорошей изученности территории, из II формации мы можем выделить еще и III - контрастную. Выделенные таким образом типы формаций объединяют обычно несколько вулканов, или даже групп вулканов, и хорошо сопоставляются с нетектоническими структурами грабенов вулканических зон. Формации I Срединного хребта (северная ветвь), ИСД, Южной Камчатки (по оси структуры), образуют обширные и протяженные поля над глубинными разломами зон ареального вулканизма. Та же формация Восточной Камчатки трассируется эпизодическими выходами пород отдельных вулканов. Дифференцированные формации II и III распространены в ареале крупных тектонических впадин, в частности, Халиченской и Жупановской, или в пределах Ичинской и Паужетской, связанных с развитием скважин купольных структур.

### III. Корни вулканов

На рис. I показаны положения магматических источников для формаций I и II Ключевских вулканов и характеристика коры и верхов мантии в области этих источников. Магматический источник андезитовой формации II располагается в земной коре на глубинах 10-25 км. Глубинный разлом I формации опускается в верхнюю мантию, где наблюдается зона пониженных скоростей сейсмических волн на глубинах от 30 до 40 км. На разрезе наиболее интересно положение очага магмы андезитовой формации в земной коре, согласующееся с изменением характеристик этой коры. Комплекс данных свидетельствует о палингенном образовании магматического очага *in situ* (Ермаков, 1977; Фарберов и

др., 1974; Генштафт, 1977).

Переходная зона между корой и мантией с  $v_p = 7,6-7,8$  км/с в области проявления базитов по расчетам соответствует перидотиту, содержащему 10 % базальтового расплава (Фарберов и др., 1977). В настоящее время эта переходная зона "нарашивает" земную кору снизу, однако можно предположить, что в будущем, после окончания активных процессов и оттока расплава из зоны, она, наоборот, станет более плотным и более высокоскоростным участком мантии. Земная кора здесь будет тоньше, чем в соседних участках. Более подробно данные о строении "корней" базальтовых формаций рассмотрены нами в других работах (Ермаков и др., 1975).

Преобразования земной коры в недрах андезитовой формации имеют сходную направленность. Сначала происходит преобразование вещества базальтового слоя, его амфиболитизация, скорости в нем понижаются с 7,2-7,1 км/с до 6,6 км/с. Затем следует плавление. Образующийся при этом расплав локализуется приблизительно на уровне границы Конрада, которая при этом утрачивается. В следующий период после фракционного разделения базальтового слоя на составляющие с извержением андезитов, происходит его базификация, частично или полностью слой присоединяется к мантии, кора утончается. Подобный субконтинентальный тип разреза в настоящее время характеризует строение Авачинской группы вулканов с широким развитием здесь андезитовой формации (Ермаков и др., 1975).

Другие районы проявления дифференцированных формаций (Ш), о которых говорилось в начале статьи, охарактеризованы с геофизической точки зрения слабее, главным образом, по гравиметрическим данным. Показано залегание магматического источника в земной коре на глубине 14-18 км для Узонской впадины, 10-15 км - для Паужетской депрессии и 12 км для района вулкана Горелого и Мутновской впадины. Глубина верхней кромки аномалиеобразующих объектов во всех случаях равна 5-6 км (Зубин и др., 1971).

Изучение включений в вулканических породах позволяет нам высказать предположение о составе зон магмообразования и о характере процессов, способствующих магмообразованию ("Включения...", 1978). Корни базальтовых формаций (I) находятся в верхней мантии, сложенной породами вердит-пироксенитовой ассоциации. Базитовые формации Восточной Камчатки заложены несколько менее глубоко, чем те же формации ЦКД и Срединного хребта. Вероятно, в формировании базитовых магм Восточной Камчатки принимает участие и нижняя кора. Корни дифференцированных формаций II, III располагаются в базальтовом слое земной коры. Состав этого слоя не постоянен. Это и габброиды с пироксеном и (или) оливином, или химически близкие к ним амфиболовые

габбро и амфиболиты. С теми и другими связаны, соответственно, безамфиболовые сухие и амфиболсодержащие водные парагенезисы вулканитов.

#### IV. Геодинамика вулканизма Камчатки

Районы развития грабенов вулканических зон, учитывая широкое проявление в них формаций базальтов, можно рассматривать как зоны растяжения земной коры. Источник напряжений растяжения, вероятно, располагается ниже коры, в верхней мантии — на уровне очагов базальтовой магмы. Невулканические районы, в особенности районы полуостровов Камчатки и Восточно-Камчатского хребта, сложенные складчатыми комплексами мезо-кайнозоя и характеризующиеся гористым рельефом, широким развитием взбросовых дислокаций, продолжающимся надвигообразованием, по-видимому, находится в условиях сжатия (рис.2). Близкие представления развивает А.Е.Святловский, который пришел к выводу о существовании на Камчатке вулcano-тектонических и сейсмо-тектонических поясов. Последние, по его мнению, охватывают вулcano-тектонические пояса и испытывают "сжатие, дробление и обрушение в океанические впадины" (Святловский, 1967, с.202).

На рис.2 хорошо видно, что процесс растяжения проявлен в районах, отстоящих к юго-западу от линии пересечения полуострова с Алеутской дугой и от окончания Курило-Камчатского глубоководного желоба. Этот факт уже отмечался (Милановский и др., 1973). Северная часть Камчатки выше этой линии является типично орогенной структурой и находится, по-видимому, в условиях относительного сжатия; то же и по сейсмологическим данным (Симбирева и др., 1977). Вероятно, этот участок единственный на Камчатке, где можно говорить о прямой зависимости амплитуды орогенического поднятия от размерности вулканического грабена. В других районах такая связь косвенна или отсутствует, как это типично для большинства континентальных рифтов.

В пределах отдельных структур рифтов поле напряжений довольно сложное, так что на рис. 2 показаны лишь преобладающие напряжения. Например, в Ключевской группе вулканов напряжения растяжения на поверхности локализованы лишь в зоне глубинного разлома, в осевой части структуры ЦКД. Если судить по оптимальной ширине поля шлаковых конусов и соответствующей им высокой магнитной аномалии, ширина этой зоны составляет не более 10 км, а амплитуда растяжения, вероятно, не более 1 км за четвертичное время. По геодезическим наблюдениям (Федотов, 1976б) и данным о геологии района, растяжение приблизительно в 0,5 м может происходить приблизительно 1 раз в несколь-

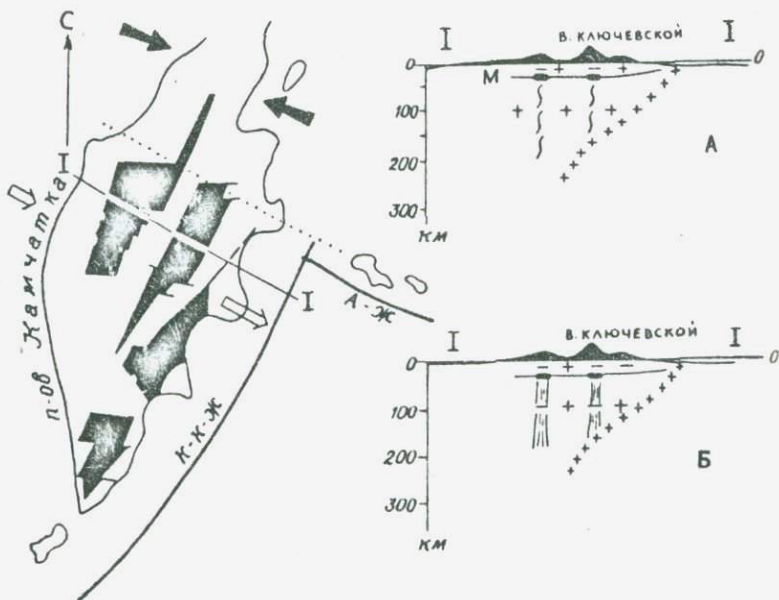


Рис. 2. Схема геодинамических условий вулканизма Камчатки. На плановом рисунке точечным пунктиром показана линия пересечения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг.

К-К ж - Курило-Камчатский глубоководный желоб, А-ж - Алеутский желоб, Черное - зоны преимущественного растяжения (рифты), светлое - зоны сжатия. Черные стрелки - сжатие, светлые - растяжение. На разрезах по линии I-I - два варианта геодинамических условий в коре и верхней мантии. Крестики (плюсы) - преобладающие напряжения сжатия, минусы - преобладающие напряжения растяжения. М - поверхность Мохоровичича. Черные пятна на уровне границы М - магматические очаги. Маленькими плюсами показана зона Беньофа. Повышение масштаба выше нулевой отметки над масштабом глубин в 10 раз.

ко сот лет. Ширина области растяжения, вероятно, не является постоянной и увеличивается от поверхности к низам коры. На границе коры и мантии область растяжения в принципе соответствует линзе пониженных скоростей сейсмических волн. Форма грабена ЦКД и отражает косвенно влияние этой глубинной области растяжения на земную кору. Структуры впадин характеризуются напряжениями относительного сжатия, или перемещающимся полем напряжения сжатия и растяжения.

Геологические данные, такие как размерность структур, глубина

их заложения, масштабы связанного с ними вулканизма, свидетельствуют о подчиненности структур, связанных с сжатием и главенствующей роли глубинных разломов, продуцирующих растяжения в рифтах ЦКД и Среднего хребта. До заложения системы рифтов после напряжений было, видимо, иным, характерным для орогенеза.

В рифтах Восточной и Южной Камчатки, особенно в последнем районе, где реликты орогенных структур впадин проявлены более широко, чем в Среднем хребте и ЦКД, вероятно, и роль деформаций сжатия относительно более существенная. В основании коры и верхах верхней мантии напряжения сжатия, вероятно, сменяются напряжениями растяжения в широкой области пониженных скоростей сейсмических волн.

Как согласуется эта схема напряженного состояния с данными сейсмологических исследований? При рассмотрении поверхностных землетрясений 0–40 км обнаружена региональная система напряжений с близгоризонтальным субширотным сжатием (Аверьянова, 1968; Балакина и др., 1972; Симбирев, Симбирева, 1978). Заметим, что речь идет о районах, характеризующихся высокой сейсмичностью. Для локальных структур характерна более сложная картина поля напряжения. При этом материковый склон, Восточные полуострова и хребты Камчатки характеризуются близгоризонтальным одноосным субширотным сжатием. В вулканических районах в нижних горизонтах коры преобладает растяжение меридиональной и северо-восточной ориентировки (Симбирева и др., 1977; Симбирев, Симбирева, 1978). Эти наблюдения, к сожалению, эпизодичны, однако они принципиально согласуются с нарисованной нами картиной.

На рис. 3 приводится поперечный разрез через Камчатку на широте Петропавловска-Камчатского с характеристикой напряженного состояния верхней мантии (Симбирева и др., 1977). На границе коры и мантии, к которой обычно приурочены очаги базальтовой магмы, компоненты сжатия и растяжения становятся равновеликими, хотя в целом для глубин мантии типично сжатие. Подобную схему напряжений некоторые исследователи считают типичной для рифтогенеза (В.А.Магницкий, Е.В.Артишков в книге "Тектоносфера Земли", 1978). В вулканических районах, однако, обнаружены асейсмичные магмогенерирующие "окна", проникающие с поверхности до глубин фокального слоя (Фаберов, 1974). Для этих районов характерны области пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии, так что для них мы можем априори постулировать условия растяжения на всю толщу верхней мантии, вплоть до фокального слоя землетрясений. В этом случае сжатия будут характеризовать лишь соседние с асейсмичным "глубинным расколом" сейсмоактивные участки мантии. Таким образом, в настоящее

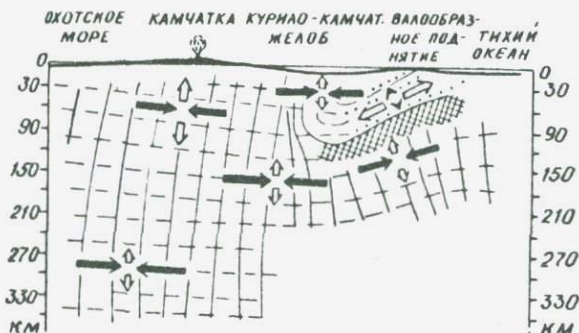


Рис.3. Проекция траекторий осей сжатия (черные стрелки) и растяжения (белые стрелки) в вертикальной плоскости вокруг фокальной зоны (Симбирева и др., 1977).

время неясно, являются ли зоны растяжения, наблюдаемые на поверхности и в земной коре, производными процессов глубинного сжатия или растяжения (см. рис.2 А и Б).

Кажется, что только вариант Б (см. рис.2) геодинамических условий благоприятен для гидростатического подъема магмы или подъема астенолитов со значительных глубин (Белоусов, 1966, 1978; Федотов, 1976 а, б). В условиях сплошного сжатия верхней мантии и связанных с этим сжатием эпизодических разрывов более реальна миграция флюидов, которые способствуют образованию магм в основании коры. В обоих схемах очаги магмы в основании коры являются своеобразным трансформатором энергии и движений, передающих в земную кору с глубин зоны Бенъофа. Геодинамические следствия подобной ситуации были рассмотрены в работах Белоусова (1966), Милановского (1976), Артишкова (1979).

С петрологических позиций, имея в виду наши выводы об отсутствии строгой петрохимической зональности вулканитов и возможной связи их химических особенностей с эволюцией тектонических структур (Ермаков и др., 1977), а также о вероятном палингенном существенно коровом происхождении андезитовых и частично контрастных формаций, более предпочтительной представляется первая геодинамическая схема (см. рис.2 А), в которой нет места прямым связям между зоной Бенъофа и составом магм.

## Л и т е р а т у р а

- А в е р ь я н о в а В.И. Детальная характеристика очагов Дальнего Востока. М., Наука, 1968, 192 с.
- А р т ь ш к о в Е.В. Геодинамика. М., Наука, 1979, 327 с.
- Б а л а к и н а Л.М., В в е д е н с к а я А.В., Г о л у б е в а Н.В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. - Сейсмология, 1972, № 8.
- Б а л е с т а С.Г., З у б и н М.М., У т н а с и н В.К., А м о с о в Г.И. Строение земной коры Камчатки по данным ГСЗ и гравиметрии. - В кн.: Вулканизм островных дуг. М., Наука, 1977, с. 35-42.
- Б е л о у с о в В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., Наука, 1966, 207 с.
- Б е л о у с о в В.В. Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978, 232 с.
- Б е л о у с о в В.В., Р у д и ч Е.М. О месте островных дуг в истории развития структур Земли. - Советская геология, 1960, № 10, с.3-23.
- В а л ь н е ц О.Н. и др. - В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., Наука, 1978, 222 с.
- Г е н ш а ф т Ю.С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М., Недра, 1977, 208 с.
- Г е н ш а ф т Ю.С., Е р м а к о в В.А., С а л т ь к о в с к и й А.Я. Построение региональных физико-химических моделей глубинных процессов и строение земной коры и верхней мантии. - Изв. АН СССР, серия физ. Земли, 1978, № 9, с.91-110.
- Геология СССР, Камчатка, Курильские, Командорские острова. М., Недра, 1964, т. XXXI, 510 с.
- Г о р ь ч е в А.В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., Наука, 1966, 235 с.
- Е р м а к о в В.А. Неотектоника и вулканизм Ключевской группы вулканов на Камчатке. - Вест. МГУ, сер. геол., 1969, № 3, с.68-79.
- Е р м а к о в В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М., Недра, 1977, 223 с.
- Е р м а к о в В.А., С в я т л о в с к и й А.Е., Г о р ш к о в В.И., П о м и н о в В.Ф. О нефтегазоносности Центральной Камчатки. - Геология нефти и газа, 1974, № 9, с.16-20.
- Е р м а к о в В.А., М и л а н о в с к и й Е.Е., Т а р а к а н о в с к и й А.А. Значение рифтогенеза в формировании вулканических зон Камчатки. - Вестн. МГУ, сер. геол., 1974, № 3, с.3-20.
- Е р м а к о в В.А., Ф е р б е р о в А.И., Б а л е с т а С.Т.,

Левыкин А.М. Состав и строение земной коры Восточной Камчатки по геолого-геофизическим данным. - Геология и геофизика, 1975, № 9, с.13-28.

Ермаков В.А., Волюнец О.Н., Колосков А.В. и др. Петрология четвертичных вулканических пород Камчатки. - Вулканизм островных дуг.-М., Наука, 1977, с.190-205.

Зубин М.И., Таракановский А.А., Мелекесцев И.В., Эрлих Э.Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли.-М., Наука, с.55-60.

Зубин М.И., Таракановский А.А. Тектоника и особенности поля силы тяжести района Ключевской группы вулканов. - В кн.: Глубинное строение и сейсмичность... Владивосток, 1976, с.17-28.

История развития рельефа. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., Наука, 1974, 439 с.

Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Мелекесцев И.В., Ермаков В.А. Некоторые особенности эволюции четвертичного вулканизма Камчатки. - Бюл. вулк.ст., 1975, № 52, с.25-31.

Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг.-М., 1975, 232 с.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов.-М., Недра, 1976, 279 с.

Милановский Е.Е., Ермаков В.А., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании вулканических зон Камчатки. - Эволюция вулканизма и история Земли. М., 1973, с.276-284.

Москалева В.Н., Шаталов Е.Т. Типы петрографических провинций СССР.-М., Недра, 1974, 167 с.

Пейве А.В., Книппер А.А., Марков М.С., Богданов Н.А. "Базальтовый" слой земной коры и западной части Тихого океана. - ДАН АН СССР, 1971, т.201, № 6, с.1433-1436.

Потапов С.В. Рекогносцировочные исследования ГСЗ в хребте Кумроч на Камчатке. - Земная кора и верхняя мантия азиатской части Тихоокеанского кольца. Южно-Сахалинск, 1975, с.77-81.

Рудич К.Н., Волюнец О.Н., Ермаков В.А., Колосков А.В. Многообразие вулканических пород Камчатки и проблема их генезиса. - Геодинамика, магмообразование, вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с.235-250.

Святловский А.Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки.-М., Наука, 1967, 219 с.

Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д. Геодинамика Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим

даным. - Вулканизм и геодинамика.-М., Наука, 1977, с.91-103.

Симбирев И.В., Симбирева И.Г. Механизм образования и динамика развития кольцевых магматических комплексов Камчатки. - Бюл. вулк.ст., 1978, №55, с.107-111.

Супруненко О.И., Декин Г.П. Об особенностях гравитационного поля Южной Камчатки. - ДАН СССР, 1968, т.181, №4, с.956-959.

Тектоносфера Земли. М., Наука, 1978, - 531 с.

Утнасин В.К., Абдурахманов А.И., Амосов Г.И. и др. Глубинное строение Ключевской группы вулканов и проблема магматических очагов. - Сов.геол., 1974, № 2, с.36-54.

Фарберов А.И. "Магматические очаги вулканов...", Новосибирск, Наука, 1974, 88 с.

Фарберов А.И., Левыкин А.И., Ермаков В.А. и др. Состав и состояние вещества земной коры в районе Ключевской группы вулканов. - Вулканизм и геодинамика.-М., Наука, 1974, с.122-136.

Фарберов А.И., Левыкин А.И., Зубин М.И. и др. Плотность и сжимаемость ксенолитов в вулканитах Камчатки при давлениях 0-20 кб. - В сб.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., Наука, 1978, с.136-152.

Федотов С.А. "О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг...". - Изв. АН СССР, сер.геол., 1976а, № 5, с.25-37.

Федотов С.А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений. - Изв. АН СССР, 1976б, сер.геол. с.3-27.

Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Гептнер А.Р. Новые данные о стратиграфии осадочных и вулканогенных толщ неогена Камчатки. - ДАН СССР, 1965, т.162, № 6, с.1382-1385.

Шилин Н.Л., Сапожникова Е.Н., Оточин В.В. и др. О широтных сквозных зонах нарушений Центральной и Южной Камчатки. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1979, 4, с.452-464.

Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.М. Кристаллический фундамент Камчатки: строение и эволюция. - Геотектоника, 1979, № 2, с.80-93.

## ТИПЫ КОРНЕВЫХ СИСТЕМ МЕЗО-КАЙНОВОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНИ

В пределах Южного Сихотэ-Алиня широко развиты меловые и кайнозойские орогенные вулканиты, являющиеся составной частью Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса. Выделяется три комплекса вулканитов, покровные равнины которых залегают полого и резко несогласно на подстилающих круто наклоненных отложениях мезозоя, включая низы верхнего мела. Нижний комплекс сенон-датского возраста сложен туфоловами состава от андезитов-дацитов до липаритов. Палеоценовый комплекс представлен более широким по генетическому типу спектром вулканогенных пород от андезитового до липаритового состава. К плиоценовому комплексу относятся покровы базальтов и андезитов-базальтов, а также расслоенные гиаокластиты. С покровными разностями этих комплексов ассоциируются секущие тела эффузивного облика. Некоторые из них непосредственно переходят в покровы (собственно экструзивные тела), другие представлены жерловыми субвулканическими разностями.

Экструзии представлены роговообманковыми туфоловами сенон-датского возраста, слагающими водораздельные части хребта Южный Сихотэ-Алинь (рис. 1а). Такая флюидальная полосчатость позволяет уверенно оконтуривать подводящие каналы. Серия таких тел с вертикальной или крутой ориентировкой флюидальной полосчатости развита по южному склону хребта, фиксируя зону проницаемости широтного направления. Размеры экструзивных тел здесь варьируют от первых десятков метров до километра. Другим примером служат экструзии андезитов или дацитов палеоцена (см. рис. 1б). Они обладают тонкой выдержанной флюидальной полосчатостью, следующей параллельно поверхности секущего контакта и постепенно выглаживающейся при переходе в покровную часть. Непосредственно у контакта полосчатость становится менее выдержанной, а сами породы — брекчированными. Размер таких тел достигает 500 м в поперечнике, а подводящие каналы — 50–100 м.

Жерловые тела имеют более сложное внутреннее строение. Они имеют брекчированный облик, менее отчетливый в телах основного состава, чем в липаритовых. Среди жерловых образований, связанных с плиоцено-

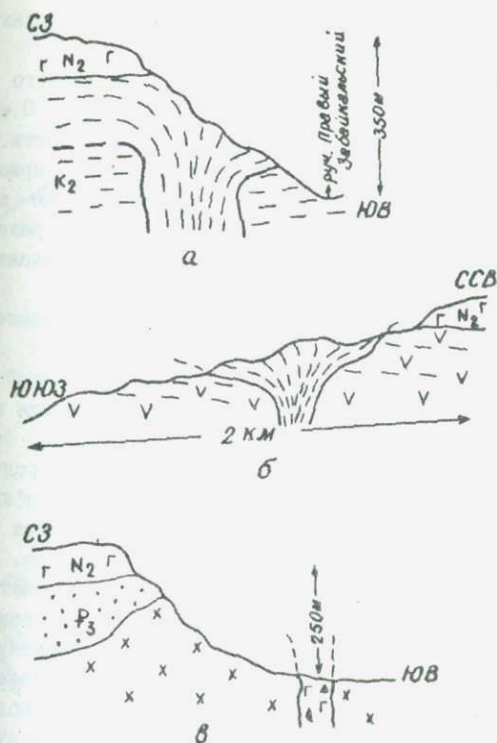


Рис. I. Примеры рвущих вулканитов Южного Сихотэ-Алиня.

а - экструзия санон-датских туфо-лаз; правый борт ручья Правого Забайкальского в 1,5 км от устья; б - экструзия флищальных дацитов среди палеоценовых андезитов, водораздел ручьев Партизан и Кабаний; в - жерловое тело плиоценовых базальтовых шлакоподобных пород среди габброидов; левый борт ручья Емельянкина в 1,1 км от устья.

вым этапом базальтоидного вулканизма, обнаружено тело своеобразного внутреннего сложения. Оно имеет поперечник около 80 м и залегает среди габброидов, примерно на 250-300 м гипсометрически ниже плиоценовых покровов базальтов (см. рис. Iв). Сложено это тело породами с песчанковидной основной массой серого или темно-серого цвета, представляющей собой дезинтегрированное слабо разложившее вулканическое стекло, в которое погружены обломки размером от долей сантиметра до 50 см в поперечнике. Среди обломков отмечены разнообразие по текстуре и зернистости базальты, габброиды и липариты. Форма обломков габбро и липаритов округлая или угловато-округлая. Обломки же базальтов имеют нередко причудливые угловатые или

угловато-кружевные формы, иногда как бы постепенно сливающиеся с основной массой. Мелкие обломки базальтоидов часто имеют зазубренные или оскольчатые края. Распределены они неравномерно, образуя скопления с субгоризонтальной ориентировкой. Это придает породе стратифицированный облик и они внешне напоминают пудинговые печаники или шлаки. На вертикальном контакте с габброидами породы жерлового тела плотные, стеклоподобные (ширина зоны 0,1-1 см), а с

удалением от континента (в зоне до 70 см) они как бы покрыты глауриью и похожи на свежий шлак.

Наиболее развиты в районе рвудие тела вулканитов массивного сложения, достигающие 3 км по длинной оси при ширине до 1 км. В краевых частях таких тел иногда отмечается флюидальная полосчатость. При этом базальтоиды обычно раскристаллизованы лучше и часто приобретают облик долеритов. Эти тела не имели связи с поверхностью в момент формирования и относятся к субвулканическим. Форма их разнообразная: от силлов до штоков со всеми переходами, но преобладали тела дайкообразной и штокообразной формы.

Секущие тела вулканитов группируются в виде полос или изометричных скопления (рис.2).

Для линейных зон характерны тела преимущественно удлиненной формы в соответствии с их ориентировкой. Изометричные скопления приурочены к узлам пересечения разноориентированных линейных зон. Форма секущих тел в таких узлах более сложная и разнообразная и подчиняется направлениям линейных зон, имея тогда очень сложную конфигурацию, или приближается к изометричной. Именно в подобных узлах наблюдаются фрагменты кольцевого расположения подводных каналов.

Зоны сгущения подводных каналов как линейных, так и изометричных, гетерогенные. Это выражается приуроченностью к ним тел разного состава, возраста и фациальной принадлежности, что свидетельствует о принадлежности их к зонам проницаемости и функционирующим в течение длительного отрезка времени. Активность этих зон в разные периоды времени не постоянна. На ранних стадиях проявления орогенного вулканизма зоны проницаемости обнаруживают тесную связь с ориентировкой структурно-фациальных зон предшествующего геосинклинального этапа. Вулканизм этого времени (конеп раннего-начало позднего мела) проявился в субвулканической фации в виде системы липаритовых и дацитовых тел. Позже, в конце мела и в кайнозойе, продукты вулканизма использовали как предшествующие зоны, так и вновь возникшие. Наиболее отчетливо унаследованность вулканических процессов проявилась в узлах пересечения линейных зон, где образовались узлы длительной эндогенной активности.

Проведенный анализ особенностей размещения секущих вулканических образований в пределах южной части Сихотэ-Алинского вулканического пояса позволил выявить два главных типа корневых систем вулканитов. Ведущими оказываются зоны линейного расположения подводных каналов, неравномерно функционирующие в течение длительного отрезка времени. Узлы пересечения линейных зон расположения корневых систем предопределили появление здесь изометричных скопления подводных каналов вулканитов. Эти узлы, максимально насыщенные подводными

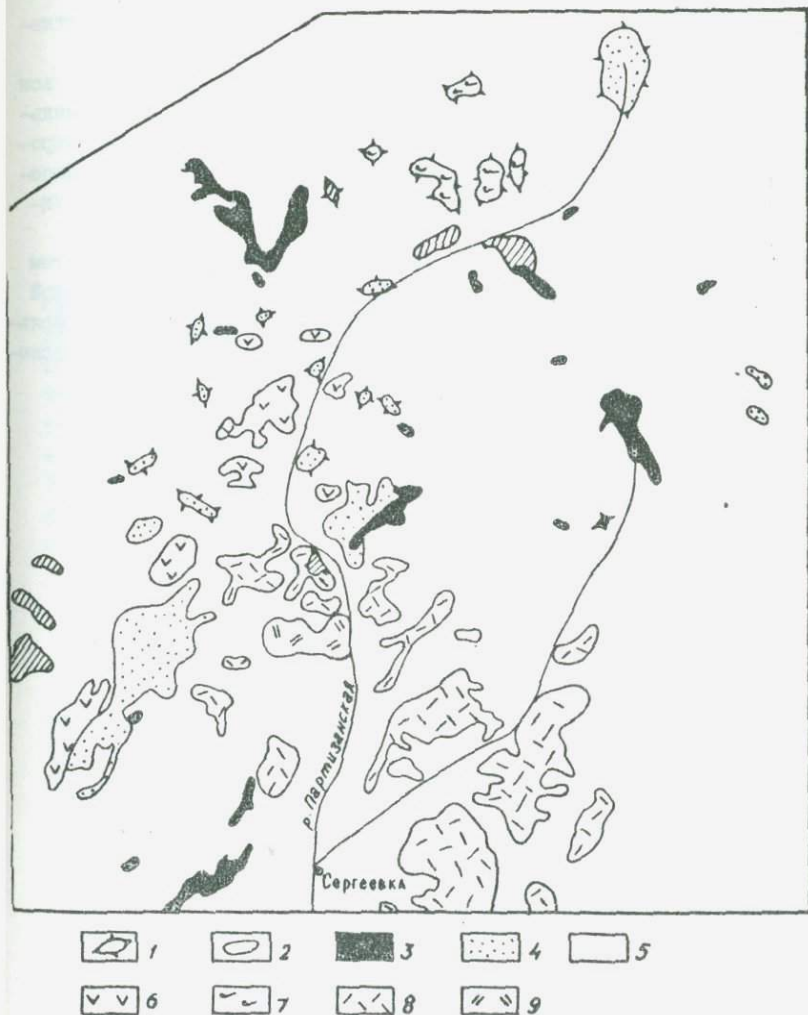


Рис. 2. Особенности размещения меловых и кайнозойских рвущих вулканитов. Составил автор с использованием данных А. А. Асипова, Б. И. Вачаева, В. С. Шкодинского, А. П. Шупловой и Б. И. Чемериса.

1, 2 - контуры жерловых (1) и субвулканических (2) тал;  
3 - плиоценовые базальтоиды; 4, 5, 6 - палеоценовые:  
липариты (4), дациты (5) и андезиты (6); 7 - сенон-  
дзатские туфолавы; 8, 9 - сенонские: липариты (8) и  
дациты (9).

щими каналами, представляют собой узлы длительной эндогенной активности.

Отмеченные особенности в расположении магмоконтролирующих зон проницаемости проявились по-разному и в интенсивности гидротермальной проработки пород. Породы претерпели наиболее интенсивные гидротермальные изменения именно в узлах длительной эндогенной активности, что сопровождается повышенным фоном содержания здесь ряда рудных компонентов.

Анализ особенностей распределения по латерали корневых систем вулканитов позволяет выявлять зоны проницаемости и узлы длительной эндогенной активности, что с учетом данных о характере гидротермальной проработки пород позволяет повысить надежность металлогенического прогнозирования.

КАЙНОВОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ И ЕГО  
ВЛИЯНИЕ НА МОРСКОЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ

Исследования, проведенные в последнем десятилетии на периферии Средиземного моря в пределах его акватории показали, что проявления кайнозойского магматизма здесь развиты значительно шире, чем это представлялось ранее. В развитии магматизма Средиземноморья различается четыре основных этапа, подразделяющихся на фазы второго порядка: 1) палеоцен-эоцен-раннеолигоценовый; 2) позднеолигоцен-ранне-среднемиоценовый; 3) позднемиоценовый; 4) плиоцен-четвертичный. Указанные этапы выделены с привлечением более 700 абсолютных датировок для более чем 500 учтенных местонахождений проявлений кайнозойского магматизма.

Палеоцен-эоцен-ранний олигоцен

Существующие представления о преимущественном распространении раннекайнозойского (палеоцен-эоцен-раннеолигоценового) вулканизма в восточном секторе Средиземноморского пояса дополнены новыми данными. Так, гранитоиды северного острова Эгейского моря Самотраки, по последним данным (Lebkühner, 1978), датируются поздним эоценом-средним олигоценом. Цифрами абсолютного возраста 42; 50; 48; 5; 45 млн. лет датируются гранитоиды Северо-Западной Турции (Ataman, 1975).

Новый материал указывает на достаточно широкое проявление палеоцен-эоцен-раннеолигоценового магматизма и в Западном Средиземноморья. Самые древние цифры абсолютного возраста в последнее время опубликованы по базанитам Марокканского Рифта -  $57 \pm 6$  млн. лет (Hernander, 1977; Vaubron et al., 1978).

В Бетских Кордильерах Испании и Эр-Рифе в Марокко проявился интрузивный магматизм в интервале 55-45 млн. лет (Loomis, 1975; Friem et al., 1979). Исследования, проведенные упомянутыми выше авторами, позволили пересмотреть возраст ультраосновных массивов Ронда (Испания), Бени-Бусер, Ойен и Сеута (Марокко), которое долгое время рассматривались как палеозойские, и отнести их формирование к интервалу времени от позднего палеоцена-раннего эоцена и моложе. Вестерхоф (Westerhof, 1977) указал для южной Испании ряд участков

развития контактовых пород, предполагая, таким образом, присутствие в районах Санти-Петри, Валес Малага, Альмунекер, Сьера-Каберра на большой глубине гипербазитовых интрузий. Известен факт обнаружения перидотитов, поднятых при драгировании мористее Аликанте (Bersetti et al., 1975), а также амфиболитов банки Прованс (Pfannenstiel, 1975). Не исключено, что к этому же компоненту относятся перидотиты, обнаруженные в виде включений в плиоцен-четвертичные базаниты массива Монтиферро в Сардинии (Lerbi et al., 1978).

Ближайшие цифры абсолютного возраста (52 млн. лет) указаны для гранитоидов Адамелло Северной Италии (Cortecchi et al., 1979) и Южной Италии, для щелочных сиенитов Пиетре Нере (Hawkenworth, 1979) определено как олигоцен. Время внедрения гранитоидов в районе Порто-Андуро на Эльбе (François, 1974). Имеются указания на древний возраст гранитоидов массивов Эль-Милия в Алжире и острова Галит в Тунисе (Glaçon et al., 1973).

В близковременном интервале 47-42 млн. лет проявился щелочной вулканизм в Венецианской вулканической провинции (Girod M., Girod M., 1977). В интервале 42-36 млн. лет развивался базальтоидный вулканизм на жестких континентальных массивах в Северной Турции, Израиле, Египте, Ливии, а также во Франции. Это же время отмечено формированием офиолитовых серий Крита (Delloye et al., 1977).

Параллельно в морских условиях накапливались вулканогенно-осадочные отложения, сохранившиеся в разрезах Западной Сицилии и Кипра. Так, среди морских карбонатных пород Западной Сицилии (Кампофиорите-Каммарата) эоцен-олигоценного возраста описаны базальты (Broquett et al., 1966). На севере Кипра, в горах Пендадактилос среди пелагических карбонатных отложений указаны вулканические образования, возраст которых определен в диапазоне маастрихт-средний эоцен (Baroz, 1977).

Имеются косвенные данные о проявлении раннекайнозойского толеитового магматизма. Так, в позднеолигоценном-миоценовом флише Сицилии выявлены туфопесчаники, содержащие обломки толеитовых базальтов (Wezel, 1977). Далее, в Алжире, рядом с мысом Бугурун Буйеном и Корндробстом (Bouielin, Kornprobst, 1974) были изучены перидотиты и было показано, что часть их образовалась из толеитовых магм. Возраст этого комплекса установить точно не представляется возможным. Во всяком случае, он старше миоценовых гранитов, которые метаморфизуют породы рассматриваемого комплекса. Наконец, в провинции Сьерра де База (Бетские Кордильеры, Испания), наряду с амфиболитами были описаны метабазальты и эклогиты, предположительно имеющие родство с толеитами (Gudnaire et al., 1979).

## Поздний олигоцен-ранний-средний миоцен

Вулканизм, проявившийся как в Восточном, так и Западном Средиземноморье в интервале 35-II млн.лет, характеризовался широким площадным распространением, интенсивностью, длительностью развития. Представляется возможным выделить в этом этапе ряд фаз, отмечающих собой чередование интрузивных и эффузивных проявлений.

Судя по данным абсолютного возраста, первая интрузивная фаза имела место в интервале 35-33 млн.лет (соответствующие цифры имеются по гранитоидам Испании, Италии, Греции). Вторая фаза - 30-28 млн.лет (Испания, Италия, Сардиния, Греция, Турция). Далее интрузивный магматизм отмечен датировками в 25-23 млн.лет (Испания, Алжир, Греция, Турция), 21-20 млн.лет (Марокко), 17-15 млн.лет (Алжир, Турция, Греция). Из приведенных цифр самые древние приходятся на рогавики вышеупомянувшегося массива ультраосновных пород Ронда. Достаточно древние цифры 33 и 30 млн.лет получены для гранитоидов Северной Италии (Bellon, Brouss, 1971). Поздним олигоценом  $27,5 \pm 1,5$  млн.лет датированы интрузия Альгеро в Сардинии (Giroud et al., 1979), северная часть гранитоидного массива Адамелло (Италия) - 29 млн.лет (Cortecchi et al., 1979), гранитоиды Турции (район Эзине) - 28 млн.лет (Jarrige, 1978). Соответствующие цифры 30 и 25 млн.лет получены для гранитоидов Греции (острова Наксос) (Andriessen et al., 1979). Цифра 24,4 млн.лет приведена для массива Тизи Оушен в Алжире, западнее г.Буже (Bellon, Somroud, 1978), 22 млн.лет - для массива Бени Туффуот (Алжир, южнее мыса Бугурун). Имеется достаточно много цифр для интрузивных пород в интервале 17-15 млн.лет. Сошлемся на недавно опубликованную работу по Алжиру (Bellon et al., 1977) для Милиана (район мыса Ковалло), а также на данные для массивов Эдуг и Ализор (район г.Константины).

Цифры абсолютного возраста свидетельствуют о том, что эффузивные фазы имели место в промежутках между указанными выше интрузивными фазами, а именно: 31-30 млн.лет (Сардиния); 27 млн.лет (Сардиния, Франция, Греция, Израиль, Египет); 23-21 млн.лет (Сардиния, Балейское море, Греция, Турция, Израиль); 20-17 млн.лет (Испания, Алжир, Сардиния, Франция, о.Альборан, Греция, Турция, Израиль); 15-12 млн.лет (Испания, Марокко, Алжир, Сардиния, Франция, Греция, Израиль).

Эти цифры, в частности, учитывают новые материалы по Сардинии, где для андезитов провинции Альгеро получена датировка 31,5 млн.лет (Montigny et al., 1979). Более молодыми цифрами ( $27,5 \pm 1,5$  млн.лет) охарактеризованы туфы из района Сайссари (Giroud, 1979) и по данным того же автора - андезито-базальты района Монт Нарвао имеют цифры  $29,9 \pm 1$  и  $28,5 \pm 1,4$  млн.лет. Напомним, что для туфов дацитов,

вскрытых скважиной I23 (Гломар Чалленджер) получено несколько цифр, среднее значение которых  $21 \pm 2$  млн.лет.

Интересно, что для интервалов времени I7-I5 млн.лет характерен кислый игнимбритный вулканизм. Так, для Сардинии установлено три фазы игнимбритовых извержений - I7,5; I6,3, I5,3 млн.лет. Близкие данные получены для игнимбритов Греции, правда здесь выделяется не три, а четыре фазы: I8,0; I7,1; I6,8; I5,5 млн.лет. Наиболее древняя датировка получена для игнимбритов острова Родос - 27,2 млн. лет (Jarrige, 1978).

Особенно показательна для рассматриваемого отрезка времени геология таких районов, как Алжир, Западная Турция, где в пределах пространственно сближенных площадей проявился интрузивный и эффузивный вулканизм нескольких фаз. Для вышеуказанных районов могут быть построены следующие ряды. Для Алжира: интрузивная фаза 24,4-22 млн.лет --- эффузивная фаза I8,5 млн.лет --- интрузивная фаза I6,5 млн.лет --- эффузивная фаза I5,1-13,1 млн.лет. Для Турции намечается сходный ряд: интрузивная фаза 25-23 млн.лет --- эффузивная фаза I8,7-I6,8 млн.лет --- интрузивная фаза I6,5 млн.лет --- эффузивная фаза I4,1 млн.лет.

В целом, изложенный выше материал позволяет прийти к выводу о синхронности магматической активности для рассматриваемого отрезка времени на больших площадях, о наложенном характере этого процесса по отношению к истории развития предшествующего этапа. В рассматриваемый отрезок времени формировался комплекс известково-щелочных пород, в строении разрезов которого, например для Сардинии, 60-70 % составляют андезиты, 20-30 % - базальты. Приведенные соотношения свидетельствуют о значительной роли эксплозивной деятельности, а, следовательно, благоприятных условиях для ареального распространения его продуктов и осадению их на акватории моря с образованием синхронных морских вулканогенно-осадочных формаций. Действительно, последние пользуются большим развитием в составе флишевых формаций Сицилии, Северного Марокко, Южной Испании, Греции (район озера Трихонис). Вскрыты они скважинами и на Балеарской континентальной окраине. Морские вулканогенно-осадочные формации известны на юге и западе Сардинии (Cherchi, 1971, 1978), на Испанском побережье (Pflanzenstiel, 1975), в провинции Константина в Алжире (Riviere et al., 1977), в районе Сиракуз, в Сицилии (Angelodi, 1978), на острове Кос, в Греции (Besenecker et al., 1977), наконец, в Сирии (Поникаров и др., 1969).

О морских глубоководных обстановках свидетельствуют гялоокластиты, описанные в неогеновых разрезах Сардинии (Paola et al., 1975) и Туниса (Travers, 1976).

В известных разрезах мощности прослов вулканогенно-осадочных

пород достаточно велики – от нескольких десятков см до первых метров, что в целом в отдельных районах составляет 2-5 до 15 % суммарной мощности разреза. Как нам представляется, влияние вулканизма на седиментогенез наиболее существенно проявляется именно на этом этапе.

### Поздний миоцен

Позднемиоценовому этапу развития вулканизма предшествовала мощная фаза плутонизма в интервале 12-10 млн. лет, следы которой мы видим в Алжире, Тунисе, Греции. Это граниты и монцониты массива Джабель Аррудьяунда в Алжире с цифрами абсолютного возраста 12,0; 11,1; 10,9 млн. лет (Bellon et al., 1977; Deflaud et al., 1973). Такие же данные (12,3 млн. лет) приведены для монцодиоритов массива Уэд Белиф в Тунисе (Mauduit, 1976; Bellon, 1976). От 10 до 7 млн. лет оценен возраст монцонитов о-ва Капрая (Girod N., Girod M., 1977). По Греции для гранитоидов Лаврио приведены цифры 10 млн. лет (Jargige, 1978). Имеется еще ряд абсолютных датировок для гранитоидов Греции и Эгейского моря – Миконеса – 12; 10 млн. лет, о-ва Накос 11,1 (Andriessen et al., 1979); для монцонитов о-ва Кос – 12; 11,9; 11,4; 10,5 млн. лет (Altherr et al., 1976). Позднемиоценовый возраст придается также гранитоидам некоторых других островов Эгейского моря: Скирос (Lemeilli, 1977), Тинос, Парос, Керос, Иос, а также гранитам Крита (Altherr, 1976).

Позднее в упомянутых выше районах на смену интрузивному магматизму пришел известково-щелочной вулканизм, возраст которого подтверждается соответствующими датировками. По времени проявления вулканизма этого типа соответствует тортону. Это андезиты Испании, Рио Карбонарио – 8,8 млн. лет (Vasa, 1979), андезиты Марокко, массив Гургуру – 9-8 млн. лет (Yanev, 1976), андезиты Алжира, массив Оудья, мыс Фигало. Для района Орана имеется датировка 8,6 млн. лет (Vasa, 1979), для провинции Алжир, Соухалия указывается близкая цифра 8,85 млн. лет для дацитов, обнажающихся южнее Шершеля – 9,0 млн. лет, наконец, для андезитов провинции Константина приводится датировка 9,3 млн. лет (Bellon, 1977).

В рассматриваемом интервале проявился кислый – риодацит–риолитовый вулканизм Туниса (Bellon, 1976). В восточном Средиземноморье, в Эгейском районе тортонскому времени соответствуют андезитояды Лемноса (Paradopoulos, 1979).

Позже, от 7,8 – 7,5 до 5,5 млн. лет во многих районах Средиземноморья на смену известково-щелочному вулканизму пришел вулканизм базальтоидной (Испания, Марокко, Алжир, Тунис, Турция). В Испании

это базальтоиды провинция Таррагона и Каталонии, Ля Сельва (Ffannenstill, 1975). Для базальтов Массенет у Мофре приведена цифра 7,7 млн. лет. В Марокко ряд абсолютных датировок подтверждают мессинский возраст Мелильи (Arias et al., 1976). По Алжиру для базальтов, обнажающихся восточнее мыса Милонья, приводится цифра 7,9 млн. лет (Belton, 1976; Vass, 1979). В это же время, по-видимому, изливались базальты в других районах Алжира — Судьи, Себаби, о-ва Хаджрет-Тафалькут. В Тунисе излияния базальтов происходили северо-западнее Матер в интервале 7,3–6,9 млн. лет (Vass, 1974; Glaçon, 1973) и в районе Могод — 6,9–6,7 млн. лет (Mauduit, 1979).

Мессинский базальтовый вулканизм проявлен на значительной площади Балеарской континентальной окраины. В Тирренском море скв. 373 вскрыла толстые базальты, возраст которых от 7,5 до 5,6 млн. лет и моложе.

В пределах Центрально-Французского массива в рассматриваемое время в ряде районов имел место кислый риолитовый вулканизм.

В Неаполитанской провинции Италии к рассматриваемому интервалу времени принадлежат калиево-щелочные вулканы, слагающие фундамент Везувия, вулканы островов Пондианских и Искья (Carrara et al., 1973, 1974). О проявлении кислого вулканизма на рассматриваемой стадии свидетельствуют туфы риодацитового состава, обнаруженные в Италии (район Марке), датированные 7,7–7,4 млн. лет (Carlioni et al., 1974), а также, возможно, и туфы Югославия районов г. Белграда, Варне и др.

Преимущественно кислые туфы известны в эвалоритовых разрезах юго-востока Испании, провинция Альмерия (Dronkert, 1976), в Марокко, в бассейне Будинара (Nauzau, 1975), в Алжире, восточнее Орана (Neurdin-Trescartier, 1974) и на о-ве Хабибас на юге Сицилии в районе Агрдженто (Casati et al., 1976; Cita et al., 1979), а также обнаружены в керне скважины 374 в Ионическом море. В скв. 376 (западнее Кипра) на разных уровнях позднего миоцена описан вулканический материал в количестве от 5 до 75 %.

В указанных выше разрезах Испании и Алжира туфы залегают как ниже собственно эвалоритовой части мессиния, так и внутри ее. В Сицилии — над толщей гипсов; в скв. 374 вулканическое стекло (сл. 1%) обнаружено непосредственно в заглипсованных породах.

Морские вулканогенно-осадочные отложения, скорее отвечающие тортону, обнаружены на юге Сицилии, вблизи Сиракуз (Angelodi, 1979) и в Южной Италии, в Калабрии (Cosati et al., 1976; Nocera et al., 1974). Позднемиоценовые вулканогенно-осадочные породы, судя по имеющимся разрезам, слагают лишь первые проценты от общей мощности соответствующих толщ и играют небольшую роль в общем балансе морского седиментогенеза. По-видимому, то обстоятельство, что во многих районах

в позднем миоцене происходили излияния базальтов, объясняет практическое отсутствие одновозрастных вулканогенно-осадочных формаций.

### Плиоцен-четвертичное время

В плиоцен-четвертичное время продолжается базальтоидный вулканизм по окраинам Алжиро-Прованского бассейна. В Испании это базальтоиды Картохены (2,8 млн. лет, Bellon, Letouzey, 1977), Маззенета (2 млн. лет, Mauffret, 1976), а также более поздние, раннечетвертичные базальты округа Конфрентес.

Для отдельных частей Центральнофранцузского массива имеются соответствующие датировки для районов Монт Корс — от 4,7 до 0,5 млн. лет. Подобные цифры приводятся для других массивов — Сезалье (Santagel, 1976), Вас Лангедо (Salre, 1976), Валрос (Barriere et al., 1974), мыса д'Ард (Aubert, 1978).

В Марокко в плиоцене (около 2,8 млн. лет) изливались базальты Гийиза (Bellon, Letouzey, 1977); в четвертичное время продолжались излияния базальтов к югу от Рас-Тарф (Dresnay, 1977).

На Сардинии базальтоидный вулканизм возобновился в плиоцене после перерыва, длившегося около 8 млн. лет. Основные поля развития базальтов Сардинии это Кампеда (2,5 млн. лет), Монтиферро (2,8 млн. лет), Кастеду (2,7 млн. лет), Позомаджоре (2,3 млн. лет), Монте Арки (3,1 млн. лет), Могоро (3,7 млн. лет) (Coulon et al., 1974; Bigazzi et al., 1971; Savelli, 1975). Для названных местонахождений плиоцен-четвертичных базальтоидов Сардинии возраст подтвержден радиологическими данными.

По данным Моффе, на акватории Балеарского моря плиоцен-четвертичный вулканизм наследует основные области развития более раннего, мессинского вулканизма. Плиоценовый возраст излияний подтверждается радиометрически и наследует собой вулканизм мессинского времени. Цифры абсолютного возраста от 5 до 3,5 млн. лет.

В пределе от 4,7 млн. лет и моложе проявился калиевый щелочной вулканизм Италии — Тосканской, Римской и Кампанской вулканических провинций. Так, для вулканов Тосканы имеются следующие данные: Сан Винченцо 4,7; Роккастрада 2,3; Монт Амиата 0,4 млн. лет (Travers, 1976; Lewriell, 1979). В Римской провинции для вулканов Вольсини, Чимино, Сабатини, Толфа, массива Черите получены многочисленные датировки от 4,2 млн. лет до 0,009 (Lecardi et al., 1976). В Кампанской провинции имеются датировки практически по всем вулканическим массивам. Наиболее древние из них (2 млн. лет) — андезито-базальты, вскрытые скважиной, пробуренной в районе Везувия (Barbieri et al., 1976), а также базальты о-ва Понца — 5,0—4,6 млн. лет (Civetta et al.,

1973).

Плиоцен-четвертичный вулканизм широко проявился на Липарских островах. Наиболее ранние извержения (3,3–2,5 млн. лет) подтверждаются цифрами абсолютного возраста по базальтам Устики (Barberi et al., 1973). Вулканизм липарских островов продолжался до настоящего времени, о чем свидетельствуют современные извержения Липари, Вулькано, Стромболи. Также продолжают извержения на Этне. Талеитовые базальты подножья этого вулкана датированы от 5,4 до 1,7 млн. лет, Иблии – от 5 до 2 млн. лет (Barberi et al., 1974).

В пределах Сицилийско-Тунисского пролива располагаются вулканические острова, сложенные преимущественно базальтами. Датировки абсолютного возраста вулканитов этих островов 1–0,5 млн. лет (Villagy, 1975).

Преимущественно четвертичный базальтоидный вулканизм имел место в южной Югославии, в районе Старо-Нагоричане и г. Скопле, а также на границе Югославии и Греции (Arsovari et al., 1976). В Греции получены многочисленные данные, подтверждающие проявление плиоцен-четвертичного вулканизма с цифрами абсолютного возраста от 4,4 млн. лет (о-в Эгина, по данным Venda et al., 1979) и моложе (известково-щелочной вулканизм районов Порфирион, Микрохабе, Ахиллеон, Ахиос-Константинос, Кроммиония и др., Innocenti et al., 1979; Jarrige, 1978; Paradoroulos, 1979). Сведения о длительном интервале молодого вулканизма на островах Эгейского моря и Западной Анатолии подтверждаются новыми определениями абсолютного возраста. Так, андезитовый вулканизм о-ва Милос продолжался от 2,5 млн. лет до голоцена.

Восточнее, в пределах Турции, Сирии и Израиля плиоцен-четвертичное время отмечено широким площадным распространением базальтов. В Турции для базальтов Кафсери-Нигде получены датировки, указывающие на развитие вулканизма с тортона до плейстоцена (Innocenti et al., 1975).

Вулканогенно-осадочный седиментогенез этого времени осуществляется в пелагической обстановке в Тирренском море. Вулканогенно-осадочные формации плиоцен-четвертичного времени известны на островах Эгейского моря. Ореолы распространения четвертичных пемз достаточно велики и для пемз о-вов Додеканес, достигают площади 2500 км (Bond, 1976). Еще большую область распространения указывают для тефры Искьи (возраст 24 тыс. лет, Keller, 1972). Можно указать и другие случаи широкого распространения пеплов, выявленные в результате опробования данных осадков в Ионическом, Адриатическом и др. морях Средиземноморья. Мощность отдельных прослоев пепла составляет от нескольких сантиметров до первых десятков сантиметров и от общей мощности накопившихся отложений составляет лишь десятые доли процента, что свидетельствует об ограниченной роли вулканогенного материала в процессе

вулканогенно-осадочного седиментогенеза в позднекайнозойское время.

В целом, плиоцен-четвертичный вулканизм, по сравнению с миоценовым, характеризуется менее мощными проявлениями. Его характерной чертой являются все меньшие промежутки между отдельными вулканическими фазами и, соответственно, большее количество фаз.

Вышеизложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Особое значение при оценке кайнозойского магматизма в Средиземноморье имеют новые данные по ультраосновным интрузивам Западного бассейна. Детальные исследования, проведенные на перидотитовых массивах Испании и Марокко, позволили решительно изменить представления о их возрасте. В данном случае проявления ультраосновного магматизма следует рассматривать в связи с мантийным диапиризмом, явившимся первопричиной образования в конце олигоцена-начале миоцена гигантской впадины Алжиро-Прованского бассейна.

2. Активный магматизм позднего олигоцена-раннего-среднего миоцена представляется отражением этапа мантийного диапиризма. Эта эпоха с учетом площади распространения, интенсивности, длительности развития является важнейшей в кайнозойской истории рассматриваемого региона. Влияние вулканизма на морской седиментогенез наиболее существенно проявляется именно на этом этапе, чему благоприятствует известково-щелочной, преимущественно андезитовый вулканизм.

3. Широкое развитие в позднем миоцене, равно, как и в плиоцен-четвертичное время, щелочного вулканизма как базальтового, так и кислого, создает менее благоприятные условия для развития синхронных вулканогенно-осадочных формаций.

4. Повсеместно устанавливается унаследованное развитие главных вулканических массивов, что целесообразно учитывать при оценке распространения синхронных вулканизму вулканогенно-осадочных образований.

#### Л и т е р а т у р а

- A l t h e r r R. et al. Preliminary results. XXV-th Congress and Plenary Assembly of Split, 1976.
- A n d r i e a e n P. A. M. et al. Contributions to miner. and petrology, v. 69, n. 3, 1979, pp. 215-226.
- A n g e l o d i G. Boll. Soc. geol. Ital., 1979, 97, n. 3, pp. 391-400.
- A r i a s C. et al. Boll. Soc. geol. It., 95 (1976), pp. 1681-1894.
- A r s o v s k i M. et al. Preceedings of the seminar on seismic zoning mars, v. 1, Unesco, Skopje, 1976, pp. 41-51.
- A t a m a n G. C. R. Acad. Sci. Paris, v. 280, 1975, pp. 2065-2068.
- A u b e r t M., L e n a t J. Bull. geol. France, 1978, 20, n. 3, pp.

237-243.

- Barberì F. et al. Journal of geophysical research, v.78, n.23, 1973, pp.5221-5232.
- Barberì F. et al. Earth and Planetary science letters, 22 (1974), pp.123-132.
- Barbieri M. et al. Int.Congr.Therm.Waters, Geotherm., Energy and Vulcan. Mediterr. Area. Athens, 1976, v.3, pp.100-114.
- Barez F., Bizou G. Revue de l'Institut Français du petrole, 1977, v. XXXII, n.5, pp.719-758.
- Barriere I., Michaux I. Memoires du Bureau de Recherches geologiques et minières, 1974, v.1, n.78, pp.68-80.
- Baurbon J-C. et al. Resumé princ.result.sci.et techn. serv.géol.nat., 1978, Paris, p.29.
- Bellon H., Brousse R.C.R. Acad.sci.Paris, 1971, v. 272, n.25, pp.3109-3111.
- Bellon H. These d'Etat, Orsay, 1976.
- Bellon H. 5<sup>e</sup> Reun.Annu.Sci.Terre, Rennes, 1977, p.56.
- Bellon H., Letouzey J. International symposium on the structural history of the Mediterranean basins, Split, 1976, Paris, 1977, pp.165-184.
- Bellon H., Somroud B. 6<sup>e</sup> Reunion Annuelle des Sci. de la Terre, Orsay, 1978.
- Benda L. et al. Newsletter Stratigr., 1979, 8, n.1, pp.61-69.
- Besenecker H., Otte O. Zeitschrift der Deutschen geologischen gesellschaft, 1972, v.123, n.2, pp.527-539.
- Besenecker H., Otte O. VI Colloquium on the geol. of the Aegean region. Collected abstracts, Athens, 1977, p.56.
- Bigazzi G. et al. Boll.Soc.Geol.It., 90(1971), pp.469-480.
- Bond A. Nature, v.259, 22, 1976.
- Bersetti A.M. et al. Rapports et proces-verbaux des reunions, v.23, fas.4, 1976, pp.113-114.
- Bouielin J-P., Kornprobst J. Bull.Soc.Geol. France, 1974, 16, n.2, pp.183-194.
- Broquet P. et al. Bull.Soc.Geol.France, serie 7, t.VIII, n.7, pp.994-1013.
- Cantagrel J-M., Thonat A. C.R.Acad.Sci.Paris, t. 282, 1976, pp.1837-1840.
- Carloni G.C. et al. Giornale di Geologia (2), XXXIX, faso. 2, Laboratorie di Geologia marina del C.N.R. pubblicazioni, v.6, Bologna, 1974, pp.363-392.
- Carrara E. et al. Bull.volcanologique, 1974, v.38, n.2, pp. 1-10.
- Casati P. et al. Mem.Soc.Geol.It., 16(1976), pp.173-195.

- C h e r c h i A. Bureau de Recherches Geol. et Minières. *Memoires*, 1971, v.1, n.78, pp.433-445.
- C h e r c h i A., M a r i n i A. *Rivista Ital. di Paleont. e Stratigr.* Milan, 1978, v.84, n.4, pp.849-1166.
- C i t a M.B., C o l o m b o L. *Sedimentology*, 1979, 26, n.4.
- C i v e t t a L., G a s p a r i n i P.U. *Bull. Assoc. Geol. It.*, 1973, v.XXII, n.3/4, pp.127-130.
- C o r t e c c i G. et al. *Contributions to Min. and Petrology*, v.68, n.4, 1979, pp.421-427.
- C o u l o n C. et al. *Tectonophysics*, 1974, 22, n.1-2, pp.59-82.
- D e l a l o y e M. et al. *Int. symposium of the structural history of the Mediterranean basins*, Split, 1976, Paris, 1977, pp.75-78.
- D e l f a u d J. et al. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, Alger, t.64, fasc.1 et 2, 1973, pp.219-236.
- D r e s n a y R. *Memoires du BRGM*, n.89, 1977, pp.296-312.
- D r o n k e r t H. *Memorie della Societa Geologica It.*, 1976, v.16, pp.341-361.
- F r a n ç o i s D. *Riviera sci.*, 1974, 61, n.2, pp.33-44.
- G i r a u d J.-D. et al. *C.R. Acad. sci. Paris*, 1979, v.288, serie D, pp.9-12.
- G i r o d M., G i r o d N. *Bull. Soc. Geol. France*, 1977, 7, t.XIX, n.3, pp.481-488.
- G l a ç e n J. *Roches plutoniques rappigites miner.* Paris, 1979, pp.214-224.
- H a w k e r w e r t h C.J., V o l l m e r R. *Contributions to Min. and Petrology*, v.69, n.2, 1979, pp.151-166.
- H e r n a n d e z M.I. et al. *Bull. Geol. Soc. France*, 1976 (1977), t.XVIII, n.3, pp.697-705.
- H o u z a y J.P. *C.R. Acad. Sci. France*, 1975, v.280, serie D, pp.2729-2732.
- I n n o c e n t i P. et al. *Geol. Mag.* 112(4), 1975, pp.349-360.
- J a r r i g e J.-J. *These, Universite de Paris*, XI-centre, d'Orsay, 1978
- K e l l e r I., N i n k o v i c h D. *Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft*, 1972, v.123, n.2, pp.579-587.
- L e b k ü c h n e r H. *Diss. Dokt.*, univ. München, 1978, p.128.
- L o c a r d i E. et al. *Geol. Romana*, 1976, v.15, pp.279-300.
- L o o m i s T.P. *American Journal of Sciences*, 1975, v.275, n.1, p.1-30.
- L o w r i e W., A l v a r e z W. J. *Geophys.*, v.45, n.4, 1979, pp.417-432.
- M a u d u i t F. *Communication au congres de geothermie d'Athènes*, 1976

- M a u d u i t F. Int.congr.Therm.Waters,Geotherm.,Energy and Vulcan.Mediterr.Area,Athens,1976,1979,t.3,pp.125-138.
- M a u f f r e t A. These,Paris,1976,p.137.
- M o n t i g n y R. et al. 7<sup>e</sup> Reunion Annuelle des sciences de la Terre,Lyon,1979,Soc.Geol.Fr.,edit.Paris,p.332.
- N e u r d i n - T r e s c a r t e r J. Bull.Fac.Hist.nat.Afr. Nord Alger,t.65,fasc.1 et 2,1974,pp.165-177.
- N o c e r a S. di et al. Rend.Acad.Sci.Fis.e Mat.Sec.naz.sci. lett.ed arti Napoli,1974,41,pp.338-362.
- О б р а д о в и ч Г., Д и м и т р и е в и ч Р. Геол. ан. Балкан п-ва, 1978, 42, с. 483-494.
- П о н и к а р о в В. П. и др. Геол. и полезн. ископ. заруб. стран, Сирья, 1969.
- P a o l a G.M. et al. Sec.It.Minер. e Petrologia,Milano,1975, v.XXXI(1),pp.181-190.
- P a r a d o p o u l o s G.A. Ann.Geol.des pays Helleniques, VII-th Int.congress on Mediterranean Neogene,Athens,1979,pp.943-953.
- P f a n n e n s t i e l M. Memoires de l'Institut oceanographique, Monaco, 8(1975), p.48.
- P r i e m H.N.A. et al. Contrib.Mineral.and Petrol., 1979, 70, n] pp.103-109.
- P u g n a i r e M.T.G. et al. N.jb.Minер Abh.,v.136,n.1,Stuttgart,1979,pp.42-62.
- R i v i e r e M. et al. Bull.Soc.Geol.Fr., 1977 (7), t.XIX, n.5, pp.1171-1177.
- S a v e l l i C. Rend Soc.It.Minер. e Petrol., 1975, 31, n.1, pp.191-198.
- S a l z e C. These, 1976, Universite de Paris-Sud, Centre d'Orsay, p.118.
- Travers Metrich N. These, 1976, Universite de Paris-Sud, Centre-d'Orsay, p.102.
- V a s s D. Ann.Geol.Pays Hellen. VI-th Int.congress on Mediterranean, Neogene,Athens,1979,pp.1427-1441.
- V i l l a r i L. Journal of the Int.Assoc.of Vulcan. and Chemistry of the Int.Union of Geodesic and Geophysic, v.38, n.3, 1975, pp.680-724.
- W e s t e r h o f A.B. Tectonophysics, 39(1977), pp.579-591.
- W e z e l F.C. Int.symposium on the structural history of the Mediterranean basins, Split, 1976, Paris, 1977, pp.287-302.
- Y a n e v Y. Mines et Geologie, n.40, Rabat, 1976, pp.19-44.
- Z e r b i M., G i a m e t t i F. Ateneo Parmense, Acta Nat., 14(1978), pp.311-337.
- L e m e i l l i F. These, Univ.Paris, 1977, p.187.

РАЗВИТИЕ МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ КАРПАТ И  
НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Альпийская серия магматических формаций Карпат содержит несколько групп формаций различного происхождения со специфической металлогенией (Лазаренко и др., 1973; Лазаренко, 1977), каждая из которых связана с определенной стадией тектоно-магматического развития. Обычно для Карпат применяется схема развития магматизма, предложенная Г. Штилле (1964): основной магматизм геосинклинального этапа, гранитный магматизм орогенного этапа, квазиплатформенный субокеантический магматизм, платформенный конечный магматизм.

В последние годы ряд авторов субокеантический магматизм Карпат сопоставляет с вулканизмом островных дуг (Данилович, 1974; Доленко, 1976; Чекунов, 1976; Nederveer, 1974; Ianovici, 1976; Szadeczky-Kandoss, 1974). Изучение магматических формаций, их происхождения и металлогении Карпато-Динарского региона и анализ его тектоно-магматического развития позволяет предложить новую модель развития магматизма в этом регионе, которая может быть применима и к другим подвижным областям<sup>х</sup>.

Уже давно замечено, что в подвижных областях характер магматизма зависит от типа тектонических движений, на чем и основывается схема Штилле (1964) — Билибина (1961). В Карпатах начало альпийского магматизма относится к мезозою. В триасе и юре он выразился образованием офиолитовых формаций, а в мелу — спилито-кератофировых. При этом, магматизм закончился средними и кислыми породами, обогащенными калием (Минералогия..., 1963).

Офиолитовые и спилито-кератофировые формации появляются в ранней, собственно геосинклинальную стадию. Они сопряжены с растяжением земной коры и приурочены к разрывам в основании бассейнов седиментации. Проникновению магмы к поверхности способствовали, по-видимому, не только разломы, открывавшиеся в процессе растяжения коры, но и процессы в верхней мантии. Растяжение земной коры не может быть только поверхностным явлением, оно должно сочетаться с разуплотнением вещества мантии. Этот процесс понижения давления в мантии должен

<sup>х</sup>) Употребляются термины, принятые Петрографическим комитетом СССР (Устиев, 1970).

вести к дополнительной выплавке магмы в астеносфере, что и способствует образованию магматических очагов. В Апусениях имеются месторождения титаномагнетитов, хромита и асбеста, связанные с юрской офиолитовой формацией.

В среднюю стадию тектоно-магматического развития происходит замыкание бассейнов седиментации и складчатость накопленных осадков. В Карпатах это произошло на границе мела и палеогена в ларамитийскую фазу складчатости. К этому времени относится образование банатитовой гранитоидной формации.

Средняя стадия тектоно-магматического развития характеризуется сжатием земной коры (Хаин, 1973), отражающим уплотнение вещества мантии. Эти условия не благоприятствуют образованию магматических очагов, вызывают обратное явление — кристаллизацию магмы в верхней части астеносферы. Результаты изучения гранитоидов показывают, что эти явления существуют в природе. Очень часто по петрографическим признакам устанавливается метасоматическая природа как древнейших раннепротерозойских (Лазаренко, 1979), так и молодых гранитоидов. Это хорошо подтверждается термометрическими исследованиями. В минералах из гранитоидов устанавливаются включения маточных растворов (раскристаллизованные, кристалло-флюидные, жидко-газовые и газожидкие), гомогенизирующиеся в широком диапазоне температур: от 1110 до 200–300°C, что указывает на протекание процессов метасоматоза при участии трансмагматических флюидов (Коржинский, 1976) пневматолитовых и гидротермальных растворов. В частности, в кварце из банатитов залегающих в конгломератах мелового возраста южного склона флишевой зоны Восточных Карпат (Абсолютная..., 1970) содержатся газожидкие включения, гомогенизирующиеся при 250–350°C. Все это свидетельствует о том, что в среднюю стадию тектоно-магматического развития в периоды повышения давления в верхней мантии происходит кристаллизация образовавшихся ранее магматических очагов, сопровождающаяся выделением потока флюидов. Эти флюиды несут силиций и калий. Как уже отмечалось, последние порция магмы силикато-кератофировой формации ранней стадии тектоно-магматического развития были обогащены этими компонентами. Мантийные флюиды воздействуют на материал коры и приводят к его гранитизации. По мнению автора, это главный процесс при образовании гранитного слоя коры материков (Лазаренко, 1980).

Как показывают исследования, гранитизация может происходить с образованием магмы, из которой флюидами удалены все избыточные для гранита компоненты. Такая магма может кристаллизоваться на месте или после перемещения ее в верхние горизонты. Однако, в большом масштабе гранитоиды образуются метасоматическим путем в твердом состоянии под воздействием флюидов ниже температуры плавления компонен-

тов гранита. С банатитовой гранитоидной формацией в Карпатах связаны скарновые месторождения железа, бора, грейзеновые месторождения молибдена, висмута, вольфрама, меди, свинца, цинка, кобальта, никеля, золота, сурьмы, бария.

В позднюю орогенную стадию развитие магматизма в Карпатах происходило сложно. Мы уже отмечали (Лазаренко, 1977), что в этот период во Внутренних Карпатах одновременно существовали магматические очаги на двух уровнях: внутри коры и в верхней мантии. Одновременные извержения магмы из территориально облизженных вулканических центров привели к образованию смешанных липарито-андезитовых или липарито-базальтовых туфов и, в меньшем объеме, — смешанных лав в Береговском районе (Лазаренко, 1972) и Токайских горах (Panto, 1966).

Механизм развития орогенного магматизма можно объяснить следующим образом. Продолжающееся после средней стадии скатие вызвало сближение литосферных плит геосинклинальной рамы. Это привело в действие архимедовы силы в астеносферном слое, обусловившие подъем астеносферы. Диалпиром мантии (Szadecsky-Kardess, 1974) можно объяснить кольцевое строение Карпато-Динарской системы (см. схему). Центр диалпира находился под Большой Венгерской впадиной. Здесь наблюдается уменьшение мощности коры до 20 км, что связывается с растеканием литосферы во все стороны. В периферийной части подвижной области произошло скучивание материала коры и увеличение ее мощности до 65 км под флишевой зоной Карпат. О движении масс во все стороны свидетельствуют сбросы в фундаменте Большой Венгерской впадины, направленные во все стороны (Вадас, 1964), а в периферических структурах — радиально расходящиеся надвиги и шарьяжи. При этом происходило наплывание массы складчатой области на геосинклинальную раму. Видимо, этим объясняется загиб литосферной плиты Восточно-Европейской платформы на границе ее с подвижной областью.

С подъемом диалпира мантии происходила ее дегазация, приведшая к возникновению внутрикоровых очагов липаритовой магмы, которые давали начало активно действовавшим вулканам с эоцена до конца миоцена. Наплывание материала подвижной области на геосинклинальную раму привело к ее субдукции под складчатую область. В образовавшихся зонах Беньофа-Заварицкого генерировались магмы андезитового состава по модели Рингвуда (1972). Образовались две андезитовые формации: миоценовая и плиоценовая. На протяжении всего миоцена параллельно действовали липаритовые и андезитовые вулканы.

В Береговском горсте и Токайских горах ареалы липаритового и андезитового вулканизма оказались совмещенными, в результате чего периодически при одновременном их извержении возникали смешанные продукты вулканической деятельности. В настоящее время отголоском формирования структуры в орогенную стадию является аномально высо-

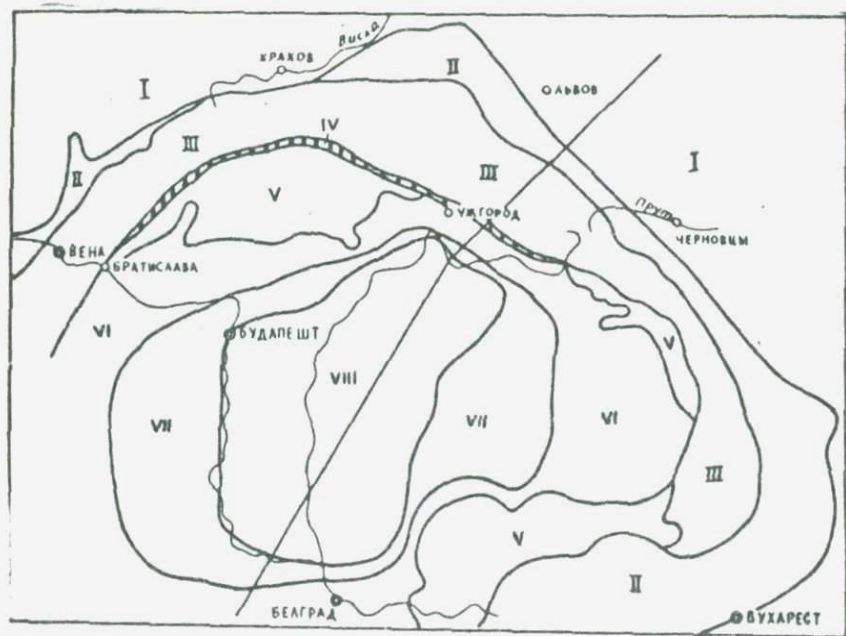


Схема тектонического районирования Карпат.

I - геосинклинальная рама; II - передовые прогибы;  
 III - складчатая флишевая зона; IV - южная утесовая  
 зона; V - центральные массивы; VI - зона внутренних  
 прогибов; VII - зона горстового обрамления;  
 VIII - Большая Венгерская впадина.

кий тепловой поток в центральной части региона (Кутас, 1974; Vol-dizsar, 1964) и реликтовая зона Беньофа-Заварицкого в районе гор Вранча (Сагалова, 1975).

С липаритовым вулканизмом связаны месторождения барита, алуни-та, каолина; с миоценовой андезитовой формацией - гидротермальные месторождения золота, серебра, свинца, цинка, меди, а с плиоценовой андезитовой формацией - гидротермальные месторождения ртути.

Региональный формационный анализ показывает, что состав продук-тов магматизма и постмагматической деятельности каждой формации сохраняет свое постоянство на огромных расстояниях по всей площади развития магматической формации даже в различных структурно-фациаль-ных зонах, что отрицает мобилизацию рудного вещества на вмещающих породах и свидетельствует о полной гомогенизации магматического очага, независимо от его происхождения (Лазаренко, Лазаренко, 1979).

Последовательная смена основного магматизма кислым повторяется в каждом цикле тектоно-магматического развития в неогене, начиная с раннего протерозоя, с закономерно снижающейся интенсивностью. Учитывая, что процессы тектоно-магматического развития имеют глобальное значение, одновременно проявляясь в удаленных друг от друга районах на тысячи километров (Хаин, 1973), закономерности развития магматизма, выявленные в Карпато-Динарской системе, должны иметь общее значение для подвижных областей.

### Л и т е р а т у р а

Абсолютная геохронология главнейших комплексов Украинских Карпат (А.К.Бойко, С.С.Круглов, Я.О.Кульчицкий, О.И.Матковский и др.) — В кн.: Труды XV сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1970, с.202-225.

Б и л и б я н Ю.А. Вопросы общей металлогении и металлогении золота. — В кн.: Избранные труды, т. III, Изд-во АН СССР, 1961, с.7-194.

Б о н д а р е н к о А.П., Б и л и н с к и й А.И., Т и м о ш и н Б.В. Глубинные магнитотеллурические исследования в советских Карпатах и прилегающих районах УССР. — В кн.: Строение и физика глубинных недр Западного региона СССР. Минск, Наука и техника, 1969, с.84-92.

В а д а с Э. Геология Венгрии.—М., Мир, 1964, 531 с.

Д а н и л о в и ч Л.Г. О некоторых элементах глобальной тектоники в эволюции Карпатской геосинклинали. — Геология и геохимия горючих ископаемых, вып.40, 1974, с.3-11.

Д о л е н к о Г.Н. Развитие нефтегазоносных провинций в свете тектоники литосферных плит. — Геологический журнал, 36, вып.3, 1976, с.19-26.

К о р ж и н с к и й Д.С. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение. — В кн.: Петрография, М., Изд-во МГУ, 1976, с.269-287.

К у т а с Р.И. Тепловой поток поля юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Глубинный тепловой поток Европейской части СССР. Киев, Наукова думка, 1974, с.47-78.

Л а з а р е н к о Б.К., Л а з а р е н к о Э.А., М а л ы г и н а О.А. Металлогения Карпат. — Материалы комиссии минералогии и геохимии КБГА, вып.2, Киев, 1973, с.5-98.

Л а з а р е н к о Э.А. Особенности тектоно-магматического развития Карпат. — ДАН СССР, 1972, 203, №4, с.893-896.

Лазаренко Э.А. Об орогенном магматизме и рудоносности Карпат. - Материалы комиссии минералогии и геохимии КБГА, вып.3, Киев, 1977, с.38-58.

Лазаренко Э.А. Об образовании гранитного слоя земной коры и железорудных месторождений на древних щитах.-М., ВНИИИ, 1980, № 242-20.

Лазаренко Э.А., Лазаренко Е.К. Металлогенетическое значение магматических и метасоматических мигматито-гранитных формаций. - Доклады АН СССР, 1979, 248, № I, с.205-208.

Минералогия Закарпатья (Е.К.Лазаренко, Э.А.Лазаренко, Э.К.Барышников, О.А.Малыгина). Львов, Изд-во Львовск. у-та, 1963, 612 с.

Рингвуд А.Э. Состав и эволюция верхней мантии. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия.-М., Мир, 1972, с.7-26.

Сагалова Е.А. Фокальная зона карпатских землетрясений у гор Вранча. - Геофиз. сб. АН УССР, 1965, 66, с.75-81.

Устиев Е.К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1970, №4, с.47-68.

Хайн В.Е. Общая геотектоника.-М., Недра, 1973, 572 с.

Чекуннов А.В. Геология Украины, сопредельных районов и новая глобальная тектоника. - Геологический журнал, 1976, 36, вып.3, с.3-18.

Штиллэ Г. Избранные труды.-М., Мир, 1964, 888 с.

Adam A.Uber die Information der electromagnetischen Messungen in Ungern-geofiz., r6rl., vol.17, N1-2, 1968.

Boldizsan T. Terrestrial Heat Flow in the carpatinas.- Journ.Geoph.Res, 69, N24, 1964, p.5269-5275.

Hedervari P. Comparison between the Carpatho-Pannonian Dinaride Area and the Phillipine Basin from the Geophysical-Volcanological Point of view.-Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, t.18, N1-2, 1974, pp.23-36.

Janovici V., Borcos M. et al. Geologia Muntibor Apuseni Bucunesti, 1976, 643p.

Panto G. A Tokaji begyseg es elotere szerkezet Vulcanological kapesolata, -Magy.all Jold.Inter Ni Gelent, Budapest, 1966, pp. 215-223.

Szadecskay-Kardoss E. Alpiner magmatismus und Platten-tectonic des karpatischen Beckensystems.-Acta Geol.Acad. Scien.Hung., t., XVIII, N3-4, 1974, pp.213-234.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРСКИХ ВУЛКАНИТОВ АРМЕНИИ

В истории геологического развития Малого Кавказа юрский период был ознаменован крупными перестройками тектонической структуры региона и бурным проявлением вулканизма, приведшим к образованию сложных комплексов эффузивных, пирокластических, субвулканических и интрузивных пород. С вулканогенными образованиями этого периода пространственно и, отчасти, генетически связан ряд рудных (в частности, колчеданных) месторождений Армении, некоторые из которых имеют большое практическое значение.

Вулканическая деятельность в юрский период характеризовалась последовательным изменением состава продуктов извержения от основных к кислым разновидностям с общим преобладанием извержения средне-основного состава. Вулканизм этого периода начинается излиянием диабазовых и андезитовых порфиритов зеленокаменной толщи и кончается внедрением альбитофиров. Между продуктами различных фаций средне-основной магмы наблюдается большое сходство. Наибольшим распространением среди производных магм средней кислотности пользуются различные модификации порфиритов, варьирующие: по характеру микроструктуры, крупности зерна, по соотношениям между феррической и калийной составными частями, но, вместе с тем, чрезвычайно однообразные по своему минералогическому составу. В петрографическом отношении среди представителей кислых дифференциатов магмы встречается значительно меньшее разнообразие, чем среди производных магмы средней кислотности. К этой группе пород относятся кварцевые плагиопорфиры, андезитовые дациты (жератофиры) и альбитофиры.

Общий химический облик пород также варьирует в довольно широких пределах - от базальтоидного до кислого. Такая закономерность внедрения магмы во времени от основных к кислым, по-видимому, является одной из характерных особенностей магматизма для складчатых областей.

Установлено также, что породы, сходные между собой по кислотности, но относящиеся к разным фациям - эффузивным и субвулканическим - по химизму близки друг к другу, сохраняя при этом основные "кровные" характерные черты пород; это может рассматриваться как указание на связь пород этих фаций с одним и тем же магматическим очагом или

вулканической формации Армении нами были использованы результаты около 2000 полуколичественных и полных спектральных анализов, а также результаты металлометрических съемок в Алавердском и Кафанском рудных районах в количестве около 10000 спектральных анализов пород.

Известно, что в процессе формирования эффузивных пород геохимическое поведение отдельных микроэлементов зависит от физико-химических условий кристаллизации и кристаллохимической близости их с тем или иным главным петрогенным элементом. Это, в частности, приводит к рассеянию в породообразующих минералах элементов группы железа и малых петрогенных элементов, а для редких и металлогенных — к накоплению в конечных продуктах кристаллизации в виде аксессуариев.

Формы нахождения микроэлементов в эффузивах изучены недостаточно. Имеющиеся данные указывают на рассеянное состояние их во вкрапленниках породообразующих и ранних аксессуарных минералов, реже они образуют самостоятельные минералы: вльменит, титаномагнетит, рутил, сфен, хромит, циркон, апатит и самородные цинк, свинец и медь. Для прослеживания поведения микроэлементов в процессе развития вулканизма, они разбивались на группы согласно классификации А.Н.Заварицкого.

Для пород юрской вулканогенной формации Армении намечается следующая специфичность микроэлементов: почти для всех юрских эффузивных образований основного и средне-основного состава характерна ассоциация Zn, Cu, Pb, Ni, Co, Cr и Se.

Для кислых разновидностей отмечается значительное содержание Ti, Be, Zr, Sr и Yb. Главные разновидности пород нижнеюрской зеленокаменной толщи характеризуются вышекларковыми содержаниями Zn, Ca, V, Cu, Pb, Ag, Cr. В пределах кларкового содержания присутствуют Co, Ni, а также Cr и Ca. В нижекларковых содержаниях присутствуют Mn, а также Ti и Zn, Sn и Mo в породах полностью отсутствуют. Кларковые и вышекларковые содержания V, Cr, Co, Ni, Ti в породах зеленокаменной толщи Армении позволяют предполагать их принадлежность к базальтовой магме.

Чрезвычайно широко распространенные средне- и частично нижнеюрские разнообразные по составу порфириты, геохимически характеризуются присутствием Pb, Co, Cu, Ca, Zn, а Zn и Yb (больше кларкового содержания). В пределах кларкового содержания присутствуют Be, Co, Ti, V, Mn, Ca, Zr, Sr; ниже кларкового содержания — Ti, Cr, V, Mn. Как видно, качественно состав микроэлементов для порфиритов средней кислотности мало отличается от содержания таковых в породах более основного ряда.

Кислые разновидности пород в основном характеризуются присутствием повышенных содержаний Zn, Pb, Cr, Be, Cu, Ti, V, Yb, Mn:

нижекларковое содержание устанавливается для  $Ti$  и  $Cr$ .

В кислых разновидностях пород юрской вулканогенной толщи присутствуют  $V$ ,  $Ti$ ,  $Ni$ ,  $Cr$  т.е. элементы, характерные для основных и средних пород вулканогенной формации. Это обстоятельство позволяет предполагать наличие генетической связи кислых и основных пород и относить их к дифференциатам единого магматического очага. Следует указать, что в продуктах юрской вулканогенной формации ни в одной пробе не были обнаружены такие элементы как  $Hf$ ,  $W$ ,  $Nb$ ,  $Ta$ ,  $Cd$ ,  $Sn$ ,  $In$ ,  $La$ , являющиеся характерными элементами для пород, возникших из гранитоидной магмы.

При сопоставлении ассоциации микроэлементов одноименных и разновозрастных вулканогенных образований различных районов Армении, например, широко распространенных диабазов и диабазовых порфиритов нижнеюрской зеленокаменной толщи, среднеюрских кварцевых плагиопорфиритов, верхнеюрских альбитофиритов и кварцевых альбитофиритов, намечается геохимическая тождественность указанных вулканогенных продуктов. Этот факт имеет большое теоретическое значение и с геохимической точки зрения. Наряду с другими петрологическими критериями он позволяет рассмотреть вопросы эволюции, магматизма и рудообразования Сомхето-Карабахской геотектонической зоны - закономерности формирования тектонической структуры, процессов вулканической деятельности и дифференциации магмы в юрское время и т.д.

Ряд элементов прослеживается в течение всего периода вулканической деятельности, начиная от основных разновидностей пород нижней (?) кры и кончая кислыми разновидностями верхней кры. К таким элементам относятся  $Ca$ ,  $Cu$ ,  $Pb$ , а также  $V$ ,  $Zn$ ,  $Ag$ ,  $Yb$  в выше кларковых содержаниях присутствующих во всех образованиях. Поведение  $Sr$ ,  $Mn$ ,  $Ti$ ,  $Cr$ ,  $Yb$  определяется их равномерными кларковыми содержаниями в юрских вулканических породах.

Из изложенного следует:

1. Кларковые и вышекларковые содержания  $V$ ,  $Cr$ ,  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Ti$  в породах юрской зеленокаменной толщи Армении указывает на их принадлежность к базальтовой магме. Геохимическая особенность кислых разновидностей определяется повышенными содержаниями  $Zr$ ,  $Pb$ ,  $Cr$ ,  $Be$ ,  $Cu$ ,  $Ti$ ,  $V$ ,  $Yb$ ,  $Mn$ , а также нижекларковыми -  $Ni$  и  $Cr$ .

2. Присутствие в кислых разновидностях юрских вулканитов  $V$ ,  $Ti$ ,  $Ni$ ,  $Cr$  т.е. элементов, характерных для основных и средних пород, с одной стороны указывает на генетическую связь кислых и основных пород и, с другой - позволяет относить их к дифференциатам единого магматического очага. Таким образом, в юрской вулканогенной формации Армении устанавливается преобладание ассоциаций микроэлементов, характерных для родоначальной базальтовой магмы, что ука-

зывает на существование единой базальт-липаритовой серии пород, характерной для геосинклинальных областей.

3. Четко выявленные геохимические особенности разновозрастных толщ описываемой вулканогенной формации свидетельствуют о возможности их использования в качестве коррелятивов при изучении и сравнении трудно датированных вулканических толщ и пространственно связанных с ними субвулканических, пластовых и жильных образований.

4. Полученные данные позволяют также судить об особенностях металлогенической специализации магмы. Присутствие в породах выше-кларковых количествах  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Pb$  указывает на геохимическую близость продуктов юрского вулканизма и пространственно локализованного в них колчеданного оруденения Армении. Почти во всех вулканических образованиях Сомхето-Карабахской геотектонической зоны отсутствует  $Mo$ . Это обстоятельство проливает свет на возможную генетическую связь с юрской вулканогенной формацией пространственно тяготеющих к ней колчеданных месторождений Армении.

К ГЕНЕЗИСУ ЛИПАРИТОВЫХ МАГМ НОВЕЙШИХ КУПОЛОВИДНЫХ  
ВУЛКАНОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Новейшие липаритовые куполовидные вулканы Армении (Атис, Арте-ни, Гутансар, Гехасар, Спйтаксар, Базенк, Карахач, Сатанакар и др.) изучались многими исследователями, особенно детально С. Г. Карапетяном (1964, 1968, 1972). Относительно возраста липаритовых пород этих вулканов имеются сведения у разных авторов. К. Н. Пафенгольц (1947) эти породы относит к олигоцену, другие исследователи - к неогену. Согласно Г. Абиху (1899), Б. М. Куплетскому (1929), А. А. Турцеву (1931) и А. Н. Назаряну (1962), липаритовые породы имеют раннечетвертичный возраст. С. Г. Карапетян (1968) считает их верхнеплиоцен-нижнечетвертичными.

Верхнеплиоценовый-четвертичный вулканизм на территории Армении начался излиянием базальных расплавов, которые дали покровы долеритовых базальтов. Позднеплиоценовый возраст долеритовых базальтов впервые установил А. Т. Асланян (1958<sub>1-2</sub>). На всех участках, где формировались липаритовые вулканы, основные лавы изливались только в четвертичное время в виде продуктов ареального вулканизма (Карапетян, 1969). Фундаментом для липаритовых вулканов служили вулканические сооружения ранне-среднеплиоценового возраста. Вулканизм ранне-среднеплиоценового возраста нередко завершался излиянием расплавов трахиандезито-дацитового и трахидацитового составов. Эти породы часто очень хорошо выкристаллизованы, имеют порфировую структуру, где размеры фенокристаллов полевого шпата достигают нескольких сантиметров. Количество вкрапленников составляет до 50 % общей массы породы. Породы куполовидных вулканов, в отличие от описанных, очень бедны порфировыми вкрапленниками. Согласно С. Г. Карапетяну, количество фенокристаллов в липарит-липаритодацитовых породах варьирует от 0,4 до 4,4 %.

Часто липаритовые расплавы были перегреты и на поверхности затвердевали в виде обсидианов. Нормативные минеральные и химические составы липаритовых пород (см. таблицу) показывают, что расплавы их имели почти эвтектические составы и являются остаточными расплавами. Индекс дифференциации варьирует от 84 до 90 (см. таблицу). Температура липаритовых расплавов в очаге была намного выше температуры ликвидуса этих пород. Несмотря на то, что при подъеме на поверхность

липаритовые расплавы частично охлаждались, они нередко изливались в перегретом виде, и на поверхности формировались обсидианы.

Температурный интервал кристаллизации липаритовых расплавов 25–50° (Хитаров и др., 1969). А у расплавов дацитового состава интервал ликвидус–солидус на 200° больше. Отсюда следует, что для получения остаточного расплава липаритового состава путем кристаллизационной дифференциации из расплавов дацитового состава необходимо понижение температуры расплава в очаге на 200°, что возможно только при коренном изменении теплового режима в земной коре. Последнее возможно лишь в значительном геологическом интервале времени.

Существует мнение, что липаритовые расплавы куполовидных вулканов формировались на небольших глубинах за счет переплавления гранитно-метаморфического слоя земной коры (Карапетян, 1972; Ширинян, 1975). Средний состав гранитно-метаморфического слоя континентальной коры соответствует дациту (Лутц, 1975). Если в отдельных участках этого слоя возникли благоприятные условия (температура на глубине 14–15 км 700–750°C) формирования расплава липаритового состава, то учитывая температурный градиент можно ожидать, что на 5–10 км температура повышалась на 250–500°. В таких условиях расплавляются основные породы и дают расплавы промежуточного (дацит-андезитовых) состава. Однако при новейшем вулканизме Армении в районах распространения куполовидных липаритовых вулканов наблюдается четкий разрыв в ряду составов между липаритами и основными лавами.

Физико-химические свойства липаритовых составов и изложенные доводы исключают возможность формирования частично перегретых остаточных расплавов с эвтектическими составами на небольших глубинах путем переплавления гранитно-метаморфического слоя.

Вулканы Армянской ССР, извергавшие кислые расплавы, территориально связаны с определенными геологическими структурами и проявились в очень узком геологическом интервале времени. Как уже отмечалось, липаритовые магмы изливались на поверхность в тех районах, где широко развит вулканизм ранне-среднеплиоценового возраста. Липаритовые расплавы часто прорывают трахиандезито-дациты или трахидациты раннего-среднеплиоценового возраста.

Магматические расплавы трахиандезито-дацитовой формации являются коровыми. Однако они, по-видимому, возникли за счет "базальтового" слоя земной коры, поскольку в этой формации участвуют также андезиты-базальты и андезиты. По нашему мнению, в среднем плиоцене после излияния на поверхность расплавов трахиандезито-дацитового и дацитового составов, часть дацитового расплава в магматическом очаге, в силу его медленного охлаждения (2–3 млн. лет), подвергалась кристаллизационной дифференциации. В результате состав остаточного расплава изменился до липаритового (почти до эвтектического; см. та-

блипу).

Таким образом, для формирования липаритовых расплавов необходимо, чтобы в конце предыдущего вулканического цикла создавались в магматических камерах в нижних слоях земной коры остаточные кислые липаритовые расплавы за счет дифференциации дацитовых расплавов.

Средние липариты и липарито-дациты<sup>х)</sup> Таблица

| Химические составы             |          |                 | Норматив. минералы |         |                | Числовые характерист.<br>по А. Н. Заварицкому |         |                |
|--------------------------------|----------|-----------------|--------------------|---------|----------------|---|---------|----------------|
| Оксиды                         | липариты | липарито-дациты | минералы           | липарит | липарито-дацит |   | липарит | липарито-дацит |
| SiO <sub>2</sub>               | 73,91    | 69,46           | Q                  | 31,0    | 28,9           | a   | 14,5    | 12,9           |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,15     | 0,25            | Or                 | 24,5    | 19,5           | c   | 1,5     | 2,5            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,71    | 16,34           | Ab                 | 34,1    | 32,5           | b   | 2,5     | 6,8            |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,18     | 1,46            | An                 | 5,7     | 10,2           | z   | 81,5    | 77,8           |
| FeO                            | 0,66     | 1,17            | Pu                 | 1,1     | 2,2            | a'  | 15,8    | 51,0           |
| MnO                            | 0,08     | 0,11            | c                  | 0,5     | 2,7            | f'  | 63,2    | 34,3           |
| MgO                            | 0,38     | 0,63            | ap                 | 0,2     | 0,2            | m'  | 21,0    | 14,7           |
| CaO                            | 1,27     | 2,12            | il                 | 0,3     | 0,5            | n   | 59,6    | 63,5           |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,02     | 3,85            | Mt                 | 1,6     | 2,1            | l   | 36,8    | 17,6           |
| K <sub>2</sub> O               | 4,10     | 3,29            | сумма              | 99,00   | 98,8           | t   | 0,08    | 0,2            |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,04     | 0,06            | ID                 | 90,1    | 83,8           | q   | 33,1    | 27,2           |
| H <sub>2</sub> O*              | 0,44     | 0,07            |                    |         |                | a/c   | 9,6     | 5,0            |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,31     | 0,01            |                    |         |                |   |         |                |
| Cl                             | 0,08     | -               |                    |         |                |   |         |                |
| S                              | 0,03     | 0,03            |                    |         |                |   |         |                |
| П.п.п.                         | 0,01     | -               |                    |         |                |   |         |                |
| П.п.п.                         | 0,51     | 1,34            |                    |         |                |   |         |                |
| Сумма                          | 100,38   | 100,19          |                    |         |                |   |         |                |

х) Среднехимические составы породы взяты из работы С. Г. Карапетян (1972).

Теперь возникает вопрос, почему эти остаточные расплавы не поднимались на поверхность в конце вулканизма раннего и среднего плиоцена, то есть после излияния трахиандезито-дацитов и трахидацитов. Как было отмечено, трахиандезит-дацитовые и трахидацитовые расплавы часто при излиянии на поверхность содержали в большом количестве фенокристаллы, температура расплава была намного ниже температуры ликвидуса. Эти расплавы по трещинам выжимались в виде экструзий.

Часть трахидацитовых расплавов, оставшаяся в очаге, могла год-

вергаться процессам кристаллизационной дифференциации с образованием остаточных эвтектических расплавов только тогда, когда в магматическом очаге происходило охлаждение. Согласно нашим экспериментальным данным, температура ликвидуса липаритовых пород вулкана Атис при  $P_{H_2O} = 2000 \text{ кг/см}^2$  составляет  $700-725^\circ\text{C}$ , а интервал ликвидуса-солидуса в этих условиях -  $25-50^\circ$ , при  $P_{H_2O} = 1000 \text{ кг/см}^2$  температура солидуса составляет  $725^\circ\text{C}$  (Хитаров и др., 1969). Получается, что перегретые липаритовые расплавы не могут подниматься по трещинам с больших глубин и изливаться, поскольку они затвердевают, не достигнув поверхности. Быстрому затвердеванию расплавов способствовало, кроме потери летучих компонентов при подъеме, также то, что липаритовые расплавы плохо кристаллизуются и скрытая теплота кристаллизации освобождалась в незначительном количестве.

Таким образом, остаточные расплавы липаритового состава дацитовых магм не могли изливаться в конце вулканизма или среднего плиоцена. Только в верхнем плиоцене (в ачкачале) в связи с активизацией вулканизма на территории Армении возникают благоприятные условия для повышения температуры в земной коре, что привело также к повышению температуры остаточных липаритовых расплавов и их перемещение на поверхность в перегретом виде. Вполне вероятно, что по предложенной модели образовались не только рассмотренные новейшие липариты, но и липариты более древнего возраста.

### Л и т е р а т у р а

А б и х Г. Геология Армянского нагорья. Зап. часть Зап. Кавказа, Отд. геогр. общ., КН XXI I, 1899

А м а р я н В. М. О стратиграфическом положении и возраста липарит-перлит-обсидиановых лав г. Арteni (на арм. яз.). ИТ, сб. КЗ, серия геолог., Ереван, 1964.

А с л а н я н А. Т. Основные черты послеплиоценовой истории тектонического развития Армении. - Сб. научн. трудов ИЦ, № 8, Ереван, 1958.

А с л а н я н А. Т. Региональная геология Армении. АИпетрат, Ереван, 1958<sub>2</sub>.

В е г у н и А. Т. Некоторые закономерности верхнетретичного вулканизма Армянского нагорья. - Вулканические формации (Труды П Всес. вулкан. совещ.), т. 2, М., Наука, 1966.

К а р а п е т я н К. И. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. - Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, 1969, № 3.

К а р а п е т я н С. Г. Куполовидные вулканы Арteni и Атис. -

Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1964, КМЦ, № 3-4.

К а р а п е т я н С.Г. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Армянской ССР. - Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1968, 1-2.

К а р а п е т я н С.Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. - Изв. АН Арм.ССР, 1972.

К у п л е т с к и й Б.М. Геолого-петрографический очерк восточной части Ахманганского вулканического плато. - В сб.: Бассейн оз.Севан (Гокча), т.1, Л., 1929.

Л у т ц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли.-М., Наука, 1975.

М и л а н о в с к и й В.Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. - Изд-во АН СССР, сер.геолог., 1956, № 10.

Н а з а р я н А.Н. Вулканические породы и озерно-континентальные отложения нижнего течения р.Раздан.-Изв. АН Арм.ССР, сер.геолог. и географ. наук, 1962, т.ХУ-5.

П а ф ф е н г о л ь ц К.Н. Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм.яз.).Изд-во АН Арм.ССР, 1947.

Т у р ц е в А.А. Гидрогеологический очерк бассейна р.Занги. - Тр. СОПС, сер.Закавказ., 1931, вып.1.

Х и т а р о в Н.И., Н а х а п е т я н Л.Б., Л е б е д е в Е.В. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование).- Геохимия, 1969, № 3.

Ш и р и н я н К.Г. К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении.-Изд-во АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1975, № 1.

Shaw H.K. Obsidian  $H_2O$ -viscosities at 1000 to 2000 bars in the temperature range 700° to 900°C.-Journ. of Geophys. research, vol.68, №23, 1963.

УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ЮРСКОГО РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО  
ВУЛКАНИЗМА И СВЯЗАННОГО С НИМ ОРУДЕНЕНИЯ НА ЮЖНОМ  
СКЛОНЕ БОЛЬНОГО КАВКАЗА

В дискуссионной проблеме связи процессов юрского раннегеосинклинального вулканизма и рудообразования на южном склоне Большого Кавказа ряд вопросов требует дальнейшей разработки. В настоящей статье мы постараемся показать обобщенную схему эволюции и латеральной зональности вулканизма этого региона и в связи с этим рассмотреть некоторые благоприятные для локализации синвулканического рудообразования палеоструктуры.

Продукты ранне- и среднеюрского этапа вулканизма, развивающегося на фоне терригенной седиментации геосинклинального бассейна, относятся к спилит-кератофировой, спилит-диабазовой и порфиритовой формациям. Наряду с ними выделяется группа (субформация) жильных диабазовых пород, четко не указывающаяся с конкретными проявлениями эффузивного вулканизма.

Вулканыты спилит-кератофировой формации образуют непрерывный ряд пород от базальтов до липаритов с преимущественным развитием дацитовых и плагиолипаритовых разновидностей. При этом в различных частях Южного склона они показывают разнородный состав. Так, в Абхазии формация имеет биполярный и антидромный характер при отсутствии андезитов (Беридзе и др., 1972, 1977). В Закавказской Кахети развиты андезит-дацит-плагиолипаритовые вулканыты (Пруидзе, 1979), а еще восточнее в Белоканском районе вновь появляется непрерывный антидромный ряд пород — липарит-дацит-андезит-базальт (Абдулаев и др., 1975; Кипиани, Бенидзе, 1980).

Вулканыты спилит-диабазовой формации представлены толеитовыми базальтами собственно эффузивной и субвулканической фаций. Фигуративные точки пород плинсбах-раннеоарской фазы вулканизма, как правило, занимают низкокальциевое, по Андерсону, поле преимущественно в базальтовом интервале (рис.1), в отличие от фигуративных точек спилит-кератофировой формации, которые попадают как в низко-, так и нормальнокальциевые поля. На диаграмме Миширо (рис.2) спилит-диабазовые вулканыты дают толеитовый тренд дифференциации (с накоплением титана и железа), почти совпадающий с таковыми для абиссальных (океанических) толеитов.

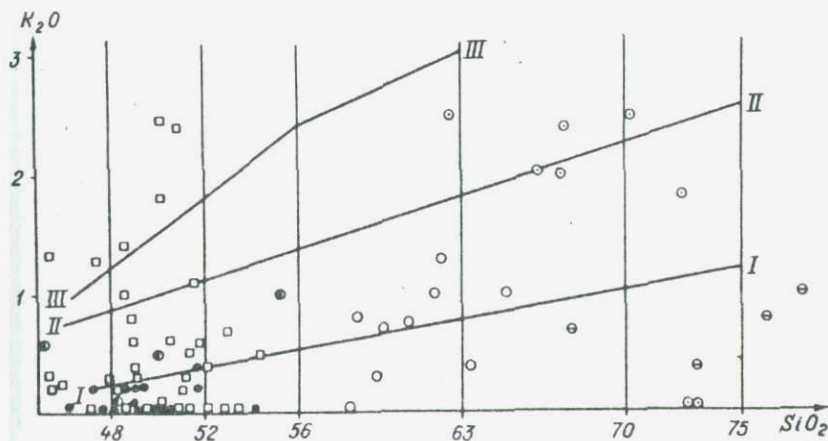


Рис. 1. Диаграмма  $K_2O/SiO_2$  для нижне- и среднеюрских вулканитов Заазазанской Кахети.  
 1, 2, 3 - вулканиты спилит-кератофировой формации: 1 - синемюрские; 2 - плинсбахские; 3 - плинсбахские Белоканского района (по Абдуллаеву и др., 1975); 4 - домерранетоарские лавы толеитовых базальтов; 5 - диабазы, субвулканитические; 6 - аален-байосские эффузивы г. Шаكريани.  
 I, II, III - линии, разграничивающие низко-, нормально- и высококальциевые поля, по Андерсону.

Характерно, что группа жильных диабазовых пород южного склона, в особенности Заазазанской Кахети (см. рис. 1), проявляют гетерогенность: их фигуративные точки разместились в низко- и нормальнокальциевых полях, переходя частично в высококальциевые и шононитовые поля. На диаграмме Миаширо одна часть диабазов характеризуется толеитовым, другая - известково-щелочным трендами. Вместе с тем, жильные диабазы отличаются от представителей собственно эффузивной серии большей степенью дифференцированности.

Совершенно по-иному ведут себя фигуративные точки пород среднеюрской порфиритовой серии, которые своей низкотитанистостью и высококальциевостью проявляют шононитовую тенденцию, характерную для зрелых островных дуг. Следует отметить, что аален-байосские эффузивы горы Шаكريани показывают петрохимическое сходство с нормальнокальциевыми базальтами, занимая по содержанию калия промежуточное положение между океаническими толеитами и островодужными порфиритами.

С целью иллюстрации соотношений названных формаций нами составлена схема (рис. 3) их распространения для большинства районов Юж-

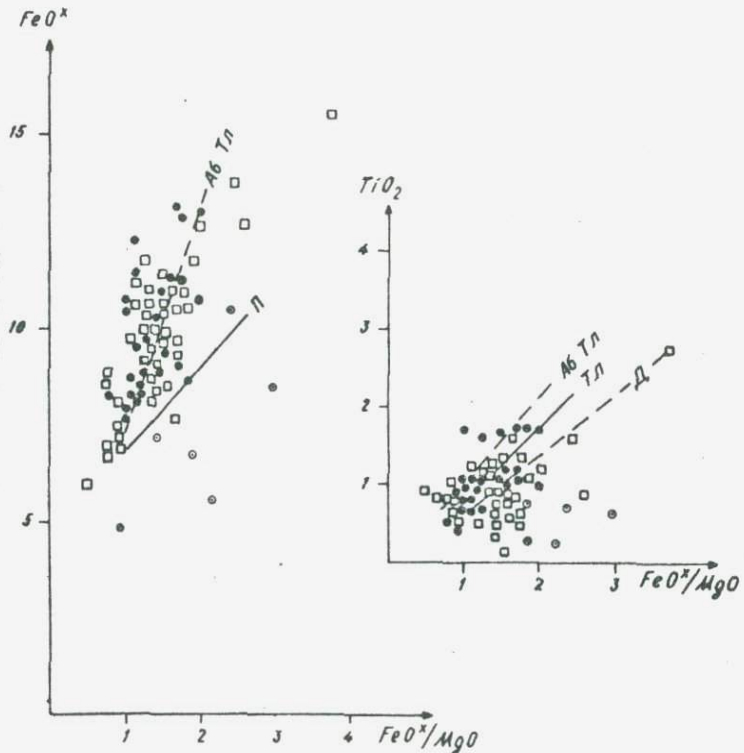
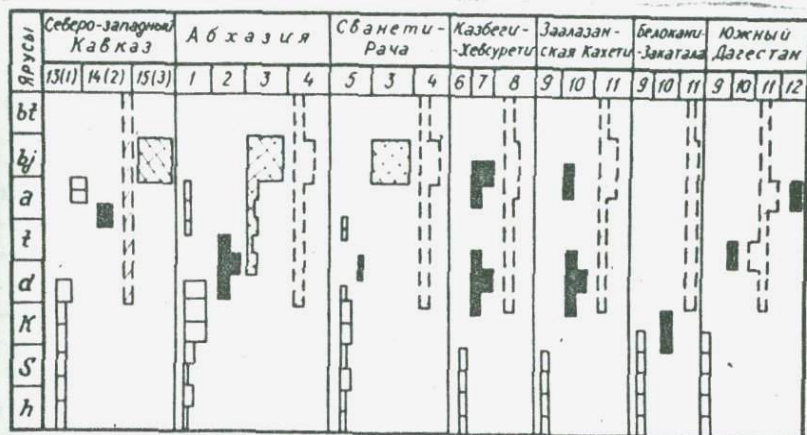


Рис. 2. Диаграммы  $FeO^X:FeO/MgO$  и  $TiO_2:FeO^X/MgO$  для ниже- и среднеюрских базальтоидных вулканитов Заалазанской Кахети. Условные обозначения см. на рис. 1. Аб Тл - абиссальные толеиты; Тл - тренд дифференциации Кахетинских толеитов; Д - то же для диабазов; II - тренд дифференциации порфиритов Абхазии.

ного склона. По схеме видно, что спилит-кератофировые вулканиты повсеместно распространены в нижней части юрского разреза, достигая максимума своего развития в кариксе и нижнем домере Абхазии и отчасти Сванети, т.е. западной части Южного склона. Здесь же отмечены незначительные проявления тоар-ааленского кислого вулканизма.

Особо выраженными оказались спилит-диабазовые вулканиты домер-раннедоарской фазы. Их стратиграфическое положение и объем почти идентичны в Абхазии, Казбегском районе и Заалазанской Кахети, прорываясь в Сванети и опускаясь стратиграфически несколько ниже (карикс) в Белокаганском районе. Сравнительно меньше выдержаны базальтоиды



В I ■ II III IV

Рис. 3. Схема соотношений вулканитов разного типа в пределах южного склона Большого Кавказа.

I - спилит-кератофировые; II - спилит-диабазовые и III - порфиритовые вулканы; IV - диабазы субвулканические. Подзоны: I и 5 Главного хребта и Центрально-Абхазского подиятия; 6 - Ларьяльского и Гвелетского массивов; 9 - Стори-Тфанская; 2 - Чхалтинская; 7 - Цдо-Чимгисклидская; 10 - Папкиси-Лагодехская; 3 - Гагрско-Джавская; 4, 8, II - центральные подзоны с развитием субвулканических диабазов, 12 - северная, Приводораздельная; 13 - Чугушко-Ажарская; 14 - Гойтхско-Ачишхинская; 15 - Чвежепсянско-Аибгинская.

аален-нижнебайосской фазы вулканизма центральных зон геосинклинали (Северо-Западный Кавказ, Чаухи, Шакриани, Южный Дагестан). Зато в более южных подзонах синхронный вулканизм проявился интенсивно в виде порфиритовой островодужной формации (в восточной части она перекрыта молодыми отложениями).

Наиболее сложным представляется выяснение диапазона распространения группы жильных диабазовых пород. Анализ разрезов ниже- и среднеюрских отложений показывает развитие пород этой группы почти на всех стратиграфических уровнях, начиная от синемира до байоса включительно. Если к этому добавить факты наличия диабазовых пород в прорывающих лейас батских гранитоидных интрузивах (Дудаури, Тогоидзе, 1972), то естественно, их верхнюю возрастную границу следует поднять хотя бы до бата. Выделение более молодых представите-

лей группы диабазовых пород предполагается по весьма скудным радиологическим измерениям (Рубинштейн, Хупайдзе, 1973) и единичным фактам пересечения диабазами смятых в складки нижне- и среднеплейстоценовых отложений (Чихрадзе, 1980).

Представленная схема (см. рис.3) иллюстрирует также характерные особенности латеральной зональности вулканизма. Так, вулканы спилит-кератофировой формации всегда приурочены к структурам, сохраняющим в раннеюрское время тенденцию наименьшего погружения. В Абхазии, Сванети и Раче - это современные подзоны Главного хребта и Центрально-Абхазского поднятия (1,5), в Казбежском районе - подзона Дарьяльско-Гвельетского массивов (6), в Заалазанской Кахети и Белоканском районе - Стори-Тфанская (9), на Северо-Западном Кавказе - Чугушско-Ажарская (13) подзоны поднятия.

В противовес спилит-кератофировым, спилит-диабазовые вулканы определенно тяготеют к подзонам с тенденцией наибольшего погружения, совпадающим в основном с домерским временем. В Абхазии это современная Чхалтинская (2), в Казбежском районе и Хевсурети - Цдо-Чимгис-Гудинская (7), в Заалазанской Кахети - Панкиси-Лагодехская (10), на Северо-Западном Кавказе - Гойтхско-Ачишхинская (14) подзоны. В эти же подзоны попадают аален-байосские эффузивы (после определенных палинстратических реконструкций).

Наиболее четко обособлены вулканы порфиритовой формации, ограничиваясь от Абхазии до Юго-Осетии Гагрско-Джавской геотектонической зоной - северной периферии Закавказской островной дуги (3) и, наконец, группа жильных диабазовых пород распространена повсеместно, хотя максимальные их количества все-таки тяготеют к центральным подзонам геосинклинали (4,8,11).

Таким образом, приведенный анализ состава и геологической позиции вулканитов спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формаций дает возможность заключить, что их формирование связано с различными палеоструктурами окраинного бассейна: первые из них приурочены к относительным поднятиям, а вторые - к опусканиям. Это различие обострановок подтверждается фаціальными особенностями вмещающих отложений (Беридзе и др., 1977); спилит-кератофировые вулканы тяготеют к более мелководным фациям, а спилит-диабазовые - к относительно глубоководным. В целом для геосинклинали южного склона по латерали можно наметить неоднократное чередование спилит-кератофировых и спилит-диабазовых вулканитов, отражающих смену конседиментационных линейных тектонических структур (поднятий и прогибов) в этом же направлении.

После приведенной характеристики эволюции и латеральной зональности ранне-среднеюрского вулканизма южного склона, несомненный интерес представляет выявление условий проявления процессов синвул-

канического рудообразования. В этом аспекте, естественно, наибольшее внимания заслуживают стратиформные серноколчеданные залежи, определенно проявляющие пространственную и, по всей вероятности, парагенетическую связь с вулканитами спилит-диабазовой формации. Исследование этого вопроса было проведено в пределах Адангейского рудного поля, расположенного в Чхалтинской подзоне (см. рис.3) Абхазской части южного склона (Беридзе, Буадзе, 1977).

Основные геологические факторы, определяющие связь процессов вулканизма и рудообразования в этом районе сводятся к следующему: в подзоне, сложенной гемипелагическими батинальными глинисто-сланцевыми отложениями, на домер-раннетатарском стратиграфическом уровне вырисовывается вулканическая постройка толеит-базальтовых шаровых лав и их производных мощностью 300-350 м и протяженностью до 12 км. Вулканическая толща выше сменяется отложениями, характеризующимися повышенным содержанием серноколчеданных конкредий (подрудный горизонт), а еще выше - тонким флишом (надрудный горизонт). На восточном фланге вулканической постройки, на расстоянии 3-3,5 км от нее, между конкрециеносным (подрудным) и флишом (надрудным) горизонтами, развита массивная серноколчеданная залежь, формирование которой нами связывается с поствулканической газо-гидротермальной фазой домер-раннетатарского базальтоидного вулканизма. Благоприятной обстановкой для накопления серноколчеданных руд, по всей вероятности, служило локальное понижение дна палеобассейна, перегороженное с востока на Башкацарском участке мощным "песчаным барьером".

На западном фланге вулканической постройки (уч. р.Грибза) среди глинисто-сланцевых отложений, хотя и наблюдаются многочисленные маломощные прослойки и конкреции пирита, но мощная серноколчеданная залежь не образуется, по-видимому, вследствие постепенного разубоживания рудогенерирующих поствулканических газо-гидротерм в сторону открытой части бассейна.

Таким образом, палеоструктурные особенности Адангейской локальной котловины, развитой в пределах Чхалтинского трога, определяются наличием на западном его краю вулканической постройки, а на восточном - "песчаного барьера"; с севера котловина ограничена поднятием кристаллического субстрата (современная зона Главного хребта), а с юга - выступом Закавказской островной дуги (Гагрско-Джавская геотектоническая зона).

Другой объект, заслуживший, на наш взгляд, тщательного анализа с целью выяснения связи процессов вулканизма и рудообразования, имеется в восточной части Заазаганской Кахети. Толеит-базальтовый вулканизм домер-раннетатарской фазы в Заазаганской Кахети развит прерывисто. Выходы этих вулкаников в западной части региона отмечаются в бассейне р.Панкиси, затем они прерываются на расстоянии около 25 км

и вновь появляются в ущ. р.Стори. Далее к востоку на 50 км выходы вулканитов отсутствуют, затем, в интервале между ущельями рр.Ареш и Мацими, вырисовывается единая вулканическая постройка, сложенная толеит-базальтовыми шаровыми лавами и их производными общей протяженностью более 20 км и мощностью до 700 м (рис.4).

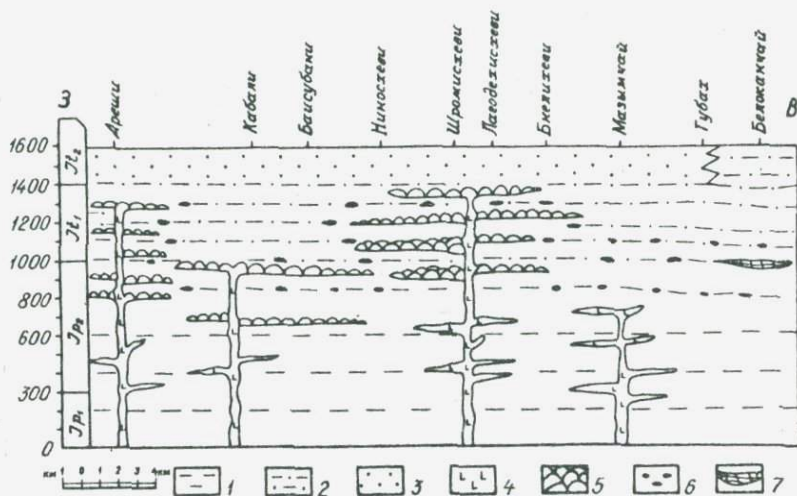


Рис. 4. Продольная фашиальная схема Ареш-Сарыбашской подзоны для плинсбах-тоарского времени.

Свиты:  $I_1^1$   $p_{1,3}$  - кашагская;  $I_1^1$   $p_2$  - белоканская;

$I_1^1$   $t_1$  и  $I_1^1$   $t_2$  - губахская

1 - глинистые сланцы; 2 - тонкие флилоиды; 3 - массивные песчаники; 4 - субвулканические диабазы; 5 - шаровые и подушечные лавы и их производные; 6 - серноколчеданные конкреции; 7 - рудная залежь Филизчайского месторождения.

Важно подчеркнуть, что эти эффузивы залегают среди отложений т.н. филизчайской серии, выделенной в соседнем Белоканском районе (Абдуллаев и др., 1975; Курбанов, Биржков, 1977), датруемой условно ааленом. Однако, по данным В.Б.Агаева (1976), нижняя часть филизчайской серии, вмещающая в себя известное филизчайское месторождение, выделена под названием белоканской свиты и фаунистически датирована домером, что хорошо согласуется с стратиграфической схемой Закавказской Кахети.

Палеофациальные реконструкции, выполненные Н.К.Курбановым и А.П.Биржковым (1977) в пределах Филизчайского рудного поля, показывают большое сходство с обстановкой, охарактеризованной для Адангейского рудного поля (Беридзе, Буадзе, 1977). По данным Н.К.Курбанова, Филизчайское месторождение приурочено к Сарыбашскому узкому субширотному прогибу, ограниченному с севера Тфанским, а с юга – Дуруджским поднятиями. По всей вероятности, накопление стратиформной серноколчеданной залежи здесь также происходило в локальной морской впадине, огражденной со всех сторон "песчаными фациальными барьерами".

Не вдаваясь в рассуждения этих исследователей относительно способа образования рудной залежи (кстати, имеющим много общего с Адангейским рудопоявлением), отметим лишь некоторые палеофациальные особенности. Аналогично с Адангейским и здесь установлено замещение массивной пластообразной залежи по латерали вначале рудным флишем, а затем горизонтом пиритовых конкреций. Рудный горизонт ниже постепенно переходит в конкреционный, а выше в сланцах наблюдается густая вкрапленность пирита и крупные "лепешки" колчеданной руды со следами подводного оползня.

Палеофациальное сочленение филизчайской конседиментационной котловины с Ареш-Мацимской вулканической постройкой (см. рис.4) происходит в пределах единой палеотектонической структуры (прогиба). Наличие недифференцированных толеит-базальтовых эффузивов дает основание предположить для них мантийный единый магморудогенерирующий источник (Твалчрелидзе и др., 1972).

Таким образом, представление об "амагматичности" Филизчайского рудного поля лишь относительно – приведенный материал весьма убедительно показывает наличие продуктов синхронного вулканизма как во вмещающей белоканской, так и подстилающей кацдагской свитах, в непосредственном соседстве с месторождением.

В последнее время в западной части южного склона Большого Кавказа геологом Н.И.Прудким (1984) был описан еще один интересный пример проявления колчеданного рудообразования с базальтовым вулканизмом. Здесь, в Псехако-Березовской структурно-фациальной зоне, сложенной однородными аргиллитовыми толщами домер-нижнего тоара, им обнаружены выходы толеит-базальтовых вулкаников и связанное с ними довольно крупное Псехлусское медноколчеданное рудопоявление. Описанная зона по структурной позиции, литологическому составу, характеру продуктов вулканизма и типу оруденения является полным аналогом Адангейского рудного поля.

## Л и т е р а т у р а

Абдуллаев Р.Н., Курбанов Н.К., Алиев Г.И. Магматизм и колчеданное оруденение Жихих-Чугакской зоны Белоканского рудного района (Большой Кавказ). - Изв. АН СССР, сер. геолог., 1975, № 4.

Агаев В.Б. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Белокаано-Закатальского рудного района. - Ученые записки АГУ, сер. геолог.-геогр., 1976, № 3.

Беридзе М.А., Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н. Нижняя юра северо-западной части Абхазии. - В сб.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Геол. об-во Грузии. Тбилиси, Мецниереба, 1972.

Беридзе М.А., Пруидзе М.П., Чихрадзе Г.А. Опыт реконструкции центров вулканизма в геосинклинали южного склона Большого Кавказа. - В сб.: Палеовулканизм и его продукты. (Матер. II Всесоюз. палеовулканич. симпозиума). Петрозаводск, 1977.

Беридзе М.А., Буадзе В.И. О генезисе стратиграфического серноколчеданного оруденения Адагетского рудного поля (Горная Абхазия). - Литология и полезн. ископаемые, 1977, № 1.

Дудаури О.З., Тогоидзе М.Г. Посленалеозойский магматизм Абхазии и его связь с тектоникой. - В сб.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси, Мецниереба, 1972.

Кипиани И.Б., Бенидзе Г.М. Кацдагская тектоновулканическая постройка и ее рудогенерирующее значение (южный склон Большого Кавказа). - Тезисы докл. I симпозиума V Всесоюз. вулканологич. совещания: Мезозойский и кайнозойский вулканизм. Тбилиси, 1980.

Курбанов Н.К., Биряков А.П. Условия накопления и локализации экзогалиционно-осадочного колчеданного оруденения Восточного Кавказа. - Тр. ЦНИГРИ (Особенности условий формирования колчеданных месторождений в различной геологической обстановке). М., 1977, вып. 126.

Пруидзе М.П. Магматизм Закавказской Кавкази (Северо-Восточная Грузия). - В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Кавказа. Тбилиси, Ганатлеба, 1979.

Пруцкий Н.И. Стратиграфия, формационный состав и рудоносность нижне-среднеюрских отложений приводораздельной зоны Северо-Западного Кавказа. - Автореферат канд. диссертации, Тбилиси, 1984.

Рубиштейн М.М., Хуцаидзе А.Л. К аргоновой датировке некоторых этапов мезокайнозойской деятельности в пределах Большого Кавказа. - В сб.: Вопросы геохимии и петрологии. (Труды ГИН АН СССР, нов. серия, вып. 38). Тбилиси, Мецниереба, с. 57-69.

Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И., Кави-  
ладзе М.Ш. Об источнике металлов и серы в некоторых сульфидных  
месторождениях. - В сб.: Очерки современной геохимии и аналитичес-  
кой химии. М., Наука, 1972.

Чихрадзе Г.А. Посторогенные дайки основных пород в  
Дарьяльском ущелье. - Тезисы докл. I симпозиума 5 Всесоюзн. вулкано-  
логич. совещания. Тбилиси, 1980.

Т.В.Джанелидзе, Г.М.Бенидзе, И.Б.Кипиани

ЭТАПЫ ВУЛКАНИЗМА И КОЛЧЕДАННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ  
В ВОСТОЧНОМ СЕКЦИОНЕ СЛАНЦЕВОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО СКЛОНА  
БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В восточном сегменте сланцевой зоны Южного склона Большого Кавказа развиты многочисленные проявления и месторождения медно-пирротиновой и колчеданно-полиметаллической рудных формаций (Филизчайское, Кацдагское, Катехское, Кизил-Дарейское и др.), в том числе стратиформного и унаследованно-стратиформного типов. В настоящее время принято считать (Смирнов, 1967; Твалчрелидзе, Буадзе, 1972, 1976 и др.), что первичные пластовые серноколчеданные тела этих месторождений образовались гидротермально-осадочным путем в генетической связи с геосинклинальным вулканизмом, а в постседиментационный период произошло их гидротермально-метасоматическое перерождение с формированием комбинированных (полигенных и полихронных) колчеданно-полиметаллических залежей. Следовательно, изучение эволюции магматизма в процессе раннеальпийской истории развития сланцевой зоны Южного склона, выявление этапов вулканизма и уровней колчеданного рудообразования, выяснение специфических особенностей локализации и размещения разнотипных оруденений, приобретает большое теоретическое и прикладное значение.

Геологическое строение, магматизм, металлогения и генезис рудной минерализации восточного сегмента Южного склона изучались многими исследователями: Р.Н.Абдуллаевым, Б.Б.Агаевым, Ш.А.Адамия, Г.М.Бенидзе, В.И.Буадзе, Т.В.Джанелидзе, А.Г.Долгих, Н.К.Курбановым, И.Г.Нарозаули, О.Л.Осетровым, М.П.Пруидзе, В.И.Романовым, В.И.Смирновым, Г.А.Твалчрелидзе, А.Г.Твалчрелидзе, В.Б.Чернипиным, Э.Ш.Шихалибеги и другими. В настоящем сообщении излагаются новые данные по вулканизму и колчеданному оруденению, полученные авторами за последние годы.

Рассматриваемая территория представляет собой область развития нижне-среднеюрских терригенных отложений раннеальпийского седиментационного цикла. Они слагают Заалазанский (Тфанский) антиклинорий, ослоненный многочисленными складками и разрывами. В формировании Заалазанского антиклинория важную роль играли конседиментационные разрывы фундамента продольной (субширотной) и поперечной (субмеридиональной) ориентации. Продольные глубинные разломы разграничивают

субширотные тектонические блоки, отражающие разные этапы развития геосинклинали Южного склона. Поперечные разломы обеспечивают клавишную структуру субмеридиональных блоков.

В ядре антиклинория выступает базальная формация (сторская свита) геттанг-синемюрского возраста. В верхней ее части помимо терригенных образований встречаются покровы и субвулканические тела кислых, среднекислых и, реже, основных вулканитов, их туфы и лавобрекчии. В основании сторской свиты залегают трансгрессивные грубообломочные породы. В сводовой части складки они согласно переходят в верхнесинемюр-нижнеплинсабахские песчано-алевролитово-пелитовые отложения с редкими маломощными телами андезито-базальтовых и базальтовых эффузивов. Крылья антиклинория сложены регрессивной серией пород верхнего плинсабах-тоара, которая вмещает покровы базальтоидов и их субвулканические аналоги. На северном крыле к ним примешиваются вулканиты андезито-базальтового, реже - андезитового и более кислого состава. Терригенные отложения поздне-тоар-аален-раннебайосского возраста окаймляют сланцевую зону с севера и юга. Для них характерно присутствие проявлений основного вулканизма и кислых субвулканических образований.

Анализ разрезов ниже-среднеюрских отложений Восточного сегмента выявляет четкую закономерность распределения вулканитов различного состава в стратиграфической колонке. На основании полученного авторами фактического материала можно выделить геттанг(?) - синемюр-раннеплинсабахский, позднеплинсабах-тоарский и аален-раннебайосский этапы вулканизма, охарактеризованные разными комплексами пород. Несмотря на длительность раннеальпийского вулканизма, эффузивные и эксплозивные образования играют незначительную роль в общем объеме ниже-среднеюрских отложений. Более широко представлены силлы и дайки магматических пород. Отмечается приуроченность интрузивных образований различного состава к отдельным горизонтам, соответствующим стратиграфическим уровням размещения продуктов эффузивного магматизма. Геолого-петрографическое, петрохимическое и геохимическое сопоставление отдельных групп жильных магматических пород с продуктами различных этапов вулканизма устанавливает их близость и выявляет субвулканические аналоги эффузивных образований (Долгих, Черныш, 1971; Прудзе, 1979; Буадзе, Бендзе и др., 1979).

Выделяются три группы жильных магматических пород, каждая из которых охватывает определенные стратиграфические уровни. Следовательно, можно говорить о вулcano-плутонических комплексах пород геттанг(?) - синемюр-раннеплинсабахского, позднеплинсабах-тоарского и аален-раннебайосского возрастов, относящихся к различным магматическим формациям.

Среди интрузивных тел, не обнаруживающих генетической и прост-

ранственной связи с проявлениями раннеальпийского вулканизма, выделяются дайки основного и кислого состава. Они обычно рассекают пликативные структуры, сформировавшиеся в батскую фазу складчатости. Вопрос об их верхней возрастной границе пока остается нерешенным.

Раннеальпийский вулканизм первого этапа, продукты которого сосредоточены в присводовой части Заалазанского антиклинория, развивался антидромно. В обобщенном восходящем разрезе от геттанга до раннего плинсбахского включительно постепенно возрастает основность вулканических образований. При этом характерно присутствие всех членов антидромно-дифференцированного ряда, начиная от риолитов, кончая базальтами. Суммарная мощность этих образований по отдельным пересечениям варьирует от 10-15 до 250-260 м. Наиболее полным является разрез Кацдагской вулканической постройки на одноименном хребте, где устанавливается непрерывный антидромный ряд вулканитов: риолиты - риодациты - дациты - андезиты-дациты - андезиты - андезиты-базальты - базальты. Аналогичной антидромной направленностью характеризуется первый этап вулканизма в Горной Абхазии (Беридзе, 1973; Беридзе, Прудзе, Чихрадзе, 1977).

Приведенные данные позволяют продукты геттанга(?) - синемюр-ранне-плинсбахского этапа вулканизма объединить в качестве антидромной последовательно дифференцированной риолит-дацит-андезит-базальтовой формации. По объему ей соответствует сплит-кератофировая формация в понимании М.А.Беридзе с соавторами (1977).

К этой же формации относятся жильные магматические породы первой группы, которые не выходят за пределы сторской свиты. Они представлены альбитовыми порфирами и кварцевыми диабазами. Первые из них, описанные М.П.Прудзе (1979) в районе хребта Спероза и в ущелье р.Стори, по составу соответствуют андезитам, андезито-дацитам и дацитам, выявляя полную аналогию с лавовыми образованиями, приуроченными к сторской свите. Хроматизированные кварцевые диабазы базальтового и андезито-базальтового состава, изученные нами, являются коагматами верхних членов (среднекислых и основных эффузивов) антидромного ряда. Аналогичные им породы в более молодых толщах нижней и средней юры нигде не зафиксированы. Что касается даек кислого состава (кварцевые альбитофиры, кератофиры), которые обнаруживают тесную пространственную связь с лавовыми образованиями начальной фазы вулканизма, то принадлежность их к данной формации бесспорна.

Этапом непрерывной риолит-дацит-андезит-базальтовой формации Южного склона может служить разрез Кацдагской тектоно-вулканической постройки. Это конседиментационное антиклинальное сооружение заложено на месте взаимного пересечения продольного (Центрального) и поперечного (Губахского) глубинных разломов. Оно характеризуется зональ-

ным строением, выраженным симметричным размещением от центра структуры к периферии вулканитов различного состава. Последние перемежаются с количественно резко преобладающими терригенными породами трансгрессивной серии.

Сводная часть постройки (ядро складки) представляет собой вулкано-купольный аппарат, состоящий из эффузивно-экструзивного комплекса пород общей мощностью 160 м. Центр его закупорен массивными базальтами завершающей фазы. Это миндалекаменные породы порфировой структуры с интерсертальной или вариолитовой основной массой и ясно выраженной флюидальностью (мощность около 10 м), переходящие в лавовую брекчию с базальтовой массой и разноразмерными обломками эффузивных пород различного состава: андезито-базальтов, андезито-дацитов и фельзит-риолитов. Эти образования прослеживаются на ширине 6-10 м, сменяясь к северу и югу андезито-базальтами - порфировыми породами с гиалопилитовой структурой основной массы, мощность которых не превышает 20 м. На периферии купольного аппарата отмечаются породы дацитового состава, которые в северной части представлены нормальными дацитовыми порфиритами видимой мощностью 30 м, а в южной - шириной 35-40 м - лавами. В краевых частях последних развиваются гиалокластиты с обломками эфирных риолитов на фоне фрагментированной эффузивной массы.

На склонах стратовулкана в толще фаялитизированных алевропелитовых сланцев наблюдаются отдельные выходы риолитов, риодацитов, дацитов и андезито-дацитов, последовательно располагающиеся на крыльях антиклинальной складки в соответствии с омоложением разреза. Местами они сопровождаются аквагенными (гиалокластическими) туфами, туфобрекчиями и глыбово-агломератовыми туфитами. В северной присводовой части структуры на самом нижнем стратиграфическом уровне отмечается мощное линзовидно-куполовидное тело риолита. Оно обнажено на поверхности и вскрыто на всех разведочных горизонтах Кацдагского месторождения, характеризуясь постепенным увеличением мощности сверху вниз от 60 до 150 м при протяженности по простиранию 600 м. Это тело обладает неоднородным строением - верхняя часть (мощн. 12 м) сложена эффузивно-обломочными агломератовыми породами (лавокластитами), а центральная часть и подошва - массивными лавами.

На южной и северной перифериях района месторождения отмечаются небольшие единичные покровы базальтового и андезито-базальтового состава. Они свидетельствуют о существовании самостоятельных центров вулканизма за пределами Кацдагской тектоно-вулканической постройки.

Антидромный характер данной формации устанавливается и петрохимически. Общим признаком пород антидромного ряда является их существенно натриевая специализация, хотя иногда в кислых породах отмечается увеличение содержания калия за счет постмагматической серицити-

зации. Обычно в риолитах, риодацитах и дацитах  $K_2O$  присутствует в ничтожных количествах, что присуще производным базальтовой магмы (Маракушев, Яковлева, 1975). Для рассмотренных пород свойственны преобладание железа над магнием и перенасыщенность глиноземом при подчиненной роли полевошпатовой извести. Андезиты, андезито-базальты и базальты обладают более основным составом, чем соответствующие им средние породы.

Продукты второго этапа вулканизма широко развиты в южном и северном крыльях Закавказского антиклинория, приурочиваясь к верхнеглинистах-тоарской регрессивной серии пород. Они представлены недифференцированными базальтоидами и их субвулканическими аналогами. Сравнительно редко встречаются вулканы андезито-базальтового, андезито-тоарского и андезито-дацитового состава. Лавовые почти не сопровождаются эксплозивной субфазией.

Эффузивные и субвулканические породы позднеглинистах-тоарского этапа вулканизма, в соответствии с новейшими рекомендациями (Магматические формации СССР, 1979), нами объединяются в формацию натриевых базальтов. Ей отчасти соответствует спилит-диабазовая формация, выделяемая традиционно на Большом Кавказе (Лебедев, 1950; Кузнецов, 1964; Беридзе, Пруидзе, Чихрадзе, 1977).

Проявления формации натриевых базальтов на юге и севере рассматриваемой территории несколько отличаются по структурно-геологическому положению, составу и петрохимической характеристике. Ключные выходы представлены исключительно производными недифференцированной базальтоидной магмы, причем эффузивная и субвулканическая фации пространственно разобщены. Лавовые покровы сосредоточены в южном борту Кехнамеданского продольного глубинного разлома, а дайки и силлы принимают участие в строении Кахетинского диабазового пояса, расположенного севернее.

Чередование эффузивных пород с глинистыми сланцами прослеживается с перерывами в южной части региона от р. Алазани до р. Мазымчай. Вулканы представлены покровами подушечных лав спилитов, реже массивных базальтоидов, мощностью до 50-60 м, иногда 100-120 м. Субвулканические образования слагают широкую полосу общекавказского простирания. Участками они составляют 30-45 % разреза. Мощности отдельных тел от нескольких десятков сантиметров до 10-15 м, редко 120-150 м, а по простиранию они прослеживаются от десятков до сотен метров. Среди них по структурным особенностям выделяются диабазы, диабазовые порфириты и габбро-диабазы. Они слагают отдельные дайковые и пластовые тела, часто образующие взаимные переходы. Центральные части даек (силлов) сложены габбро-диабазами, затем следуют диабазы, а по периферии - диабазовые порфириты. В отличие от субвулканических тел первой группы, они сравнительно свежие.

Северные выходы пород формации натриевых базальтов приурочены к субширотному Чодоридацкому глубинному разлому. Особенно широким развитием они пользуются в Мачхалор-Джоахорском рудном поле, где развит мощный эффузивно-субвулканический комплекс пород. В составе эффузивной субфации отмечаются шаровые лавы (диабазы, базальтовые порфириты, спилиты и вариолиты), массивные базальтоиды, реже андезитовые и дацитовые порфириты, а также гиалокластиты. К субвулканической субфации относятся пластовые интрузии и дайки, совместно с вулканогенно-осадочными образованиями участвующие в складчатости. Среди них встречаются габбро-диабазы, диабазы, долериты; диабазовые, базальтовые и андезитовые порфириты. Мощность их колеблется от десятков сантиметров до 100 м, протяженность от десятков до 3,5 км (М.И.Илийчук, 1977). Эти породы обособляются в два горизонта мощностью 150 и 100 м, разобщенных друг от друга глинистыми сланцами.

Сравнительно редкие покровы средних и кислых по составу эффузивов венчают разрезы вулканогенных горизонтов (М.И.Илийчук, 1977). Как видно, образование их в каждом случае совпадает с концом магматической деятельности, в процессе которой формировались эти горизонты. Это служит доказательством нормальной гомодромной дифференциации базальтовой магмы на втором этапе раннеальпийского вулканизма.

Изучение химизма пород формации натриевых базальтов показывает полное петрохимическое сходство образований эффузивной и субвулканической фаций. По составу они соответствуют толеитовым базальтам, характеризующаясь высокой глиноземистостью и ничтожным содержанием либо отсутствием калия. В этом отношении наиболее показательны породы южного крыла Заалазанского антиклинория, не обнаруживающие тенденции дифференциации родоначальной толеитовой магмы. В северном крыле антиклинория эффузивные образования основного состава также обладают четкой натриевой специализацией, но им свойственны недонасыщенность кремнеземом и высокое содержание титана (лавы среднего состава выделяются резко выраженным натриевым типом щелочности). На диаграмме А.Н. Заварицкого они укладываются в вытянутый ряд, что служит признаком дифференциации магмы (М.И.Илийчук, 1977).

Проявления третьего этапа вулканизма, пользуясь ограниченным развитием, неравномерно распределены в восточном сегменте Южного склона. Это в первую очередь подушечные лавы спилитовых диабазов района горы Шагриани (бас. р.Индоба), образующие покровы небольшой мощности в фаунистически охарактеризованных аален-нижнебайосских отложениях, мелкие тела спилитовых образований в ущельях рр.Салесависхеви и Мазымчай, а также их субвулканические аналоги. К данному этапу вулканизма относятся шаровые лавы диабазов, диабаз-порфиритов, спилитов, выделяемые А.Г.Долгих и В.Б.Чернищевым (1971) в составе позднеальпийского магматического комплекса в слазевом Дагестане. Они в со-

обществе с дайками и силлами субвулканической фации образуют прерывистый пояс общекавказского простирания на южном крыле Ахтычайского глубинного разлома. Рассматриваемые породы по петрографо-петрохимическим особенностям близки к таковым формации натриевых базальтов, отличаясь от них меньшей степенью спилитизации.

Тесную пространственную связь с основными породами указанного комплекса обнаруживают жильные интрузивные тела кислого состава. Среди них в Закавказской Кахети отмечаются плагиограниты, гранодиориты и кварцевые альбитофиры, а в Дагестане — граниты, плагиогранит-порфиры, гранофиры, гранит-аплиты и др. (Долгих, Чернишын, 1971). Они представляют собой гибридные образования, отличающиеся друг от друга структурой и минеральным составом; характеризуются наличием мirmekитовых участков и значительными вариациями содержания основных породообразующих компонентов, особенно щелочей. Одни исследователи (Долгих, Чернишын, 1971; Пруидзе, 1979) относят их к продуктам дифференциации или контаминации основной магмы, другие (Беридзе, Ахведиани, 1979) — к натриевым (альбитовым) метасоматитам, возникшим за счет диабазовых пород. По мнению последних, проявление натриевого метасоматоза, связанное с инициальным базальтоидным вулканизмом, можно рассматривать в качестве контрастной дифференциации родоначальной магмы.

Авторы настоящей статьи жильные интрузивные тела кислого состава склонны считать продуктами завершающей фазы аален-раннебайосской магматической активности. Иначе говоря, всю совокупность эффузивных и субвулканических пород третьего этапа мы относим к контрастной базальт-риолитовой формации. О правомочности выделения такой формации можно судить на примере северо-западной части Южного склона (Гойтхско-Ачишхинская зона), где с ааленским вулканизмом связано формирование эффузивно-эксплозивно-субвулканических комплексов пород базальтоидного (в раннем аалене) и риолит-дацитового (в позднем аалене) состава (Ломизе, 1969).

Изложенный фактический материал свидетельствует о специфичной эволюции магматизма в сланцевой зоне Южного склона и ее восточном сегменте. Развитие раннеальпийского вулканизма находится в прямой зависимости от деятельности долгоживущих глубинных разломов. А.Л.Цагарели (1966) указывает о прямой связи мезозойско-кайнозойского геосинклинального вулканизма с продольными глубинными разломами длительного развития, разграничивающими геотектонические зоны. На северо-западном Кавказе (Гойтхско-Ачишхинская зона) М.Г.Ломизе (1969) установлена приуроченность центров вулканизма основной магмы к крупным продольным разломам, ограничивающим отдельные прогибы геосинклинали. На рассмотренной нами территории Казбегско-Сарыбашской (по П.Д.Гамкрелидзе) тектонической зоны магмогенерирующие продольные

глубинные разломы трассируют осевые прогибы геосинклинали. Вместе с тем выясняется, что наряду с продольными в размещении продуктов вулканизма большое значение имеют поперечные глубинные разломы, выступающие в качестве магмораспределяющих структур.

Синседиментационные продольные глубинные разломы фиксируются по положению пространственно разобщенных осевых зон максимальных прогибов геосинклинали, сложенных разновозрастными сериями терригенных пород и вулканическими формациями разного состава и возраста. Устанавливается закономерное перемещение осевых прогибов по латерали (к югу и северу от центральной части геосинклинали) вслед за заложением продольных глубинных разломов, по которым они развивались. Соответственно менялось и положение вулканически активных зон. При этом в каждой зоне центры вулканизма возникли в узлах пересечения продольных и поперечных разломов.

Геосинклинали Южного склона заложались на герцинской континентальной коре и развивались в качестве структуры типа крайнего моря (Адамя, Закариадзе, Лордкипанидзе, 1977). В отличие от типичных эвгеосинклиналей, заложенных на океанической коре, в которых обычно первоначальный офиолитовый магматизм сменяется толеит-базальтовым, а позже — дифференцированным, здесь вулканизм начался излияниями кислой магмы (риолиты, риодациты, дациты), в дальнейшем эволюционировавшей до натриевых базальтов толеитового типа. Такая антидромная направленность свидетельствует о деструкции континентальной коры и образовании океанической (Джанелидзе, 1979). Ареной трансформации земной коры, по всей вероятности, служили продольные глубинные разломы, которыми направлялись процессы вулканизма.

Самой древней глубококорневой структурой раннеальпийского цикла в пределах Восточного сегмента является Центральный (Стори-Лопотский) продольный разлом. Он проходит в осевой части сланцевой зоны, трассируясь проявлениями непрерывной антидромной формации, которые в составе базальных отложений сторской свиты выступают в ядре Заалазанского антиклинория. Заложение этого разлома в раннем лейасе обусловило углубление эпигерцинского бассейна с образованием осевого прогиба раннеальпийской геосинклинали. Однако тенденция относительного поднятия центрального блока, давшая начало формированию Заалазанской конседиментационной структуры, сохранилась. Согласно Г.С. Дзоценидзе (1976) подобная геотектоническая позиция ("сравнительно жесткие геосинклинали в пределах сланцевой геосинклинали") обуславливала возникновение вулкаников кислого состава в начале раннеальпийского вулканизма.

Действительно, в раннем лейасе при ограниченной глубине Центрального разлома и его невысокой проницаемости, амплитуда раздвижения континентальной коры, очевидно, была минимальной и кислые расп-

лавы поступали из неглубокого корового очага. Аномальность риолитов, риодацитов и дацитов первого этапа вулканизма по сравнению с риолито-дацитовыми дифференциатами нормального известково-щелочного ряда указывает на их происхождение из контаминированной магмы, возникшей в результате ассимиляционного воздействия толеитовой лавы на сиалическую кору.

Развитие геосинклинального бассейна в синемюр-раннем плинсбахе осуществлялось под знаком постепенного углубления осевого прогиба. К глубоководной фации базальные отложения сменились переходной. Параллельно, в условиях постепенного повышения степени проницаемости Центрального разлома и увеличения амплитуды раздвижения земной коры, изливались лавы среднекислого (андезито-дациты, андезиты) и основного (андезито-базальты, базальты) состава в непрерывной антидромной последовательности. Объяснением такого хода процесса может служить механизм миграции и последовательного углубления, вплоть до мантийного, магматического очага. Однако судя по одинаковому стратиграфическому положению (кстати, не всегда достоверному) в некоторых разрезах вулканитов различного состава, можно предполагать, что в отдельных случаях материал поставлялся одновременно из разобленных очагов.

По характеру извержений вулканизм первого этапа соответствует центральному типу. Породы непрерывной формации антидромного ряда наблюдаются в виде изолированных, отделенных друг от друга выходов, линейно расположенных вдоль Центрального разлома, приурочиваясь к местам пересечения его поперечными глубинными разломами.

Прогибание, начавшееся в раннем лейфасе в центральной части геосинклинального бассейна, постепенно распространялось к югу и северу, где зарождались новые прогибы. Наибольшей глубины и протяженности они достигли в позднем плинсбахе-тоаре, совпадая на юге с Кехнамеда-нским, а на севере - с Чодоридагским глубинными разломами. В это время здесь отлагались глубоководные пелитовые осадки регрессивной серии. Вдоль южного Кехнамеда-нского разлома, обладающего наибольшей степенью проницаемости, изливались недифференцированные толеитовые базальты, а на севере, в зоне Чодоридагского разлома, отмечается слабая гомодромная дифференциация основной магмы.

В аален-раннем байосе осевые прогибы сместились еще далее к югу, совпадая с Сарыбашским разломом, и к северу - с Ахтычайским. В этих прогибах также осаждались глубоководные фации регрессивной серии. Переместились и вулканически активные зоны, в пределах которых на третьем этапе вулканизма формировались породы контрастной базальт-риолитовой формации. В последней магматический комплекс представлен эффузивно-субвулканической ассоциацией, а сиалический - лишь субвулканической фацией. Необходимым условием для формирования кон-

трастных формаций является неустойчивый тектонически режим геосинклинали – смена длительного прогибания относительными поднятиями. В северо-западной части южного склона воздымание обусловлено предбайосскими тектоническими движениями, сопровождающимися появлением контрастных вулканогенных формаций. На Восточном Кавказе, судя по исключительному развитию вулканитов базальтоидного состава, некомпенсированное прогибание сохранилось в течение аалена и раннего байоса.

По характеру извержений аален-раннебайосские базальтоиды относятся к трещинному типу. Они проявляют сходство с щитовидными вулканами, которые по свидетельству некоторых исследователей (Фролова, 1973), характерны для трещинного вулканизма контрастных формаций.

— Итак, в изученной части Большого Кавказа установлена горизонтальная и вертикальная зональность в размещении продуктов раннеальпийского вулканизма. Она находится в полном соответствии с поясово-зональным расположением осевых прогибов геосинклинали. Каждый из последних отражает период максимальной активности соответствующего ему продольного глубинного разлома, выраженной специфической седиментацией, магматизмом и рудообразованием.

Синхронно с осадконакоплением и вулканизмом в приразломных зонах прогибов происходило синседиментационное колчеданное рудообразование. Исходя из этого пояса максимальных прогибаний геосинклинали выделяются как региональные рудоносные зоны (Бенидзе, Буадзе, Твалчралидзе, 1979).

По имеющимся данным кислые вулканиты первого этапа раннеальпийского вулканизма безрудны. Гидротермально-осадочное рудообразование, по-видимому, начинается вслед за излияниями базальтовой лавы. Именно с базальтоидами ассоциируют пространственно и связаны генетически колчеданные месторождения Южного склона (Джаналидзе, 1979). Обычно проявления толеитового вулканизма и колчеданные залежи сосредоточены в одних и тех же палеодепрессиях, ограниченных менее погруженными участками, либо в более локальных вулканических структурах. При этом устанавливается связь вулканитов и рудных тел с продольными глубинными разломами. Очевидно, высокая проницаемость последних обуславливает зарождение в пределах мантии колчеданосных гидротермальных систем. Наличие недифференцированных базальтоидов, приуроченных к этим разломам, свидетельствует о подкорковой глубине магмо- и рудогенерирующего очага. Это также подтверждается изучением изотопного состава серы сульфидов колчеданных месторождений Южного склона, показывающим ее хвильную природу.

Колчеданные руды в Центральной региональной рудоносной зоне формировались в генетической связи с конечными членами антидромно-последовательного непрерывного ряда – андезитов-базальтами и базальтами. Это обстоятельство сужает во времени первый этап гидротерма-

льно-осадочного рудообразования (позднесинемюр-ранний плинсбах) по соотношению к соответствующему этапу вулканизма (геттанг (?) – синемюр-ранний плинсбах). Главным представителем данной рудоносной зоны является Кацдагское колчеданно-пирротин-полиметаллическое месторождение, которое обнаруживает связь с вулканической структурой. На месторождении отмечаются два уровня первичных колчеданных руд, сосредоточенных в виде изолированных залежей в межкупольных депрессиях над уровнями развития вулканитов андезит-базальтового и базальтового состава. Повторяемость условий гидротермального осадочного рудогенеза во времени, по-видимому, характерна для непрерывной формации антидромного ряда, которой свойственна пульсационная прерывистость лавовых излияний и быстрая смена в разрезе вулканитов различного состава.

Стратиформные колчеданные залежи на Кацдаге имеют ограниченные масштабы. В противовес им в течение позднеплинсбах-тоарского времени параллельно с осаждением глубоководных пелитовых осадков значительной мощности и массового излияния недифференцированной толеит-базальтовой магмы в Прикехнамеданской рудоносной зоне была сформирована крупная стратиформная залежь колчеданных руд Филизчайского месторождения. На данном же этапе к северу в Причодоридагской рудоносной зоне в связи со слабо дифференцированным базальтоидным вулканизмом образовалось Мачхалорское колчеданное месторождение. Довольно значительные по размеру стратиформные колчеданные тела возникли и в период аален-раннебайосского этапа вулканизма в связи с базальтоидным вулканизмом контрастной формации. К ним относятся на севере в Приахтычанской региональной рудоносной зоне Кизил-Дерейское, а на юге в Присарыбашской зоне Катехское месторождения.

В отличие от Кацдагского и Мачхалорского месторождений, приуроченных к палеовулканическим структурам, пластообразные залежи колчеданных руд Филизчай, Кизил-Дере и Катеха залегают в синвулканических депрессиях на некотором удалении от центров вулканизма. Последние, возникая в узлах сочленения продольных и поперечных глубинных разломов, создавали оптимальные условия для стратиформного рудогенеза. Продольные разломы выступали в качестве рудоконтролирующих, а поперечные – рудораспределяющих структур.

На орогенном этапе развития сланцевой зоны Южного склона в связи с интрузивным магматизмом проявилась эпигенетическая рудная минерализация. Последняя, накладываясь на стратиформные залежи, трансформирует их, перерождая первичные моногенные (моноаспендентные) серно-колчеданные залежи в полигенные и полихронные руды унаследованно-стратиформного типа колчеданно-полиметаллического (Филизчай), колчеданно-свинцово-цинкового (Катех), колчеданно-пирротин-медного (Кизил-Дере) состава.

## Л и т е р а т у р а

Б е н и д з е Г.М., Б у а д з е В.И., Т в а л ч р е л и д з е Т.А. Генетические типы руд и условия их локализации в Восточном сегменте Южного склона Большого Кавказа. - В сб.: Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Тбилиси, Сабчота Сакартвело, 1979.

Б у а д з е В.И., Б е н и д з е Г.М., Т в а л ч р е л и д з е Т.А., К а в и л а д з е М.Ш., М и н д и а ш в и л и Т.Н., Ч и ч и н а д з е М.К. Условия формирования медно-пирротиново-полиметаллических рудопоявлений Горной Кахетии (СВ Грузия) в свете геолого-минералогических исследований и изучения изотопного состава серы сульфидов. - В сб.: Материалы по полезным ископаемым Кавказа. Тбилиси, Ганатлеба, 1979.

Б е р и д з е М.А. Раннеюрский спилит-кварц-кератофировый вулканизм северо-западной части Абхазии и его влияние на формирование кластических осадков. - В сб.: Вопросы геохимии и петрологии. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1973, вып.38.

Б е р и д з е М.А., П р у и д з е М.П., Ч и х р а д з е Г.А. Опыт реконструкции раннеюрских центров вулканизма в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. - В сб.: Палеовулканизм и его продукты, Петрозаводск, 1977.

Б е р и д з е М.А., А х в л е д и а н и Р.А. О генезисе натровых метасоматитов, связанных с юрским базальтоидным вулканизмом Южного склона Большого Кавказа. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1979, №8.

Д ж а н е л и д з е Т.В. Эволюция магматизма Южного склона Большого Кавказа и его рудоносность. - В сб.: Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Тбилиси, Сабчота Сакартвело, 1979.

Д з о ц е н и д з е Г.С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его тектонической историей. - Геотектоника, 1966, № 3.

Д о л г и х А.Г., Ч е р н и ц и н В.Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность. - Советская геология, 1971, № 2.

Л о м и з е М.Г. Вулканизм северо-западного Кавказа и его связь с тектоникой. Изд-во МГУ, 1969.

Магматические формации СССР, т.1,2, Л., Недра, 1979.

П р у и д з е М.П. Магматизм Заазаганской Кахети (СВ Грузия). - В сб.: Материалы по полезным ископаемым Кавказа. Тбилиси, Ганатлеба, 1979.

С м и р н о в В.И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишеидах Боль-

шого Кавказа. — ДАН СССР, т.177, 1967, № 1.

Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И. Геологические условия образования медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений. — МГК, XXIV сес. докл. сов. геологов, проблема 4, М., Наука, 1972.

Твалчрелидзе Г.А., Буадзе В.И. Стратиформные месторождения цветных металлов, связанные с раннегеосинклинальным вулканизмом. — МГК, XXV сессия, докл. геологов СССР. В сб.: Минеральные месторождения. М., Наука, 1976.

Фролова Т.М. Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа. — В сб.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, 1973.

Цагарели А.Л. О связи мезозойско-кайнозойского вулканизма Грузии с глубинными разломами. — В сб.: Глубинное строение Кавказа. М., Наука, 1966.

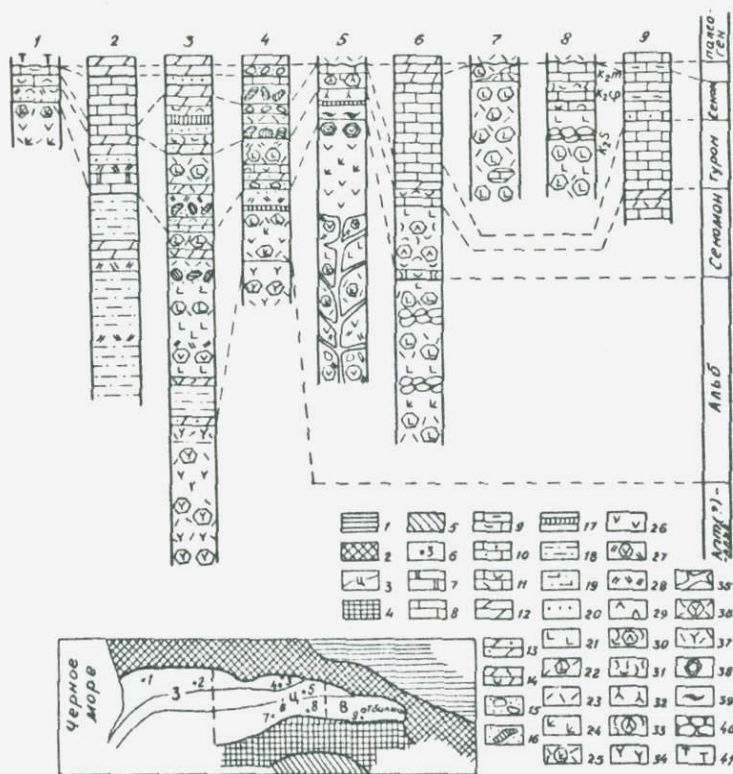
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ  
МЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ ЗОНЫ

Вулканическая деятельность активно проявилась на территории Грузии в меловом периоде. Она за исключением антиклинория Главного хребта Большого Кавказа с разной интенсивностью охватила все геотектонические единицы, причем особенности строения последних определил характер продуктов вулканизма.

Одной из областей проявления мелового вулканизма является Аджаро-Триалетская складчатая зона, протяженностью свыше 300 км, простирающаяся в широтном направлении от Черного моря до Азамбургского поднятия (восточнее г.Тбилиси). Вулканическая деятельность в ней пространственно была приурочена к двум поперечным поднятиям. Первое из них, занимающее в современном структурном плане Центральный сегмент зоны, соответствует области ее пересечения Транскавказским поперечным поднятием (рис.1). Второе воздымание, выраженное менее четко, расположено в крайней западной причерноморской части Аджаро-Триалетской зоны. За пределами поднятий в течение всего мела происходило карбонатное осадконакопление.

Меловой вулканизм рассматриваемой зоны пространственно приурочен преимущественно к ее Центральному сегменту. Ареал вулканической активности охватывал восточную, наиболее приподнятую часть сегмента, обладающего тенденцией умеренного, но постоянного воздымания на общем фоне погружения Аджаро-Триалетии не только в позднемеловое, но и в палеоценовое время. К востоку и западу от этой части сегмента меловой вулканизм постепенно затухал, вследствие чего вулканические толщи постепенно замещались вулканогенно-осадочными, а затем карбонатными отложениями (см. рис.1).

Наиболее ранние вспышки мелового вулканизма здесь отмечаются в апте, а самые поздние – в раннем маастрихте. Первые пространственно приурочены к северной границе зоны, а вторые наблюдаются вдоль ее южной границы. В первом случае вулканическая деятельность длилась до раннего турона включительно, а во втором началась в туроне (Надарейшвили, 1981). Следовательно, в меловое время происходило омоложение вулканизма с севера на юг, т.е. на протяжении апта-маастрихта



фронт вулканической деятельности постепенно смещался к югу.

В развитии мелового вулканизма в Центральном сегменте зоны выделяются три этапа, обусловленных сменой тектонического режима. Вулканическая деятельность первого этапа (апт-средний альб) была пространственно приурочена к северной полосе и контролировалась субширотным глубинным разломом, ограничивающим с севера Аджаро-Триалетскую зону. Она протекала в условиях интенсивного растяжения, положившего начало меловой деструкции Закавказского срединного массива. Продуктом вулканизма этого времени является мощная (более 1 км) "спилитовая" толща, представленная серией пород базальт - андезитобазальт - андезит с преобладанием андезитобазальтов и андезитов.

Самые нижние горизонты рассматриваемой толщи вскрыты глубокими скважинами в северной части Аджаро-Триалетской зоны в полосе ее соприкосновения с Грузинской глыбой в районе с.Хведурети (см. рис.1).

Рис. 1. Лито-стратиграфические колонки альб-верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации Аджаро-Триалетской зоны.

1 - скважина Чохатаури-I; 2 - скважина Гурта-I; 3 - скважина Хведурети-20 и Кевсуретская антиклиналь; 4 - ущелье р.Телат-хеви (Сацхенисская антиклиналь); 5 - южное крыло Тедзамской антиклинали; 6 - с.Пилати; 7 - ущелье р.Тетроби (Чобаретская антиклиналь); 8 - Гумбатская антиклиналь; 9 - скважина Телети-I9; 1 - геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа; 2 - Грузинская глыба; 3 - граница между зонами Аджаро-Триалети; 4 - Артвино-Болнисская глыба; 5 - Лок-Карабахская зона; 6 - места расположения разрезов; 7 - доломиты; 8 - известняки; 9 - глинистые известняки; 10 - песчанистые известняки; 11 - известковые туффиты и туфоизвестняки; 12 - мергели; 13 - песчанитые мергели; 14 - мергельные туффиты и туфомергели; 15 - конгломераты и брекчии-конгломераты; 16 - глыбовые брекчии олистостромового типа; 17 - силициты (опоки, спонголиты); 18 - алевритистые глины и аргиллиты; 19 - алевритистые и песчанистые туфоаргиллиты; 20 - алевролиты и песчаники; 21 - базаниты; 22 - вулканические брекчии базальтов; 23 - туфы базальта; 24 - андезито-базальты; 25 - вулканические брекчии андезито-базальта; 26 - андезиты; 27 - вулканические брекчии андезита; 28 - туфы андезита; 29 - дациты; 30 - вулканические брекчии дацита; 31 - туфы дацита; 32 - риолиты; 33 - вулканические брекчии риолита; 34 - "спилиты"; 35 - дайки; 36 - вулканические брекчии "спилита"; 37 - туфы "спилита"; 38 - агглютинаты; 39 - игнимбриты и спекциесы туфы; 40 - пиллоу-лавы; 41 - щелочные базальтоиды среднего эоцена.

Разрез толщи представлен лавовыми покровами, вулканическими брекчиями и туфами "спилитового" состава, среди которых преобладают роговообманковые разновидности. Для этих пород название "спилит" условно, поскольку они представляют собой альбитизированные, хлоритизированные, цеолитизированные и эпидотизированные, т.е. зеленокаменно измененные базальты, андезито-базальты, андезиты и, реже, дациты. Верхняя часть "спилитовой" толщи в отличие от нижней, слоистая и представлена переслаиванием сланцеватых карбонатных аргиллитов, туфоаргиллитов, известковых туффитов и туфоизвестняков с разнообломочными туфами "спилитового" состава. Эта часть рассматриваемой толщи датируется по фауне микрофораминифер поздним альбом, а ее нижняя, массивная часть - апт-альбом.

В Аджаро-Триалетской зоне "спилитовая" толща обнажена лишь в ядре Сацхенисской антиклинали, расположенной в южной части Северной подзоны, где представлена лавами и глыбовыми вулканическими брекчиями альбитизированных двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов, авгитовых андезитов, лагиобазальтов и, реже, оливиновых ба-

зальтов. Среди андезитов встречаются роговообманковые и биотитовые разновидности (см. рис. I).

Второй этап меловой вулканической активности охватывает позднеальб-раннетуронское время. Вулканизм появился в Северной и Центральной подзонах Аджаро-Триалети. Он протекал в условиях общего субмеридионального сжатия (австрийская фаза складчатости), обусловившего раскрытие крупных поперечных трещин отрыва, служащих магмоподводящими каналами, т.е. вулканизм данного периода контролировался глубинными разломами поперечного направления, трассирующимися субмеридиональными дайковыми поясами позднеальбского возраста. Вулканическая деятельность этого периода была локализована в узких грабенообразных трогах субмеридионального простирания.

В северной подзоне Аджаро-Триалети выше "спилитовой" толщи Хведуретской скважиной № 20 вскрыта верхнеальбская мощная (300 м) пачка алевролитистых карбонатных аргиллитов и аргиллитоподобных глин, мергельных туффитов и туфомергелей, алевролитов и алевролитистых мергелей с материалом размыва доюрского кристаллического фундамента (гранитный и эффузивный кварц, кварцит, вторичный кварцит, микроклин, микроклин-микропертит, шахматный альбит, фельзит, микропегматит, кварц-полевошпатовая основная масса, серпентинит, кварц-серицитовый и хлоритовый сланец и др.). Такой же материал часто встречается в верхней части "спилитовой" толщи в виде терригенной примеси в осадочных породах, либо ксенолитов в туфах и вулканических брекчиях. В последнем случае он слагает основание вулканических построек и, по-видимому, выброшен совместно с пирокластикой во время вулканических взрывов. Таким образом вулканические постройки этого времени располагались непосредственно на фундаменте, сложенном породами кристаллического комплекса.

Верхняя часть меловой вулканогенно-осадочной толщи, в отличие от нижней - "спилитовой", хорошо представлена во всех подзонах Центрального сегмента Аджаро-Триалетской зоны. В северной части Северной подзоны она согласно следует за "спилитовой" толщиной и сложена мощными лавовыми покровами, массивными вулканическими брекчиями и туфами оливиновых базальтов, среди которых широко развиты двуширокоосновые разновидности. Сравнительно реже встречаются роговообманковые базальты, андезиты и роговообманковые биотитовые дациты. Последние в виде примеси пирокластики часто присутствуют в орто- и паратуффитах, развитых в верхней части толщи.

С отмеченными вулканическими образованиями переслаиваются, а иногда создают мощные пачки, сланцеватые карбонатные алевролитистые аргиллиты и аргиллитоподобные глины, глинистые и мергелистые але-

ролиты и туфоалевролиты, алевритистые туфоаргиллиты, песчаные и алевритистые мергельные туфы и туфомергели, глинистые и органогенно-детритовые известняки, известковые туфы и туфоизвестняки, глинисто-карбонатные опоки и карбонатные аргиллитоподобные спонголитовые глины. Мергельные и известняковые разновидности этих пород, а также глинисто-карбонатные опоки, наибольшим развитием пользуются в верхней сеноман-нижнетуронской части "надспилитовой" толщи. В восходящем разрезе их роль постепенно возрастает, вытесняя материал вулканического происхождения (см. рис. I). В южном крыле Хведуретской антиклинали на уровнях верхнего альба и сеномана встречаются песчаники, конгломерат-брекчии и глыбовые брекчии олистостромового типа с материалом размыва нижележащих толщ и доюрского кристаллического фундамента. Возраста "надспилитовой" толщи — поздний альб-ранний турон.

В южной части Северной подзоны (Сацхенисская антиклиналь) в строении толщи резко возрастает роль вулканических андезитов-базальтового и андезитового состава (см. рис. I), среди которых наиболее широко развиты роговообманковые авгит-гиперстеновые разновидности. Местами широко развиты также вулканические образования роговообманкового биотитового дацита (Имерхеви-Арцевская антиклиналь). В этой части подзоны развиты и песчаники, гравелиты, конгломераты, конгломерат-брекчии и глыбовые брекчии олистостромового типа, переслаивающиеся с органогеннодетритовыми известняками. Являясь как базальными, так и внутрiformационными образованиями, они впервые появляются в верхах верхнеальбских отложений и далее встречаются почти во всех горизонтах верхнего мела. Материал размыва в этих образованиях представлен как подстилающими, так и вмещающими породами. Они наиболее обширно представлены в бассейне р. Хведуретисцкали. К западу эти образования полностью исчезают. Надо полагать, что в этой части Аджаро-Триалетской зоны существовал конседиментационный разлом, восточный борт которого обладал тенденцией воздымания, начиная с верхнего альба до датского яруса включительно. Латеральное распределение грубообломочного материала размыва (брекчии олистостромового типа) дает основание считать, что указанная структура имела субмеридиональное простирание и характеризовалась крутым, обрывистым восточным бортом.

В Северной подзоне к западу от р. Дама меловая вулканогенно-осадочная толща не обнажается. Однако синхронные ей образования вскрыты глубокой скважиной Гурта-I, пробуренной в ущелье р. Ханисцкали. Здесь фаунистически датированные альб-туронские отложения, по данным Т. М. Шатиришвили и Л. К. Мерабишвили, представлены слабокарбонатными песчанистыми аргиллитами, мергелями, аргиллитоподобными гли-

нами, глинистыми алевролитами, глинистыми известняками, доломитами и опоками. На сеноманском уровне встречаются редкие прослои туфов и туфопесчаников (см. рис. I).

В пределах Центральной подзоны Аджаро-Триалети меловая вулканогенно-осадочная формация обнажена лишь в крайней восточной части его Центрального сегмента в верхнем и среднем течении р. Тедзами и представлена ее верхней "надспилитовой" толщей. Наиболее полно она обнажена в Тедзамской антиклинали (см. рис. I). В южном крыле складки толща делится на два комплекса. Нижний, неполной мощностью 1300 м, сложен лавовыми покровами, массивными вулканическими брекчиями, гиа-локластитами и аглютинатами андезитового состава, среди которых встречаются двупироксеновые биотитовые и биотитовые разновидности. В ядре складки широким развитием пользуются плагиоандезиты. С перечисленными породами ассоциируют вулканыты, соответствующие по составу оливинодержащим двупироксеновым биотитовым и гиперстеновым андезито-базальтам и оливиновым двупироксеновым базальтам. Верхняя часть комплекса венчается мощной (до 500 м) пачкой лавовых покровов. В северном крыле Тедзамской антиклинали в строении толщи резко возрастает роль оливинодержащих андезито-базальтов и оливиновых базальтов, среди которых встречаются также двупироксеновые разновидности. Здесь над пачкой лавовых покровов, венчающей нижний комплекс, залегают мергельные туффиты, туфомергели и вулканомиктовые песчаники, содержащие верхнеальбоскую фауну.

Верхний комплекс по характеру резко отличается от нижнего. В южном крыле рассматриваемой складки он сложен вулканическими брекчиями, спекающимися туфами, игнимбритами и пелловыми и пемзовыми туфами плагиориолита. Редко встречаются также покровы аналогичного состава. С этими породами перемежаются слои и отдельные маломощные пачки известняков и мергелей, известковых и мергельных туффитов, туфоизвестняков и туфомергелей, глинистокарбонатных опок и кремней. В отличие от них в северном крыле складки роль вулканических пород оливинодержащего гиперстенового андезито-базальта и оливинового гиперстенового базальта. Одновременно с этим в данном комплексе, наряду с вышеперечисленными и вулканогенно-осадочными породами появляются вулканотерригенные породы - вулканомиктовые брекчия-конгломераты, гравелиты и песчаники, содержащие материал размыва нижележащих толщ. Возраст верхнего комплекса фаунистически датирован сеноман-нижним тураном.

Несколько отличается рассматриваемая "надспилитовая" толща в южной части Центральной подзоны в бассейне среднего течения р. Тедза-

ми. Здесь ее нижний комплекс сложен лавовыми покровами и массивными вулканическими брекчиями оливиновых и безоливиновых базальтов, среди которых наиболее развиты двупироксеновые разновидности (неполная мощность до 800 м). Верхний же комплекс сложен вулканическими брекчиями и пемзовыми туфами авгитового дацита (мощность 475 м). С ними переслаиваются известняки, мергели, известковые туффиты и туфоизвестняки и опоки. Роль осадочных пород в восходящем разрезе постепенно возрастает (см. рис. I). Западнее и восточнее бассейна р. Тедзами в пределах Центральной подзоны Аджаро-Триалети рассматриваемая формация на поверхности не обнажена и не вскрыта скважинами.

Третий этап вулканической деятельности охватывает турон-раннемаастрихтское время. Вулканизм приурочен к крайней южной части Аджаро-Триалетской зоны. Он контролировался как зародившимся в туроне субширотным разломом, ограничивающим с юга Аджаро-Триалети, так и поперечными разломами. Вулканическая деятельность в туроне протекала в условиях интенсивного растяжения, вызвавшего отчленение и вовлечение в нисходящие движения крайней северной части Артвино-Болнисской глыбы, а затем, начиная с оенона, — в условиях сжатия и дифференцированного вертикального перемещения блоков коры.

В Южной подзоне Аджаро-Триалети выходы меловой вулканогенно-осадочной формации пространственно приурочены к Зиртской, Гумбатской и Чобаретской антиклиналям. В северной части этой подзоны в ядре Зиртской антиклинали обнажена верхняя часть рассматриваемой формации. Нижняя половина разреза здесь сложена вулканическими породами, состав которых соответствует оливиновым и безоливиновым роговообманковым двупироксеновым базальтам, андезитам и риолитам; среди этих пород доминируют базальты и андезито-базальты. В верхней части вулканический материал имеет исключительно риолитовый состав. Верхняя возрастная граница формации в разрезах этой части подзоны — нижний турон.

Резко меняется характер строения рассматриваемой формации в южной части подзоны. В частности, в пределах Чобаретской антиклинали меловая вулканогенная формация сложена однообразными красноцветными вулканическими брекчиями и лавами оливинового двупироксенового базальта. Они содержат линзы и прослои известняков с кампан-маастрихтской фауной (см. рис. I). Аналогичным строением и составом слагающих пород характеризуется меловая вулканогенная формация, выступающая в ядре Гумбатской антиклинали. Исключение составляет лишь ее самая верхняя часть, где с фаунистически датированными кампан-маастрихтскими известняками переслаиваются слои пепловых туфов, известковых туффитов и туфоизвестняков, пирокластический материал которых соот-

ветствует биотитовому и роговообманковому биотитовому дациту (см. рис.1). Неполная мощность рассматриваемой формации в этой части подзоны — до 500 м. Ее верхняя возрастная граница охватывает низы маастрихта (П.Гамкрелидзе, 1949; Гамбашидзе, 1972; Надареишвили, 1981). Открытым остается вопрос нижней границы. По данным Г.Д.Джигаури вулканические брекчии Чобаретской антиклинали содержат обломки известняков с сеноманской фауной иноцерам. Это дает основание предполагать, что в данной части Южной подзоны сеноман представлен в карбонатных фациях и нижняя возрастная граница вулканогенной формации не должна опускаться ниже турона (возможно, сеномана). Такое заключение подтверждается сеноманским возрастом первых вспышек вулканизма на Храмском массиве, где основная фаза мелового вулканизма проявилась в турон-сантоне. На западе и востоке от отмеченных антиклиналей в Южной подзоне меловая вулканогенно-осадочная формация не обнажена. Однако в восточном сегменте Аджаро-Триалети синхронные ей карбонатные отложения вскрыты глубокой скважиной Телети-19, заложеной в ядре одноименной антиклинали (см. рис.1).

Таким образом, можно заключить, что в Центральном сегменте Аджаро-Триалетской зоны возраст меловой вулканогенно-осадочной формации с севера на юг омолаживается. По вещественному составу слагающих ее вулканических пород выявляется тенденция к стратификации; в частности, нижняя, наиболее мощная часть формации, сложенная породами базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава, датируется апт-альбом, тогда как верхняя, сравнительно маломощная ее часть представлена породами дацитового и риолитового состава — сеноман-нижним туроном. Исключение составляет южная пограничная часть Аджаро-Триалети с Артвино-Болнисской глыбой, где возраст рассматриваемой формации турон (сеноман?) — нижний маастрихт.

В Аджаро-Триалетской зоне второй областью проявления альб (апт?) — верхнемелового вулканизма является причерноморская часть ее Западного сегмента. Следует полагать, что вулканическая деятельность здесь пространственно была приурочена к поперечному поднятию, о существовании которого в досреднеэоценовое время убедительно свидетельствуют новейшие данные глубокой скважины Чохатаури-1, заложеной в западной части рассматриваемой зоны, в 3 км юго-западнее г. Чохатаури в долине р.Губазеуки. В частности, в разрезе скважины на глубине 4090 м среднеэоценовая вулканогенная формация с конгломерат-брекчиями и гравелитами в основании трансгрессивно залегает на туронских известняках (см. рис.1 и 2).

Конгломерат-брекчии и гравелиты, являясь базальными образованиями среднего эоцена, сложены гальками, обломками и зернами пород

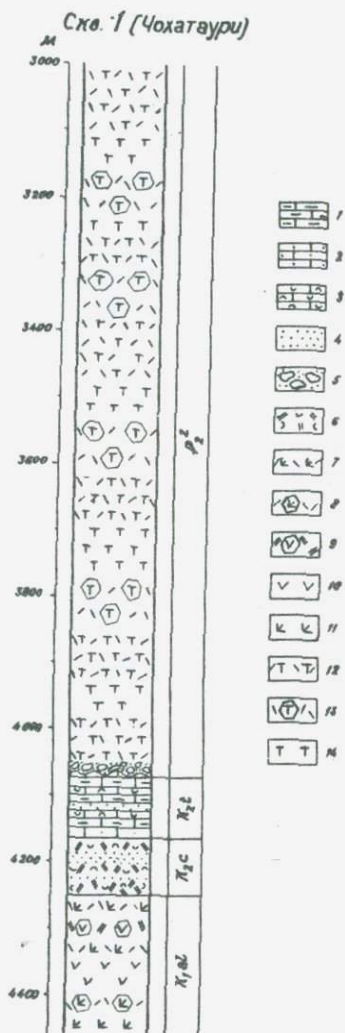


Рис. 2. Лито-стратиграфическая колонка мел-среднеэоценовых образований скважины Чохатаури-I. Условные обозначения см. на рис. I

доюрского кристаллического фундамента и его осадочного чехла. Породы фундамента в основном представлены филлитами и кристаллическими сланцами: кварц-хлорит-мусковитовыми и хлорит-мусковитовыми сланцами с углисто-графитовым веществом, углисто-серицитовыми сланцами, хлоритовыми, кварц-хлоритовыми, хлорит-серицитовыми, серицитовыми и глинистыми сланцами, кварцитами и кварцевыми песчаниками. Из пород гранито-гнейсового комплекса в большом количестве встречаются обломки и зерна катаклазированного кварца, микроклина, микроклин-микрорпертита, альбита и гнейсовидных пород. Часто встречаются также обломки и зерна кварцпорфиров, альбитофиров, гранофиров и фельзитов. Они относятся к верхнепалеозойской кварцпорфировой толще, столь широко развитой на Дзирульском и Храмском выступах кристаллического фундамента (Надареишвили, 1981).

В конгломерат-брекчиях и гравелитах из пород мезозойского и нижнепалеогенового осадочного чехла широко развиты фаунистически датированные обломки и зерна верхнеюр-



тоническими движениями.

Сопоставление разрезов мел-палеогеновых образований Гурийского хребта, Южномеретинского предгорья и юго-восточной Гурии с вышеописанным разрезом указывает, что терригенный материал конгломерат-брекчии не мог поступать со стороны Грузинской глыбы, поскольку вдоль северо-западной периферии Аджаро-Триалети, в зоне его соприкосновения с Грузинской глыбой (зона Сурамско-Гокишурского разлома) в разрезах верхнего мела и палеогена такой материал не встречается. Одновременно с этим во всех разрезах пограничной полосы за сеноманскими известняками согласно следуют палеоцен-нижнеэоценовые мергелистые отложения, а затем - среднеэоценовая вулканогенная толща (Надареишвили, 1965). Поэтому область сноса этого материала должна была находиться в пределах Аджаро-Триалетской зоны, в непосредственной близости от рассмотренной скважины. Свидетельством этому служит плохая сортировка и неокатанность материала размывающихся пород. Пока трудно реставрировать очертания и размеры площади сноса - "Гурийской кордильерой". Она, по всей вероятности, располагалась юго-восточнее описанного разреза в зоне пересечения Чохатаурского глубинного разлома, ограничивающего с юга Гурийскую депрессию, с глубинным разломом меридионального простирания, существование которого нами предполагается вдоль полосы восточного замыкания отмеченной депрессии. Реальность такого разлома подтверждается наличием на восточном замыкании Гурийской депрессии (вблизи г. Чохатаури) в междуречье Супса-Губазеуди в неогеновых отложениях кулисообразно замечающих друг друга постмиоценовых разломов меридионального простирания (Вольский и др., 1973, 1974). Южнее, в верховьях рр. Бахвицкали, Калаша, Сашада, совместно с И.П. Гамкрелидзе нами, в мощной среднеэоценовой вулканогенной формации была выявлена зона субмеридиональных разломов со ступенчато спускающимися в сторону Черного моря западными крыльями (Вольский и др., 1973, 1974). Эти молодые разломы меридионального простирания, возможно, трассируют зону глубинного разлома.

В полосе предполагаемого разлома в верхней регрессивной части среднеэоценовой вулканогенно-осадочной формации широко развиты глыбовые конгломерат-брекчии, которые, наряду с глыбами и валунами среднеэоценовых пород, содержат обломки верхнемеловых известняков и палеоцен-нижнеэоценового флиша (Надареишвили, 1974). В этой же полосе у с. Эркети в лиролеписовом горизонте верхнего эоцена Н.Ш. Салуквадзе была обнаружена мощная пачка брекчии олистоостромового типа, похожего на Тбилисские "конгломераты запутанного напластования". Отдельные крупные глыбы верхнемеловых известняков (олистоолиты) встречаются также в 2,5 км к западу от с. Зенобани (Вольский и др., 1973). В других

частях Гурийской депрессии, кроме ее восточного замыкания, эти образования нигде не встречаются.

Таким образом, в этой части Аджаро-Триалети, в отличие от всего западного ее сегмента, интенсивный разрыв, вплоть до доюрского кристаллического фундамента, имел место в начале среднего эоцена. Здесь же происходил интенсивный разрыв в конце среднего и в начале позднего эоцена, т.е. в зоне предполагаемого поперечного глубинного разлома в это время имели место интенсивные восходящие движения отдельных блоков земной коры. Наиболее благоприятные условия для подобных дифференцированных тектонических движений, по всей вероятности, должны были существовать в узлах пересечения разломов глубинного заложения.

Молодые разломы меридионального простирания, по-видимому, являются поверхностным выражением долгоживущего глубинного разлома, вдоль которого, начиная с низов среднего эоцена, периодически происходили дифференцированные тектонические движения блоков коры.

Таким образом, в западной части Аджаро-Триалетской зоны существование поднятия перед средним эоценом не вызывает сомнения. Вопрос же его наличия в более раннее - палеоценовое и позднемеловое время на сегодняшний день остается открытым. Однако, исходя из меловой истории геологического развития рассматриваемой зоны и в частности ее Центрального сегмента, полагаем, что данное поднятие существовало и в позднем мелу. А вышеописанный долгоживущий глубинный разлом, по-видимому, контролировал в этой части Аджаро-Триалети вулканизм и латеральное распределение литофаций этого времени.

О характере мелового вулканизма западной части Аджаро-Триалетской зоны можно судить лишь на основании скудных данных разреза единственной скважины Чохатаури-I, вскрывшей в этой части Аджаро-Триалетского хребта альб (апт?)-верхнемеловую вулканогенно-осадочную формацию.

Выше отмечалось, что под базальными образованиями среднего эоцена залегают туронские известняки, известковые туфы и туфоизвестняки с примесью пирокластического материала, который по составу соответствует роговообманковому биотитовому дацит. Вулканические образования - разнообломочные туфы, вулканические брекчи и лавы роговообманковых и роговообманковых двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов, - залегающие под туронскими отложениями, по стратиграфическому положению, а также по аналогии с разрезами альб-верхнемеловых образований Триалетского хребта следует отнести к альб-сеноману. Верхняя часть этих образований, сложенная чередованием крупнодетритовых известняковых песчаников и туфов смешанного дацит-

андезитового состава, по-видимому, следует отнести к сеноману.

Таким образом, вскрытая часть меловой вулканогенно-осадочной формации стратифицирована по вещественному составу слагающих ее пород. В частности, нижняя ее часть сложена породами андезитового и андезито-дацитового состава, среди которых доминируют андезиты. В строении верхнесеноман-туронской части разреза принимают участие пирокластические породы, среди которых господствуют роговообманковые и роговообманковые биотитовые дациты. Формация сложена последовательно дифференцированной серией пород андезито-базальт-андезит-дацит. В этой ассоциации отсутствуют основные члены. Следует полагать, что они занимают нижние, не вскрытые скважиной горизонты. В разрезе скважины рассматриваемая формация по минералого-петрографическому и фациальному составу слагающих ее пород является полным аналогом синхронных вулканических образований Триалетского хребта и Грузинской глыбы (альб-сеноманские вулканические образования Дзирульского массива, Лесской и Мохиси-Агарской поисковых площадей).

Меловые вулканические образования Аджаро-Триалетской зоны, за исключением некоторых участков развития островодужных толеитов, относятся к известково-щелочной серии, характерной для зрелых островных дуг (рис. 4).

Характерной чертой рассматриваемой формации является тенденция латерального изменения вещественного состава слагающих ее пород. В северной части Аджаро-Триалети, где она соприкасается с Грузинской глыбой, формация сложена породами базальтового состава при незначительном развитии андезитовых и дацитовых вулканитов (рис. 5). Среди базальтов наиболее широко развиты низкокальциевые и низкотитанистые оливиновые двупироксеновые базальты, тяготеющие к толеитам островодужного типа (см. рис. 4), что дает основание отнести их к недифференцированным образованиям, хотя в целом эта серия выявляет слабую тенденцию к последовательной дифференциации.

Несколько южнее, в Северной подзоне в строении рассматриваемой формации уменьшается роль базальтоидов и широкое развитие приобретают андезито-базальты, андезиты и дациты, т.е., в отличие от северной части подзоны, формация сложена последовательно-дифференцированной серией пород базальт-андезито-базальт-андезит-дацит. В ней по содержанию щелочей выделяются как нормальнощелочные, так и субщелочные разновидности пород (см. рис. 4). В последних завышение щелочности происходит за счет  $K_2O$ . Наиболее высококальциевые породы развиты в крайних западных выходах вулканогенной формации вблизи с. Имерхеви (ущелье р. Гванана), где завышение содержания  $K_2O$  в породах коррелируется с завышением содержания  $TiO_2$ . Данное обстоятельство в

минералогическом отношении отображается появлением биотита и сфена в породах основного и среднего состава. К востоку содержание этих окислов в породах резко падает.

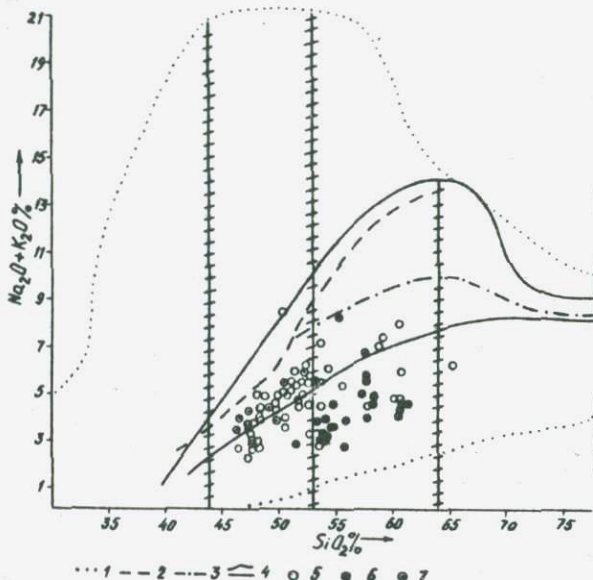


Рис. 4. Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$  для меловых вулканических пород Аджаро-Триалетской зоны. 1 - область распространения химических составов магматических горных пород; 2 - нижняя граница распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды; 3 - нижняя граница поля распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород; 4 - область распространения субщелочных пород; 5 - породы северной зоны Аджаро-Триалети; 6 - породы Центральной зоны; 7 - породы южной зоны.

Аналогичная картина изменения состава пород по латерали наблюдается также и в Центральной подзоне Аджаро-Триалети. В частности, в северной части подзоны преобладают породы базальтового и андезитобазальтового состава (северное крыло Тедзамской антиклинали), в центральной части господствуют андезиты (южное крыло Тедзамской антиклинали), а в южной части - базальтоиды (см. рис.5). Если в северной и центральной частях рассматриваемая формация представлена последовательно дифференцированной серией базальт-андезитобазальт-андезит-риолит, то в южной части она вызывает тенденцию к контраст-

ной дифференциации и представлена серией пород базальт-дацит.

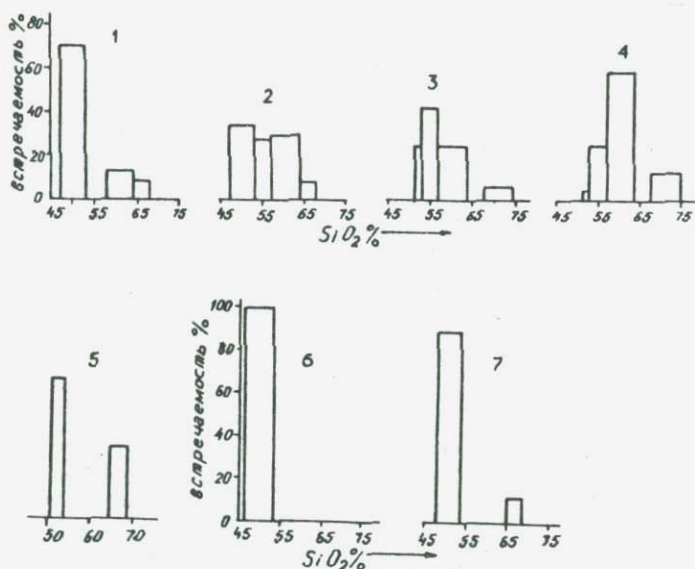


Рис. 5. Гистограмма распределения пород разной кремнекислотности в меловых вулканитах Аджаро-Триалети. 1 - Хведуретские скважины; 2 - ущелье р.Телатхеви; 3 - северное крыло Тедзамской антиклинали; 4 - южное крыло Тедзамской антиклинали; 5 - с.Пилати; 6 - Чобаретская антиклиналь; 7 - Гумбатская антиклиналь.

В Центральной подзоне в меловой вулканогенно-осадочной формации широко развиты дайки меридионального и субмеридионального простирания, которые создают дайковые пояса (в крыльях Тедзамской антиклинали). Намечается четкая корреляция состава даек и вмещающих пород - с севера на юг возрастает кислородность пород от базальтов и андезитобазальтов к андезитам; далее к югу, в сторону южной границы подзоны основность пород возрастает в обратной последовательности. Аналогично ведут себя дайковые пояса позднеальбского возраста (Надареишвили, 1980).

Весь комплекс вулканических пород Центральной подзоны тяготеет к толеитовым сериям (см. рис.4 и 6). По общей щелочности породы относятся к нормальнощелочным разновидностям (см. рис.4). Лишь в редких случаях в центральной и южной частях подзоны встречаются также субщелочные разновидности, в которых завышение щелочности происходит за счет  $K_2O$  (рис. 7).

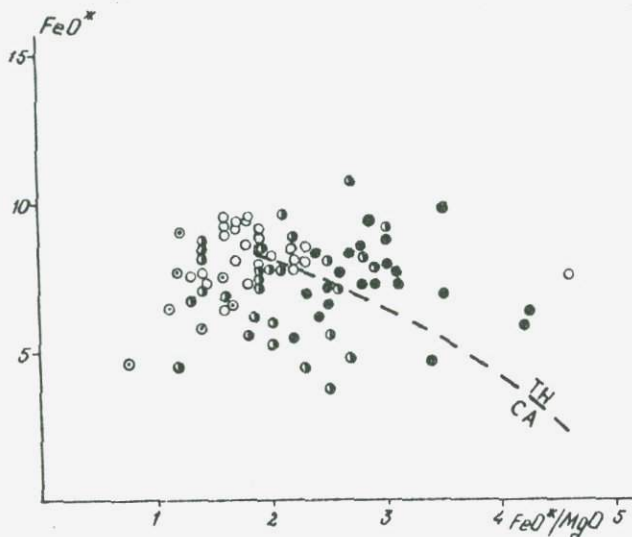


Рис. 6. Диаграмма  $FeO^*$  -  $FeO^*/MgO$  для меловых вулканических пород Аджаро-Триалети. Условные обозначения см. на рис. 5.

Возрастание основности с севера на юг наблюдается также в Южной подзоне Аджаро-Триалети: к северу резко возрастает роль пород Базальтового состава, а в крайней южной части рассматриваемой подзоны, также как и в крайней северной части Аджаро-Триалети, меловая вулканогенная формация сложена исключительно базальтоидами, среди которых доминируют оливиновые двупироксеновые разновидности (Чобаретская и Гумбатская антиклинали). Эти породы, характеризующиеся четко выраженной известково-щелочной природой (см. рис. 6), относятся к субщелочным разновидностям слабодифференцированных базальтоидов (см. рис. 4 и 7), в которых щелочность возрастает за счет  $K_2O$  (см. рис. 7). Здесь также, как и в вышеприведенном случае, завышение в породах содержания  $K_2O$  хорошо коррелируется с завышенным содержанием

Таким образом, в пограничных частях Аджаро-Триалети, т.е. в зонах глубинных разломов, отделяющих ее от смежных Грузинской и Арвино-Болнисской глыб, развиты недифференцированные или слабо дифференцированные базальтовые серии, которые в некоторых случаях выявляют слабую тенденцию к контрастной дифференциации. В остальных частях рассматриваемой структуры меловая вулканогенная формация

представлена последовательно-дифференцированной серией пород – базальт–андезит–дацит–риолит, в которой на границах смежных подзон, отделенных друг от друга глубинными разломами, резко возрастает роль базальтоидов.

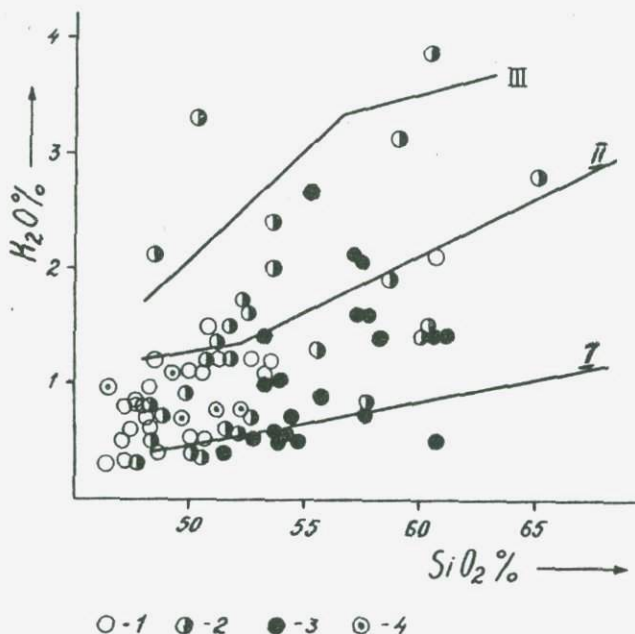


Рис. 7. Диаграмма  $K_2O/SiO_2$  для меловых вулканических пород Аджарб-Триалети. I - северная часть Северной подзоны; 2 - южная часть Северной подзоны; 3 - Центральная подзона; 4 - Южная подзона.

Породы, слагающие меловую вулканическую формацию Аджаро-Триалетской зоны, относятся к известково-щелочным сериям и в некоторых случаях выявляют шононитовую тенденцию. Исключение составляет северная пограничная часть рассматриваемой зоны и крайняя восточная часть Центральной подзоны (Тедзамская антиклиналь), где породы меловой вулканогенной формации тяготеют к толеитовым сериям.

Отмеченная петрохимическая природа меловой вулканогенной формации характеризует "надспилитовую" толщу альб-верхнемелового возраста. Что же касается "спилитовой" части формации, то судить о ее петрохимических особенностях, ввиду отсутствия полноценных химических анализов, трудно.

В Центральном сегменте Аджаро-Триалети в альб-верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации и следующей за ней карбонатной серии верхнего мела широко развиты грубообломочные породы – глыбовые брекчии олистостромового типа, брекчия-конгломераты, конгломераты, а также гравелиты и песчаники. В этих образованиях, наряду с перестложившимся материалом нижележащих толщ, широко развиты зерна и гальки доюрского кристаллического фундамента, местами создающие самостоятельные пачки аркозовых и аркозово-граувакковых песчаников и конгломератов. Эти породы впервые появляются в конце позднего альба и далее встречаются почти во всех горизонтах верхнего мела. Пространственно они тяготеют к сравнительно узким полосам меридионального простираения.

Наличие глыбовых брекчий олистостромового типа требует допущения наличия крутого и обрывистого берега. Распространение этих образований в узких меридиональных полосах свидетельствует о приуроченности их к узким трогообразным впадинам с высокоприподнятыми крутыми бортами. С этими полосами совпадают максимальные мощности меловой вулканогенной формации; в них, в отличие от смежных участков, наибольшим развитием пользуются жерловые и прижерловые фации вулканизма – глыбовые вулканические брекчии и мощные лавовые покровы. Кроме того, в них развиты мощные зоны меридиональных дайковых комплексов.

Из вышеизложенного следует, что в восточной части Центрального сегмента Аджаро-Триалети в альб-позднемеловое время существовали узкие грабенообразные трогии меридионального простираения, развивавшиеся в зонах глубинных разломов. Они представляли собой подводные каналы мощных трещинных излияний лав, имевших место в позднем альбе. Один из отмеченных трогов располагался в бассейне среднего и верхнего течения р.Тедзами, а второй – в бассейне р.Хевсуретисцкали. Они в альб-позднемеловое время являлись областями наиболее активного проявления вулканической деятельности. В них, в отличие от смежных участков, в которых вулканизм проявился слабо или вовсе отсутствовал, широко развиты мощные лавовые покровы и грубообломочная вулканокластика, субвулканические образования (жерла), меридиональные дайковые комплексы, кольцевые и конические дайки, а также мощные поля гидротермальных изменений, т.е. в этих зонах были сконцентрированы мощные центры вулканических извержений мелового времени.

Рассмотренные грабенообразные структуры, по-видимому, не ограничивались современной границей Аджаро-Триалети и выходили за ее пределы. Одна из них тянулась к северу от бассейна р.Хевсуретисцкали в виде узкой полосы и пересекала Грузинскую глыбу в центральной части Тирифонской депрессии (Надареишвили, 1981). О непрерывности

этой субмеридиональной меловой вулканической полосы говорит вскрытие альб-нижнетуронских вулканических образований скважиной Мохиси-1, заложенной на Грузинской глыбе в 10-13 км северо-западнее Хведуретских скважин.

Таким образом, в Аджаро-Триалети в альб-позднем мелу существовали меридиональные зоны глубинных разломов, которые контролировали вулканизм и седиментационный процесс этого времени. Формирование этих структур во времени совпадало с началом общего субмеридионального сжатия (австрийская фаза складчатости), обусловившего в пределах наиболее сжатого Центрального сегмента Аджаро-Триалети раскрытие крупных поперечных трещин отрыва, служивших магмоподводящими каналами меловых вулканов.

#### Л и т е р а т у р а

В о л ь с к и й З.Д., Г а м к р е л и д з е И.П., Н а д а р е й ш в и л и Г.Ш. К геологии северного склона Месхетского хребта. - В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалети. (Тр. ГИН АН СССР, нов. сер., вып.44), 1974.

Г а м б а ш и д з е Р.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Триалетского хребта. - В кн.: Вопросы палеонтологии и стратиграфии мезозоя. (Тр. ГИН АН СССР, нов.сер., вып.35), 1972.

Г а м к р е л и д з е П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. - Монография, № 2 (Ин-т геол. и минералог. АН СССР), 1949.

Н а д а р е й ш в и л и Г.Ш. Петрография подушечных лав Гурийского хребта. - Изв.Геол. об-ва Грузии, 1965, т.1У, вып. 1.

Н а д а р е й ш в и л и Г.Ш. Палеогеновый вулканизм Гурии. - В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалети. (Тр. ГИН АН СССР, нов. сер., вып.44), 1974.

Н а д а р е й ш в и л и Г.Ш. Меловой вулканизм и Транскавказское поперечное поднятие. - В кн.: Мезо-кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые. (Мат. У Всес.вулканолог.совещ.). Тбилиси, Мецниереба, 1980.

## О ДАЙКАХ БАЗАЛЬТОИДНЫХ ПОРОД в ущелье р.ТЕРЕК

В комплексе диорито-диабазовых пород, относимых к пред- или посткелловейским образованиям (Левинсон-Лессинг, 1904; Белянкин, 1924; Варданыц, 1940, 1959; Ренгартен, 1932, 1940; Лебедев, 1950; Афанасьев, 1958; Дзоценидзе, 1963; Мельников, 1962 и др.) встречаются дайки, которые секут как смятые в складки пачки кварцитов и графитистых сланцев кистинской свиты, так и пачки аспидных сланцев с пластовыми телами диабазовых пород циклаурской свиты (рис.1). На правом склоне ущ. р.Терек, у южного контакта гранитоидов Гвелетского массива с осадочной толщей, можно наблюдать как одна дайка сечет слои осадочных пород, линию надвига гранитоидов на осадочную толщу и врзается в милонитизированные гранитоиды указанного массива (рис. 2). Дайка представляет собой сплошное тело и содержит ксенолит вмещающего ее слоя кварцита. Она внедрилась после опрокидывания южного крыла Дарьяльской антиклинали на юго-запад и не несет следов интенсивных механических движений. На основании этого факта описанная дайка и аналогичные ей тела (их мало), можно считать посторогенными.

Интенсивная складчатость, охватывающая все осадочные толщи Центрального Кавказа, в том числе и юрские, произошла в плиоцене. К этому времени относится милонитизация гранитоидов Дарьяльского ущелья и опрокидывание структуры на юго-запад. Следовательно, дайки основных пород, секущие эту структуру, являются постплиоценовыми, а не более древними, как считают В.П.Ренгартен (1932), Л.А.Варданыц (1940, 1959), В.А.Мельников (1962) и др.

Плиоцен-четвертичное время - эпоха проявления интенсивного посторогенного вулканизма центрального типа в Казбегском районе. Продукты этого вулканизма по химико-минералогическому составу, структурным особенностям и внешнему облику резко отличаются от вышестепенных дайковых пород. В последних содержание  $SiO_2$  не превышает 50 %, тогда как в верхнеплиоцен-четвертичных эффузивных и субвулканических образованиях  $SiO_2$  значительно больше (табл. I). По данным Н.И.Схиртладзе (1958), детально исследовавшим эти образования, в эффузивах группы Казбегского массива содержание  $SiO_2$ .

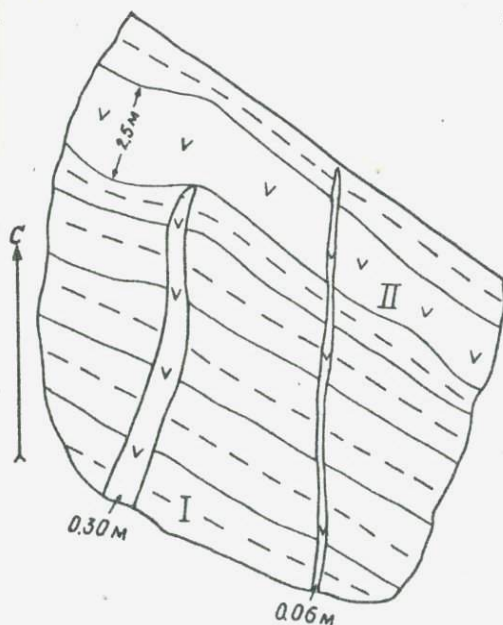


Рис. 7. Толща глинистых сланцев (I) с пластовым телом диабаз-порфири-та (II) сечется дайками основных пород 0,06–0,30 м. Дарьяльское ущелье.

новой базальтоподобной породой (№ 19), из дайки, залегающей на втором отроге горы Кабарджин и довольно близко стоят к жильным породам, описанным Ф.Ю.Левинсон-Лессингом (1904) под названием микрогаббро (№ 6, в таблице) из ущелья р. Чач и роговообманкового габбро (№ 7) из ущ. р.Кистинки. Интересно, что последняя дайка также сечет жилу микродиорита. Они проявляют некоторое сходство с молодыми эффузивными базальтовыми породами Грузинской глыбы и смежных с ней районов (анализы 8, 9 в таблице), хотя геологическая позиция их различна.

Эти дайки имеют различную мощность – 0,06–1 м, состоят из основной массы – хлоритизированного, местами слабо измененного стекла основного состава и вкрапленников моноклинного пироксена, иногда титанавгита и лабрадора. Текстура и минеральный состав маломощных даек интенсивно изменены, а более мощные – почти не изменены вторичными процессами.

колеблется от 57,71 до 70,25 % (41 анализа). В эффузивах, связанных с Главным водораздельным хребтом, содержание  $SiO_2$  – 54–66 % (19 анализов), а в эффузивах Кельского нагорья – 50–60 % (47 анализов).

Сходные данные приводятся Н.М.Двоцен-нидзе (1972) для эффузивов Кельского нагорья –  $SiO_2$  54,48–71,34 % (65 анализов). Эти и другие данные химического состава сравниваемых пород видны на табл. I. Помимо этого, по химическому составу породы выделенных даек (№ 1, 2, 4) Дарьяльского ущелья имеют сходство с гиперсте-

Химический состав жильных и эффузивных пород

| Оксиды                         | № обр. | 535    | 242/72 | 241/72 | 244/72 | 19    | 38а   | 74    | 4     | 12     | а           | в           |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------------|-------------|
|                                |        | I      | 2      | 3      | 4      | 5     | 6     | 7     | 8     | 9      | 10          | 11          |
| SiO <sub>2</sub>               |        | 49,62  | 48,10  | 53,32  | 46,16  | 50,12 | 50,00 | 47,33 | 49,40 | 50,24  | 59,32-67,25 | 54,43-66,37 |
| TiO <sub>2</sub>               |        | 0,87   | 1,57   | 0,80   | 1,50   | 1,15  | -     | -     | 1,95  | 1,26   | 0,09-0,89   | 0,49-1,35   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |        | 16,79  | 14,88  | 14,44  | 15,75  | 16,38 | 16,51 | 15,17 | 18,00 | 17,64  | 14,72-18,75 | 11,65-19,02 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |        | 3,99   | 3,82   | 2,12   | 2,56   | 3,39  | 0,02  | 1,21  | 5,33  | 2,56   | 0,23-6,60   | 0,18-11,19  |
| FeO                            |        | 6,87   | 8,46   | 8,06   | 8,77   | 5,65  | 12,25 | 10,67 | 4,98  | 5,11   | 0,42-5,76   | 0,39-5,82   |
| MnO                            |        | 0,18   | 0,19   | 0,20   | 0,17   | 0,08  | -     | -     | 0,12  | 0,15   | 0,0-0,54    | 0,0-0,35    |
| MgO                            |        | 8,46   | 9,71   | 9,71   | 9,83   | 9,18  | 5,51  | 9,94  | 5,09  | 8,13   | 1,22-4,64   | 1,24-7,12   |
| CaO                            |        | 6,00   | 7,96   | 5,83   | 9,75   | 7,08  | 9,47  | 11,32 | 8,03  | 7,56   | 3,42-6,49   | 2,40-9,49   |
| Na <sub>2</sub> O              |        | 3,11   | 2,49   | 3,28   | 2,57   | 3,08  | 2,34  | 3,01  | 4,62  | 3,75   | 2,28-5,18   | 3,18-4,79   |
| K <sub>2</sub> O               |        | 0,06   | 0,14   | 0,40   | 0,14   | 2,71  | 1,46  | сл.   | 0,98  | 1,79   | 1,16-3,56   | 1,63-3,24   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  |        | 0,16   | 0,21   | 0,18   | 0,25   | 0,02  | -     | -     | -     | 0,71   | -           | 0,0-0,13    |
| SO <sub>3</sub>                |        | нет    | нет    | нет    | нет    | нет   | -     | -     | -     | 0,28   | -           | 0,0-0,39    |
| H <sub>2</sub> O               |        | 0,42   | 0,14   | 0,08   | 0,16   | -     | -     | -     | -     | 0,60   | -           | -           |
| ППП                            |        | 3,74   | 2,38   | 1,68   | 2,36   | 0,78  | 1,41  | 0,91  | 0,91  | 0,28   | 1,65        | 0,30-1,32   |
| Сумма                          |        | 100,27 | 100,05 | 100,01 | 99,97  | 99,65 | 98,97 | 99,56 | 99,70 | 100,06 |             |             |

149

- 1(535) - жила, секущая зону надвига гранитоидов Гведетского массива на осадочные образования;  
 2(242/72) - жила микродиабазы, секущая складчатую толщу аспидных сланцев с пластвыми телами диабазов кистинской свиты, ущ. р.Терек;  
 3(241/72) - пластовый диабаз в аспидных сланцах кистинской свиты, ущ. р.Терек;  
 4(244/72) - дайка титанавгито-лабрадоритового диабаз-порфирита в аспидных сланцах кистинской свиты, ущ. р.Терек;  
 5(19) - гиперстеновая базальтоподобная дайковая порода на втором отроге горы Кабарджина (Влодавец, Шаврова, 1953);  
 6(38) - амфиболовое микрогаббро, секущее жилу микродиорита в Чачском ущелье (Левинсон-Лессинг, 1904);  
 7(74) - роговообманковое габбро из жили Кистинского ущелья (Левинсон-Лессинг, 1904);  
 8(4) - базальт Ванати (Залесский, Петров, Великов, 1936);  
 9(12) - базальт горадзири (Схиртладзе, 1958); 10(А) - анализы пород массива Казбега (36 анализов), указаны пределы колебания состава (Схиртладзе, 1958); 11(в) - анализы эффузивных пород, связанные с Главным водораздельным хребтом в районе Военно-Грузинской дороги (19 анализов), указаны пределы колебания состава (Схиртладзе, 1958).

149

Анализы 1-4 выполнены А.А.Латария в аналитической лаборатории ГИН АН ГССР.

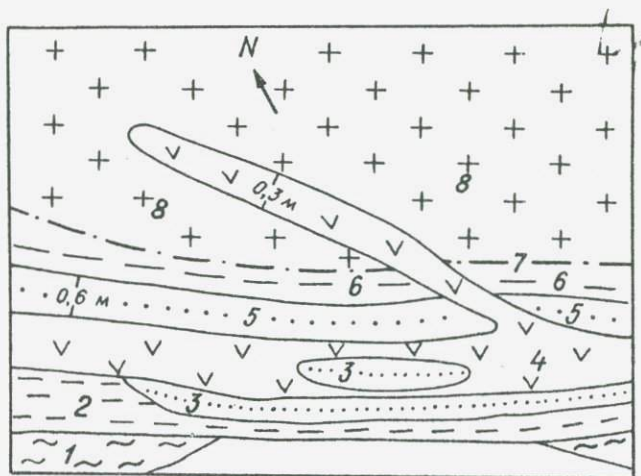


Рис. 2. Жила микродиабаз-порфирифта (4) сечет слой кварцитовидного песчаника (5), аспидных сланцев (6), плоскость надвига (7) и милонитизированные граниты (8). В жиле заключен коенолит кварцитовидного песчаника (3). 2 - аспидные сланцы; 1 - перемятые аспидные сланцы. Дарьяльское ущелье. Южный контакт Гвелетского гранитоидного массива с осадочной толщей.

Химический состав плиоцен-четвертичных вулканогенных пород Казбежского района, по данным Н.И. Схиртладзе (1958), изменяется от основного (андезито-базальт) до кислого (липарит-дацит) и в них отсутствуют химические аналоги базальтов. Исключение составляет дайка на горе Кабарджина, имеющая близкий к базальту состав (№5/19). Она по данным В.И. Влодовца и Н.Н. Шавровой (1953), сечет породы андезит-дацитового состава и является последним проявлением вулканизма в массиве Кабарджина. Породу этой дайки указанные авторы характеризуют как плотную с флюидальной основной массой, состоящую из зерен основного и микролитов среднего плагиоклаза и стекла с  $\eta = 1,534$ ; вкрапления представлены гиперстеном и моноклинным пироксеном. Встречаются листочки биотита и зерна рудного минерала. Порода из этой дайки содержит  $K_2O$  на порядок выше, чем породы из выделенной группы даек. Для последних характерно незначительное содержание  $K_2O$  и относительно низкое -  $SiO_2$ , что отличает их от других плиоцен-четвертичных вулкаников данного района. По химическому

составу дайки этой группы почти идентичны диабазам и диабаз-порфиритам, залегающим в кливаже осевой плоскости в аспидной формации, на основании чего их можно считать пост- или позднекладчатными образованиями (1980), а секущие их дайки, естественно, более молодыми. Несмотря на это, обе группы по химическому составу относятся к толеитовым базальтам, несколько обогащенным  $\text{Na}_2\text{O}$ .

### Л и т е р а т у р а

В а р д а н я н ц Л.А. Материал по интрузиям Дарьяла и его окрестностей (Центральный Кавказ). - Зап. Всесоюзн. минер. о-ва, 1940, т. XIX, № 2-3.

В а р д а н я н ц Л.А. Основные изверженные породы западной части Казбегского диабазового пояса (Центральный Кавказ). - Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, 1959, XII, № 3.

В л о д а в е ц В.И., Ш а в р о в а Н.Н. Гора Кабарджин. - Тр. Лаборат. вулканологии АН СССР, 1953, № 7.

Д з о ц е н и д з е Г.С. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и проблема диабазов Кавказа. - В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. Изд-во АН СССР, 1963.

Д з о ц е н и д з е Н.М. Геология Кельского вулканического нагорья. - Тбилиси, Мецниереба, 1972.

З а л е с с к и й Б.В., П е т р о в В.П., Б е л и к о в Б.П. Горные породы и строительные минералы центральной части Юго-Осетии. - Тр. СОПС и Петрограф. ин-та, 1936, сб. IV, вып. 13.

З а р и д з е Г.М. Магматические циклы четвертичного периода Грузии. - Сообщ. АН ГССР, 1944, т. 5, № 9.

Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф.Ю. Геологические исследования в массиве и отрогах Казбега, произведенные летом 1899 г. - Материалы для геологии России. 1904, т. XXI.

М е л ь н и к о в В.А. Геологическое строение и структурные особенности полиметаллических месторождений восточной части Центрального Кавказа. - Советская геология, 1962, № 4.

Р е н г а р т е н В.П. об интрузивах района Военно-Грузинской дороги. - Зап. Минер. об-ва, 1940, сер. 2, ч. 69, вып. 2-3.

С х и р т л а д з е Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. - Монографии, № 8. Изд-во АН ГССР, 1958.

## СТРОЕНИЕ И ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ФОРМАЦИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

Верхнемеловая вулканогенно-осадочная формация Юго-Восточной Грузии, в силу богатства полезными ископаемыми, в течении длительного времени заслуживает самого пристального внимания нескольких поколений геологов. Однако, ряд вопросов стратиграфии, тектоники, вещественного и фациального состава верхнемеловых отложений пока остается полностью нерешенным, в том числе вопрос более дробного, чем существующее литолого-стратиграфическое расчленение мощной (до 3,5-4 км) формации, что несомненно имеет первостепенное значение для решения проблем научного и прикладного характера. Составление фаунистически обоснованной детальной литолого-стратиграфической схемы расчленения имеет важное значение для выявления критериев с целью дальнейшего планирования целенаправленных поисково-разведочных работ на полезные ископаемые, пространственно и генетически связанных с рассматриваемой формацией.

В настоящей работе предлагается усовершенствованная стратиграфическая схема, разработанная в результате детальных комплексных геологических исследований верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации западной части Юго-Восточной Грузии (бассейны рр.Машавери и Храми).

Исследованный район входит в Маднеульско-Поладаурскую подзону Артвиноско-Болнисской глыбы (Гамкрелидзе, 1966). Его общий структурный план определяется наличием расположенной между Локским и Храмским выступами кристаллического фундамента пологой, слабоволнистой наклоненной к северу моноклинали, осложненной в центральной части поднятием (рис. I).

Вдоль северо-западной периферии Локского выступа (ущелье р.Машавера), верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования слагают моноклираль запад-северо-западного простирания. К югу, в бассейне р.Пиназаури (западная периферия выступа), эти образования облекая выступ заворачивают на север, что, по-видимому, обусловлено неглубоким залеганием жесткой герцинской структуры под осадочным чехлом.

Ближе к центральной части упомянутой выше синклинальной депрессии влияние фундамента, в силу его погружения, ослабевает. В

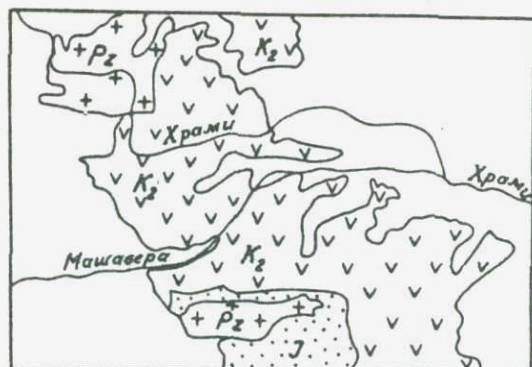


Рис. 1. Схема распространения верхнемеловой вулканогенной формации Юго-Восточной Грузии

этой области развиты в основном пологие, нелинейные складки различного, но чаще субмеридионального простирания, нередко осложненные брахиформными структурами второго порядка различной ориентации. Это явление особенно четко наблюдается вблизи экотрузивных тел (с. Бослеби, Дарбази, Машавера и др.). Тектоническая обстановка осложнена так-

же сетью разломов с господством СЗ-ЮВ и субширотного простирания.

Надо полагать, что структурный план меловых отложений сформирован, в основном, перед средним эоценом. На это указывает субмеридиональное распространение олистостромовых образований в подошве трансгрессивной среднеэоценовой толщи, совпадающее с контуром контакта верхнего мела и палеогена.

Наши наблюдения позволяют отметить господство ступенчатого опускания блоков, сложенных меловыми вулканогенными образованиями по направлению с востока на запад в сторону Джавахетского вулканического нагорья.

В разрезе верхнемеловых отложений исследованной части Грузии установлен ряд свит, характеристика которых дана ниже (схема I).

#### Опретская свита ( $K_2C_1$ )

Рассматриваемая свита на восточной и северной периферии Локского выступа протягивается непрерывной полосой от района с. Цопи до ущелья р. Пинаваури, трансгрессивно залегая на песчаносланцевых отложениях нижнего мела и юры. Представленные в нижней, надконгломератовой части свиты известковые песчаники (10–25 м) охарактеризованы комплексом моллюсков и ежей с *Inoceramus cf. tenuis* Mant. (Гамбашидзе, 1979). Вышележащая часть разреза свиты сложена глинистыми известняками (100–160 м).

На восточной периферии Локского выступа мергелистые известняки

Схема расчленения верхнемеловой вулканогенной формации  
Юго-Восточной Грузии

| ярус        | под-ярус | С в и т ы  | Палеонтологическая характеристика  |
|-------------|----------|--|--|
| С В Е Т О Н | в        | Шоршолетская; туфы, туфобрекчии и лавы базальтов и андезитов; известняки, мергели, вулканомиктовые конгломераты, брекчии, гравелиты. М=150-800 м.      | <i>Inoceramus desipiensis</i> ; <i>In. dabolavaensis</i> , <i>In. haenleini khramensis</i> , <i>Globotruncana laparenti</i>  |
|             |          | гасандамская; туфобрекчии, игнимбриты, лавы риолитового и дацитового состава, туфоизвестняки и известковые туффиты, силициты, известняки. М=300-400 м. |  |
|             |          | тандзийская; туфобрекчии, туфы и лавы базальтов, андезито-базальтов, андезитов. М=200-700 м.   | <i>Carneathiris cf. plicatilis</i> , <i>Panope regularis</i> , <i>Neithea quadricostata</i> , <i>Souvagesia sp.</i> , <i>Durania sp.</i>                                       |
| КОЗЬЯК      | н        |  | <i>Inoceramus undulatopectatus</i> , <i>Nowakites savini</i> ; <i>Micraster rostratus</i>  |
|             | в        | Машаверская; грубообломочные вулканокластиты и лавы риолитового и дацитового состава с прослоями известняков   | <i>Inoceramus percostatus</i> , <i>Helicolaux gibbosa</i> , <i>Gyroides cf. hajastanensis</i> , <i>Pinna decussata</i> , <i>Diploctenium corbariensis</i> , <i>D. toucassi</i> |
| ТУРОН       | н        | М=300-700 м.   | <i>Barroisiceras cf. haberfellneri</i>   |
|             | в        |  | <i>Ubigerinnamina jankoi</i>   |
|             | сп       |  | <i>Schaphites geinitzi</i>   |
|             | н        | дидгвердская; туфы андезитового и смешанно-андезит-дацит-риолитового состава; реже лавовые покровы андезитов и андезито-базальтов М=200-225 м.         | <i>Inoceramus labiatus</i> , <i>Epiaster crassissimus</i> , <i>Echocirsus cf. subsocialis</i>  |
| ОСОМАН      | в        | цераквская; туфы, туфобрекчий и игнимбриты риолитов и риолито-дацитов, туфопесчаники, известняки, известковые туффиты и туфоизвестняки                 | <i>Schaphites aequalis</i> , <i>Inoceramus crippsis</i> , <i>In. pictus</i> , <i>Neithea Quadricostata</i> , <i>Epiaster crassissimus</i>                                      |
|             | сп       | М=250-900 м.   |  |
|             | н        | опретская; карбонатные песчаники, гравелиты, конгломераты и известняки с примесью пирокластиков. М=200-250 м.  | <i>Puzosia planulata</i> , <i>Schloenbachia varians</i> , <i>Aucellina kraenolopskii</i> , <i>Thalmanneilla ex. gr. appenninica</i>  |

M = 1 : 100 м

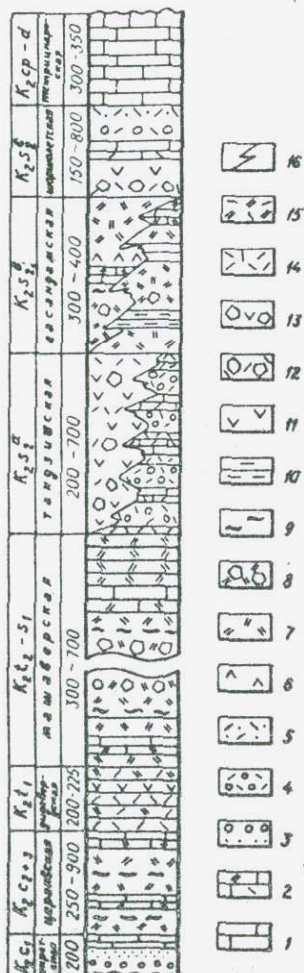


Рис. 2. Сводная лито-стратиграфическая колонка верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации Юго-Восточной Грузии  
 1 - известняки; 2 - известковые туффиты, туффизвестняки; 3 - конгломераты, гравелиты, песчаники; 4 - вулканотерригенные конгломераты, конгломерат-брекчии, гравелиты; 5 - тефроиды; 6 - лавовые покровы дацитового и риолитового состава; 7 - разнообломочные пемзовые и пепловые туфы дацитового и риолитового состава; 8 - вулканические брекчии дацитового и риолитового состава; 9 - игнимбриты; 10 - силициты (ополки); 11 - лавовые покровы базальтового и андезитового состава; 12 - вулканические брекчии базальтового и андезитового состава; 13 - лавовые брекчии и брекчированные лавы базальтового и андезитового состава; 14 - разнообломочные туфы базальтового и андезитового состава; 15 - разнообломочные туфы смешанного состава; 16 - контур фациальных замещений.

нижней части свиты содержат комплекс фауны моллюсков с *Aucellina krasnopolskii* Pavl., *Puzosia planulata* (Sow.), *Schloenbachia varians* (Sow.), указывающий на соответствии свиты нижнему сеноману (Гамбашидзе, 1979).

На северо-западной периферии Локского выступа отложения опретской свиты с размывом залегают на песчано-сланцевых (гетанг-тоар) и вулканогенно-осадочных (аален) образованиях. Эту картину можно наблюдать в районе с. Сафарло. Восточнее названного пункта, вдоль периферии Локского выступа контакт опретской свитой с лейасом, порфириновой свитой байоса и породами кристаллического фундамента воюду тектонический. Подобные взаимоотношения фиксируются на левом берегу р. Пиназури (севернее с. Гора), а также в ущельях безименных притоков, впадающих в названную реку между сс. Сафарло и Патара Дманиси.

Территория, заключенная в границах Гора-Сафарло-Ангревани-Патара Дманиси характеризуется весьма напряженной тектоникой (Сафарло-Локский тектонический узел).

В пределах исследованной территории нижняя часть опретской свиты обнажена в Сафарло-Локском тектоническом узле, на восточной окраине и в центре одноименного селения. Она представлена чередованием орых, местами темно-серых, розоватых, слабо метаморфизованных известняков (часто с вкрапленниками глауконита) с желтовато-бурыми, желтоватыми глинистыми алевролитами, известковыми песчаниками, гравелитами и микро- и макроконгломератами. Известняки, в основном, представлены биогенно-детритовыми разностями. В алевролитах, песчаниках, гравелитах и конгломератах терригенный материал представлен обломками и гальками кристаллических и слюдястых сланцев и кварцитов метаморфического комплекса, слюдястыми и кварцевыми алевролитами и песчаниками нижней юры и сильно измененными эффузивными породами базальтоидного облика средней юры. Часто встречаются, также, обломки и гальки эффузивного кварца, фрагменты основной массы эффузивов кислого состава - гранитпорфиров, кварцпорфиров и альбитофиров, сильно измененных кислых туфов и силицитов. Этот метариал, по-видимому, происходит из пород верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной свиты. В известняковом цементе обильны обломки раковин острокоид и брехнокоид, а также фрагменты водорослей. В низах свиты размер галек в конгломератах в диаметре достигают 5-6 см, изредко - 10 см.

Средняя часть рассматриваемой свиты хорошо обнажена в ущелье р. Каракала. Здесь она тектонически соприкасается с вулканогенно-осадочными образованиями средней юры и представлена светло-серыми известняками, конгломератами и реже - гравелитами. Источником тер-

ригенного материала для этих образований служат в основном, породы верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толщи — кварц-порфиры, альбитофиры и реже — глинистые сланцы и глинистые алевролиты с органическим веществом.

В средней части данного разреза в известняках появляется примесь (до 10 %) пирокластического материала, количество которого в восходящем разрезе постепенно возрастает. С известняками переослаиваются известковые туффиты и туфоизвестняки. Пирокластический материал основного состава. В преобладающем большинстве случаев он представлен угловатыми обломками с рваными краями. В редких случаях встречаются слабоокатанные обломки и зерна. Этот материал представляет собой фрагменты гиаломелановой и тахилитовой, реже — интерсертальной и гиалопилитовой основной массы базальтоидов. Встречаются также сильно измененные альбитизированные, цеолитизированные, педитизированные и карбонатизированные обломки плагиоклаза и реже — пироксена. Таким образом однообразие состава и неокатанность материала, несомненно, указывает на его ювенильную природу. Убедительным фактом в пользу этого соображения является также существование в верхах опретской свиты слоев хлоритизированных пемзовых и пепловых туфов основного состава. В частности, самая верхняя часть свиты представлена пачкой (20–25 м) сложенной пестроцветными полосчатыми тонкослоистыми известковыми алевролитами и песчаниками, известковыми туффитами и туфоизвестняками, разнообломочными туфами базальтового состава. Последние в основном сложены угловатыми хлоритизированными обломками пемзы и пепла. В верхней части пачки залегает слой мощностью в 5–6 м с включениями обломков нижележащих пород. Размер их варьирует в пределах 3–100 см. В восходящем разрезе рассматриваемая пачка сменяется светлозелеными массивными крупнообломочными пемзовыми туфами дацит-риолитового состава. Границу между опретской и вышележащей свитами мы проводим условно под рассмотренным выше слоем мощностью в 5–6 м. Он хорошо обнажен вдоль шоссеной дороги между сс. Патара Дманиси и Сафардо, а также на правом склоне ущелья р. Каракала.

Мощность опретской свиты нами была определена в ущельях правых притоков р. Мошевани (рр. Каракала и Патара Дманисисхеви), где она не превышает 200–250 м. За пределами исследованной территории, на северной и восточной перифериях Локского выступа, рассматриваемая свита хорошо охарактеризована нижнесеноманской фауной (Гамбашидзе, 1960, 1979; Цагарели и др., 1965). Нами в ущелье р. Каракала в нижней части свиты были встречены *Rusnodonta columba* (Lam.) и *Pinna* sp. (опр. Р. А. Гамбашидзе). Кроме того, из известняков, разбитых у развалины

церкви с.Сафарло, была определена сеноманская микрофауна: *Gaudryna* sp., *Anomalina* sp., *Textularia* sp., *Praeglobotruncana* sp., *Thalmanipella* типа *Appenninnica* (Ranz.).

Севернее бассейна р.Мошевани нижнесеноманские отложения погружаются под более молодыми толщами верхнего мела и на дневную поверхность не выступают.

Следующие вверх по разрезу за нижнесеноманскими отложениями образования верхнего мела слагают две серии – вулканогенно-терригенную и карбонатную. Первая подразделяется на несколько самостоятельных свит (Гамбашидзе, 1979), в строении которых принимают участие породы вулканогенного, вулканогенно-осадочного и осадочного происхождения. На рассматриваемой площади вторая серия представлена лишь одной свитой, которая не является предметом настоящей работы.

### Цераквская свита ( $K_2c_{2+3}$ )

Цераквская свита широко развита на северной и западной перифериях Локского выступа кристаллического фундамента. Она связана согласным переходом с ниже- и вышележащими отложениями и наиболее полно представлена на обоих склонах ущелья р.Мошевани между сс.Сафарло и Патара Дманиси, а также в ущелье р.Карасу, принимая участие в строении Сафарлоиского тектонического узла. К северу от бассейна р.Мошевани рассматриваемая свита погружается под более молодыми толщами верхнего мела.

В составе цераквской свиты главенствующую роль играют белесоватые, желтовато-зеленые, светло-зеленые, розовато-светлосерые и салатного цвета, иногда полосчатые, в основном массивные грубообломистые, часто рассланцованные, разнообломочные пемзовые и пепловые туфы, реже туфолавы и игнимбриты риолитов и риолито-дацитов. Редко встречаются также вулканические брекчии аналогичного состава. На разных уровнях свиты с названными породами переслаиваются серые и розовато-серые известняки, известковистые туффиты и туфоизвестняки, которые в ущелье р.Карасу в г.Сафарло и вдоль дороги Сафарло-Ангревани содержат обломки раковин устричных и брихоногих. В низах рассматриваемой свиты встречаются также туфоконгломераты с хорошо окатанными гальками пород кристаллического фундамента. Наиболее часто среди галек присутствует позднепалеозойские кварцпорфиры, гранофиры и альбитофиры, а также глинистые алевролиты лейаса (вдоль шоссеяной дороги Тбилиси-Ленинакая, в 1,5 км западнее с.Патара Дманиси).

Граница между рассматриваемой и вышележащей дидгвердской свитой четкая. Она проходит по кровле массивных светло-серых, светло-желтых с голубоватым оттенком, крупно- и среднеобломочных пемзовых туфов, которые местами содержат обломки риолитов. В восходящем раз-

резе за этими породами следуют окрашенные в темные тона слоистые вулканно-осадочные породы с позднесенноман-раннетуронскими ежами. Взаимотношение этих свит хорошо наблюдается на левом склоне ущелья р. Мошевани.

Максимальная мощность пераквской свиты по нашим наблюдениям составляет 900 м (ущелье р.Патарадманисиспикали). В других частях района ее истинная мощность не определяется. Хотя во многих разрезах мощность обнаженной части свиты достигает 700-800 м (ущелье р.Карасу, оба склона ущелья р.Мошевани между сс.Сафарло и Патара Дманиси).

В пределах исследованной территории в пераквской свите фауна не обнаружена. Однако по стратиграфическому положению между фаунистически датированными нижнесенноманскими и нижнетуронскими отложениями и по аналогии с фаунистически хорошо охарактеризованными образованиями смежных территорий, она была отнесена к среднему и верхнему сеноману (Гамбашидзе, 1960, 1979; Цагарели и др., 1965).

#### Дидгвердская свита ( $K_2 t+I$ )

Вулканогенно-осадочные образования пераквской свиты вверх по разрезу согласно сменяются дидгвердской свитой, сложенной слоистыми, коричневато-серыми, желтовато-коричневыми, иногда темно-серыми разнообломочными (с преобладанием тонко- и среднеобломочных разностей) пемзовыми и пелловыми туфами преимущественно андезитового состава. Наряду с перечисленными породами, в верхних частях свиты в подчиненном количестве встречаются также крупнообломочные туфы андезитового и дацит-риолитового состава. Редко наблюдаются также лавовые покровы андезитов и андезито-базальтов. Два подобных покрова залегают несколько севернее от развалин церкви у с.Сафарло в желтовато-бурокоричневых и серых оскольчатых туфах.

В пределах исследованной территории дидгвердская свита широко развита в районе с.Сафарло, на водоразделе рр.Машавера и Мошевани, на южной окраине с.Патара Дманиси. Выходы ее нами отмечены также на правом склоне р.Машавера вблизи средневековой церквушки, у южного подножия г.Карквети, в среднем течении р.Карасу. Узкий, меридионального простирания выход дидгвердской свиты обнаружен также на западной окраине с.Вардисубани. Для рассматриваемой свиты характерна выдержанность фациального и литологического состава во всех перечисленных участках изученного района.

Почти во всех вышеуказанных выходах нами были обнаружены остатки морских ежей позднесенноман - раннетуронского возраста - *Epiaster crassissimus* d'Orb. (опр. Р.А.Гамбашидзе). Наиболее богатая фауна была собрана на западной окраине с.Ангревани вдоль тропы, ведущей в с.Джавахи. Здесь наряду с *Epiaster crassissimus* d'Orb. были найдены *Punctospira* sp., *Helicospira subcostatus* Pöel. (опр.

Т.К.Двали). Часть собранной фауны находится в процессе изучения.

В районе стратотипического разреза (г.Дидгверди, юго-восточнее с.Машавера) низы свиты, наряду с *Epiaster crassissimus* d'Orb. и *Echerchocirsus cf. subsociali* P'el. содержат раннетуронский *Inoceramus labiatus* Schloth. (Гамбашидзе, 1979). Верхняя граница, по новым наблюдениям, четкая и хорошо отбивается по подошве конгломератовой пачки в основании вышележащей машаверской свиты. В частности, на западной окраине с.Ангревани, над фаунистически датированными верхними слоями дидгвердской свиты залегает мощный пласт (до 7-10 м) конгломерата, за которым вверх по разрезу следуют светлоокрашенные пемзовые и пелловые туфы машаверской свиты.

Породы слагающие дидгвердскую свиту, обильно содержат детрит растений. Сравнительно редко, но все же встречаются также фрагменты двустворчатых моллюсков. По окраске пород, фациальному и литологическому составу рассматриваемая свита хорошо отделяется от ниже - и вышележащих светлоокрашенных толщ, сложенных в основном кислыми вулканическими породами. В силу этого обстоятельства дидгвердская свита является маркирующей. Ее мощность (200-225 м) в пределах исследованного района выдержана.

#### Машаверская свита ( $K_2^{t_2-s_1}$ )

Дидгвердская свита в восходящем разрезе согласно сменяется машаверской свитой, которая широко развита в пределах исследованной территории, севернее водораздела Машавери и Мошевани. Ее выходы отмечены также восточнее, между сс.Патара Дманиси и Машавера и на западе, по правому склону ущелья р.Карасу, западнее с.Сафарло. Рассматриваемая свита наиболее полно представлена по правому склону ущелья р.Машаверы, между сс.Джавахи и Машавера, по обоим склонам пологого ущелья р.Бослебискала, в районах сс.Бослеби и Каклиани Азербайджанская, на водоразделе бассейнов рр.Машавера и Гедечай.

Машаверская свита в связи с блоково-мозаичным строением исследованной территории, находится в сложном взаимоотношении с более молодыми и древними свитами верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации, тектонически соприкасаясь с ними по разломам, ограничивающих отдельные блоки. В пределах изученного района нами были установлены единичные участки, где хорошо наблюдается нормальное взаимоотношение рассматриваемой свиты с подстилающей. В частности, в районе с.Сафарло, вдоль дорог Сафарло-Ангревани, Сафарло-Мамшило и Сафарло-Джавахи, за фаунистически достоверными нижнетуронскими слоистыми туфами бурой и буро-серой окраски согласно следует нижняя часть машаверской свиты, сложенная светло-зелеными, желтоватыми, светло-серыми, средне- и крупнообломочными пемзовыми туфами кислого состава. В нижней части разреза среди этих пород наблюдаются туфо-

конгломераты. Наиболее мощный слой (до 10 м) конгломерата в основании машаверской свиты, как отмечалось выше, представлен на западной окраине с. Ангревани, непосредственно над коричневато-бурыми и зеленовато-серыми туфами и туффитами дидгвердской свиты. Аналогичная картина наблюдается на правом склоне ущелья р. Машавера, восточнее о. Тнуси недалеко от средневековой церкви. Постепенный переход между свитами, без туфоконгломератов, наблюдается в юго-восточной части подножия г. Каркветы у шоссе и на дороге Тбилиси-Дманиси, на южной окраине с. Патара Дманиси, а также на склонах балки, расположенной у западной окраины с. Вадисубани.

Несколько ограниченной является информация о взаимоотношении о вышележащей тандзийской свитой. В пределах исследованного района только в двух местах наблюдается нормальный стратиграфический контакт. В частности, на северо-восточном склоне горы, вершина которой сложена риолитами Гантиадского экструзива (Западнее с. Бослеби), на массивных, местами грубослоистых светлоокрашенных пемзовых и пелловых туфах и игнимбритах дацит-риолитового состава, залегают темносерые массивные вулканические брекчии и туфы андезит-базальтового состава. В I-I,5 км северо-восточнее с. Кизилкилиса, на правом крутом склоне безымянной речки за пологопадающими (до 15°) на запад слоистыми светло-желтыми, светло-серыми, белесоватыми, светло-зелеными разнообломочными туфами кислого риолитово-дацитового состава в восходящем разрезе совершенно согласно следуют окрашенные в темный цвет вулканические брекчии, реже брекчированные лавы и туфы андезит-базальтов тандзийской свиты.

В строении машаверской свиты в основном принимают участие пирокластические породы кислого-риолитового и дацитового состава. Среди них на отдельных участках исследованного района широко развиты игнимбиты и туфолавы риолитов, рио-дацитов и дацитов. Лавовые покровы, этого состава для свиты являются редкостью и своей светлой окраской резко отличаются от андезитовых, андезито-базальтовых и базальтовых вулканических пород подстилающих и перекрывающих свит.

Следует отметить, что туфы пограничных с подстилающей дидгвердской свитой слоев имеют смешанный андезит-дацит-риолитовый состав. На этих же уровнях наблюдаются редкие прослои, линзы и маломощные пачки серых, светло-серых, красноватых и светло-коричневатых известняков, известковых туффитов и туфоизвестняков.

Фациальный состав пород машаверской свиты резко меняется в юго-западной части исследованного района (междуречье Машавера-Карасу). Здесь, наряду с вышеперечисленными пирокластическими образованиями широким развитием пользуются туфоконгломераты с хорошо окатанными

гальками риолитов, рио-дацитов и дацитов. Размер галек местами достигает до 20 см. Мощность отдельных пачек этих образований составляет 100 м (ущ. р.Машавера в районе с.Тхуси).

Породы машаверской свиты часто испытывают влияние процессов хлоритизации, аргиллизации, альбитизации и окварцевания.

В предыдущие годы в разных участках распространения машаверской свиты был собран фаунистический материал, датирующий ее как поздний турон-ранний сантон (Гамбашидзе, 1979). На левом склоне ущелья р.Гедечай у родника с.Кипирджик в верхах машаверской свиты в туфоизвестняках нами был найден руководящий для нижнего сантона - *Inoceramus undulatoaplicatus* Roem., а также сантонский вид - *Micraster rostratus* Mant. (опр. Р.А.Гамбашидзе). За пределами исследованного района, у железнодорожной платформы Мошевани, в средней части рассматриваемой свиты была обнаружена руководящая для раннего коньяка форма - *Barroisicerus cf.haberfelleri* (Hauer) (опр. Р.А.Гамбашидзе). На левом склоне ущелья р.Карасу в 2 км западнее с.Сафарло в туфоизвестняках из нижней части рассматриваемой свиты была встречена (Д.Г.Ахведиани) позднетурон-коньякская микрофораминифера - *Ubigerrinamina jankoi* Majson. Совсем недавно Г.Г.Гугунишвили в туфах низов машаверской свиты (с.Ангревани) был обнаружен руководящий для верхнего турона вид *Scaphites geintzi* d'Orb. На более высоких стратиграфических уровнях свиты в районе сс.Диди Дманиси и Патара Дманиси были собраны коньякские моллюски - *Inoceramus percostatus* Muell., *Helicolaux gibbosus* (Zek.), *Gyrodes cf.hajastanensis* Hac., *Pinna cf.decussata* Goldf. (опр. Р.А.Гамбашидзе). Здесь же на левом берегу р.Мошевани под развалинами средневекового городища были обнаружены коньяк-сантонские кораллы - *Diploctenium corbariensis* All., *D.toucaei* All. (опр. Н.С.Бендукидзе). На основе анализа распространения перечисленных ископаемых можно считать, что возраст большей части машаверской свиты соответствует интервалу поздний турон - ранний сантон.

Мощность машаверской свиты колеблется в пределах 300-700 м, с возрастанием этого показателя по направлению с юго-запада на север и северо-восток, от ущелья р.Карасу в сторону водораздела Машавера - Храми.

На площади распространения машаверской свиты отмечается наибольшая концентрация субвулканических тел разнообразной формы, которые пространственно связаны с игнимбритовыми полями и участками развития грубообломочной пирокластике. Наиболее широко развиты дайковые тела риолитов ЮВ-СВ простирания. В отличие от них, дайки андезито-базальтов и диабазов ориентированы в СВ-ЮВ направлении. Риолитами сложены

так же экструзивные тела изометрической формы.

### Тандзиискaя свита ( $K_2s_I^a$ )

Эта часть верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации выделялась под названием нижнеболнисской подсвиты (Гамбашидзе, 1979). Накопленный за последнее время новый фактический материал позволяет говорить, как о самостоятельной стратиграфической единице в ранге свиты, для которой по месту типичного развития (с.Тандзия Болнисского района Грузинской ССР) предложено собственное географическое название.

Нижняя граница рассматриваемой свиты хорошо отбивается по появлению лавовых покровов, грубообломочных вулканических брекчий и разнообломочных туфов основного и среднего состава в разрезах верхней части вулканогенно-осадочной формации. Верхняя граница свиты также достаточно резкая и проходит под подошвой светлоокрашенных разнообломочных пемзовых и пепловых туфов риолитового и дацитового состава вышележащей гасандамской свиты.

Тандзиискaя свита хорошо обнажена в треугольнике Джавахи-Гантиади-Бослеби (бассейн р.Машаверы). Она широко развита также на водораздельном хребте Гедечай - Храми, где почти непрерывной полосой тянется в широтном направлении от верхнего течения р.Гедечай, через с. Тандзия и несколько восточнее последнего уходит под аллювиальные наносы рр.Машавера и Гедечай.

Рассматриваемая свита наиболее типично представлена на водоразделе Гедечай - Храми, между сс.Кипирджики и Тандзия. Здесь в ее строении участвуют массивные лавовые покровы, глыбовые вулканические брекчий, грубообломочные и грубоослоистые туфы с редкими прослоями туфопесчаников. Своей темно-серой, иногда почти черной окраской образования этой свиты четко выделяются от ниже- и вышележащих толщ. На южном склоне вышеупомянутого водораздела (с.Кипирджики) в рассматриваемой свите широко развиты пиллоу-лавы и пиллоу-брекчий базальтов и их оливиновых разновидностей. Сравнительно редко встречаются андезит-базальты. Часты секущие тела базальтоидов. В 1,5 км западнее с.Тандзия, вдоль проселочной дороги в урочище Шоршолети, обнажено жерло вулканического аппарата, сложенное агглютинатами и секущее разнонаправленными дайками базальтов. Ширина обнаженной части жерла 120 м. Его контакт с вмещающими породами несогласный. Породы жерла, а также вмещающие его образования, сильно водоизменены поствулканическими процессами - окварцеваны, хлоритизированы, цеолитизированы, кальцитизированы и гематитизированы. Вблизи жерла в междоушечных пространствах пиллоу-лав и пиллоу-брекчий в большом коли-

честве встречаются друзы, жёды и гнездообразные выделения кристаллического кварца, кальцита и цеолитов. Широкое развитие жерловой и прижерловой фации, обилие секущих тел, а также наличие полей интенсивного поствулканического изменения несомненно указывает на существование в этой части исследованного района вулканического аппарата центрального типа, извергавшего материал основного состава в период формирования тандзииской свиты. Подтверждением может служить факт замещения к западу массивных лавовых покровов, пиллоу-лав и грубообломочных пирокластолитов слоистыми туфами (отдаленная фация).

В юго-западной части исследованной территории, в районе сс. Гантиади и Бослеби, тандзииская свита имеет несколько иной состав и строение. В частности, ее нижняя часть здесь сложена массивными грубообломочными, местами глыбовыми вулканическими брекчиями андезитобазальтов и андезитов с редкими прослоями и маломощными пачками средне- и мелкообломочных туфов аналогичного состава. Севернее с. Гантиади на юго-западном склоне горы с отметкой 1283,2 в строении рассматриваемой свиты главную роль играют массивные лавовые покровы андезитобазальтов и андезитов. Они слагают несколько комплексов отложений, мощностью от 20 до 70 м каждый. Неполная мощность свиты в этой части района не превышает 700 м. Здесь в образованиях тандзииской свиты внедрено крупное экотрузивное тело риолитового состава, периферическая часть которого представлена дацитом. Вмещающие породы рассматриваемой свиты в контакте сильно изменены, что выражается в окварцевании, хлоритизации, эпидотизации, альбитизации, цеолитизации, пренитизации и кальцитизации. В близконтактной части вмещающие породы содержат гнездообразные выделения сургучевидной яшмы, кварцевые прожилки, а также пластообразные тела марганца и гематита. В предыдущие годы в комплексе лавовых пород с вышеперечисленным парагенезисом вторичных минералов (Г.Ш.Надареишвили) было обнаружено проявление самородной меди.

Южнее, в районе сс. Джавахи и Тнуси картина строения тандзииской свиты резко меняется. Здесь по правому склону ущелья р. Машавера, между упомянутыми селениями свита сложена серыми, зеленовато-фиолетово-серыми, темно-серыми разнообломочными слоистыми туфами андезитового, иногда базальт-андезитового состава, известковыми туффитами и туфоизвестняками. В низах разреза этих образований имеются туфогравелиты, а в верхах — серые, светло-серые, розоватые глинистые известняки, с частой примесью пирокластического материала. В гравелитах галька и обломки эффузивов, в основном, андезитового состава, хотя в низах свиты среди вулкано-терригенного материала присутствуют также гальки кислых — риолитовых и дацитовых пород, появление которых, по-видимому,

связано с размывом вулканических островков, сложенных породами машаверской свиты. Таким образом, в этой части исследованной территории намечается смена фаций по латерали с севера на юг. Лавовые покровы и грубоблобчатая пирокластика в этом направлении замещаются вулканогенно-осадочными, осадочными, вулканогенными и слоистыми пирокластическими породами.

В районе с.Гантиади вокруг упомянутого экструзивного тела широко развиты жерловые и прижерловые образования тандзиской свиты. Здесь же наблюдается множество секущих дайковых тел основного и среднего состава, а также поля поствулканических изменений. Вышеизложенное, несомненно, указывает на существование в этой части исследованного района вулканического аппарата центрального типа, функционировавшего в период формирования тандзиской свиты.

Образования тандзиской свиты в ряде пунктов содержат ископаемую фауну двустворчатых моллюсков, бризоногих и кораллов. Западнее с.Бослеби, в верховьях сухой балки, расположенной между отметками 1303 м и 1278,6 м вулканические брекчии - конгломераты содержат *Neitheia quadricostata* Sow. (сеноман-сантон), *Gaenathiris plicatilis* Sow. (сантон), *Panope gurgitis* d'Orb. (сеноман-нижний сантон). Определение этих видов принадлежит Р.А.Гамбашидзе. Их стратиграфическая ценность, а также обнаруженных здесь рудистов *Souvagesia* sp., *Durania* sp. (опр. Н.П.Гамкрелидзе), для установления возраста отложений с точностью до яруса, невелика. Но, расположение тандзиской свиты над верхней частью нижесантонской (с зональным *Inoceramus undulaticostatus* машаверской свиты позволяет отнести тандзискую свиту к низам позднего сантона.

Мощность тандзиской свиты на исследованной территории колеблется в пределах 200-700 м. Максимум она достигает на водоразделе Гедечай-Храми, а также в районе с.Гантиади. Минимальная мощность отмечена в ущелье р.Машавера между сс.Джавахи и Тхуси.

#### Гасандамская свита ( $K_2^{sb}_1$ )

Рассматриваемая свита была установлена под названием среднеболниской подсвиты (Гамбашидзе, 1974). Однако новый материал о широком развитии описываемых образований в области распространения верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации дает возможность выделить их в самостоятельную свиту.

Гасандамская свита широко развита в бассейнах рр.Гедечай, Гасандами и Храми. Выходы ее встречаются также в крайне западной и юго-западной частях района в окрестностях сс.Кизилкилиса, Гантиади, Джавахи и Мамшгло.

Нижняя граница свиты четкая и определяется по смене темноокрашенных основных и средних вулканических пород тандзиской свиты светлоокрашенными кислыми вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями риолит-дацитового состава.

Наиболее полно и характерно рассматриваемая свита представлена в бассейне р. Гасандами. В ущелье этого правого притока р. Храми, в строении свиты преобладают грубообломочные, массивные, грубослоистые пемзовые туфы риолитов и дацитов. На разных уровнях встречаются массивные вулканические брекчии и слоистые разнообломочные пемзовые и пепловые туфы аналогичного состава. Местами наблюдаются мощные пласты массивных голубовато-зеленых игнимбритов. В низах свиты встречаются редкие прослои и маломощные пачки известняков, туфоизвестняков и известковых туффитов с фрагментами двусторчатых моллюсков (у пересечения р. Гасандами с проселочной дорогой ведущей в с. Тандзия). Редкие лавовые покровы массивных риолитов зафиксированы в бассейне среднего течения р. Гасандами у пересечения названной реки проселочной дорогой ведущей в урочище Шоршолети. В северо-западной части исследованного района, на правом берегу р. Храми и в бассейне нижнего течения р. Карабулах в состав гасандамской свиты, наряду с вышеперечисленными породами, входят также туфоконгломераты. Эти породы представляют собой крупнообломочные пемзовые туфы кислого-дацитового или риолитового состава, в которых в виде пудингов включены хорошо окатанные гальки вулканических пород различного состава и генезиса.

Вторая полоса распространения гасандамской свиты представлена в западной части исследованной территории в районе сс. Кизил-Килиса, Гантиади и Бослеби. Здесь в основном развиты грубослоистые пемзовые и пепловые туфы риолитового и дацитового состава, чередующиеся с тонкослоистыми, полосчатыми светло-серыми, голубовато-серыми и кремового цвета силицитами, окремненными тонкообломочными пепловыми кислыми туфами, а также с светло-серыми, розовато-серыми и розоватыми глинистыми известняками, туфоизвестняками и известковыми туффитами.

В юго-западной части исследованной территории гасандамская свита хорошо обнажена на обрывистом правом склоне ущелья р. Машавера несколько восточнее с. Джавахи. Здесь она в основном сложена массивными глыбовыми вулканическими брекчиями риолитов и светло-зелеными, изумрудно-зелеными и салатового цвета тонкослоистыми, местами рассланцованными, цеолитизированными и окремненными пемзовыми и пепловыми туфами кислого состава. Вулканические брекчии занимают нижнюю часть разреза рассматриваемой свиты. С кислыми туфами переслаиваются серые, светло-серые, розовато-серые и розоватые пелитоморфные известняки,

туфоизвестняки и известковые туффиты, а также полосчатые глинистые яшмовидные силициты. В верхней части рассматриваемой свиты резко возрастает роль известняков. Они здесь слагают отдельные пачки, мощность которых варьирует в пределах 7-30 м.

Смена фациального состава рассматриваемой свиты по латерали, от ущелья р. Гасандами на юг, в сторону бассейна р. Машаверы дает возможность предположить существование вулканических центров извержения в северной части исследованной территории. Это предположение подтверждается наличием многочисленных секущих тел, пространственно приуроченных к гасандамской свите.

Мощность гасандамской свиты колеблется в пределах 300-400 м, а за пределами исследованного района она достигает 600 м.

#### Шоршолетская свита ( $K_2^{sI}$ )

Рассматриваемая свита соответствует верхней части болнисской свиты (Гамбашидзе, 1974). По данным исследований последних лет было установлено, что образования, слагающие эту часть болнисской свиты широко развиты по всей площади распространения верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации Юго-Восточной Грузии. Кроме того, они характеризуются определенным, единым вещественным составом и фациальным строением, что дало возможность выделения их в самостоятельную свиту.

Шоршолетская свита, венчающая разрез верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации, подстилает известняки карбонатной серии верхнего мела. Верхняя граница свиты четкая и проходит по подошве известняков. Что касается нижней границы с подстилающей гасандамской свитой, она только хорошо отбивается после исчезновения в разрезе светлоокрашенных пирокластических пород дацитового и риолитового состава. Взаимоотношение этих свит наблюдается в ущелье безымянного правого притока р. Шавцкала (Карабулах) берущего начало на юго-западном склоне г. Давшан-Тапа. В 250-300 м выше устья притока под мощной пачкой пиллоу-лав оливиновых базальтов в нисходящем разрезе залегают массивные светло-бирюзово-зеленые и салатного цвета, местами рассланцованные крупнообломочные пемзовые туфы роговообманкового дацита. Под этими образованиями представлены туфоконгломераты с хорошо окатанной галькой. Основная связующая масса этих пород - крупнообломочный пемзовый туф роговообманкового дацита, а гальки представлены оливиновыми базальтами, роговообманковыми биотитовыми риолитами, силицитами с примесью пирокластиков, сильно измененными базальтоидными породами и туфами аналогичного состава. Переход между шоршолетской и гасандамской свитами резкий. В конце периода формирования гасандамской свиты

в этой части исследованной территории происходил размыв суши, сложенной оливиновыми базальтами и риолитами.

Резкий переход между рассматриваемыми свитами отмечается также в верховьях р.Гедечай. Несколько иная картина наблюдается в юго-восточной части исследованной территории. В частности, на правом склоне ущелья р.Машаверы, несколько восточнее, с.Джавахи, около животноводческой фермы, над мощной пачкой известняков, относящихся к гасандамской свите залегает переслаивание известняков, известковых туфоалевролитов, туфоаргиллитов и туфов андезитового состава. Вверх по разрезу роль известняков постепенно уменьшается.

В остальной части исследованной территории, шоршолетская свита тектонически соприкасается с гасандамской.

Взаимоотношение рассматриваемой и следующей за ней в восходящем разрезе тетрицкаройской свиты хорошо наблюдается на правом склоне ущелья р.Храми. Здесь переход от шоршолетской свиты кампанским известнякам в большинстве случаев постепенный, т.е. в верхах шоршолетской свиты появляются отдельные пропластки известняков, роль которых в восходящем разрезе все возрастает. Одновременно с этим, в низах кампанских известняков залегают слои и мощные пачки вулканомиктовых брекчий, гравелитов и песчаников, сложенных материалом размыва базальтоидных пород шоршолетской свиты. Местами (по дороге, ведущей от Храмгес-П в с.Гомарети) кампанские известняки непосредственно залегают на размытой поверхности пород шоршолетской свиты. Аналогичная картина резкого перехода между рассматриваемыми свитами отмечается также в районе выходов известняков у с.Ормашени. Несколько северовосточнее, в стратотипической местности шоршолетская свита, с появлением в ее верхней части прослоев известняков, известковых туффитов и туфоизвестняков, связана постепенным переходом с кампанскими известняками.

Шоршолетская свита широко развита в верховьях р.Гедечай, в бассейне нижнего течения р.Шавцкали, на обоих склонах ущелья р.Храми в районе Храмгес-П, а также ниже устья р.Шавцкали. В ее строении принимают участие лавовые покровы, массивные грубообломочные вулканические брекчии и разнообломочные туфы базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава. С этими породами переслаиваются известняки, известковые туффиты и туфоизвестняки, роль которых возрастает в верхней части свиты. Следует отметить, что основным отличительным признаком танданиской и рассматриваемой свит, при наличии в обоих случаях вулкаников идентичного состава, служит возрастание процентного содержания карбонатных пород, а также широкое развитие

в шоршолетской свите вулкано-терригенных образований – вулканомиктовых брекчия-конгломератов, гравелитов и песчаников.

В крайне северной части исследованной территории, на южной периферии Храмского выступа кристаллического фундамента в строении шоршолетской свиты, в основном принимают участие лавовые покровы, вулканические брекчии и разнообломочные слоистые туфы андезито-базальтового состава. Среди пород лавовой фации широким развитием пользуются пиллоу-лавы и пиллоу-брекчии. Несколько южнее, по правобережью рр. Шавцкали и Храми, в строении свиты главенствующая роль принадлежит вулканическим породам, состав которых соответствует оливиновому базальту. Еще южнее, в верховьях р. Гедечай, а также в юго-западной части исследованного района (на правый склон ущелья р. Машаверы в окрестностях с. Джавахи) вулканические образования шоршолетской свиты имеют андезитовый состав.

В районе с. Ормашени и уроч. Шоршолети нижняя часть рассматриваемой свиты, в основном, сложена массивными вулканическими брекчиями, разнообломочными туфами и лавами базальтового и андезито-базальтового, реже андезитового состава. Выше по разрезу появляются мощные пачки (10–15 м) вулкано-терригенных конгломерат-брекчий, гравелитов и песчаников, местами с карбонатным цементом. В этой же части разреза широкое развитие приобретают тефроиды и туфы, перемежающиеся известковистыми туффитами, туфоизвестняками и известняками.

В юго-западной части района, наряду с вещественным, меняется также фациальный состав рассматриваемой свиты в сторону возрастания карбонатной и вулкано-терригенной компоненты, что, по-видимому, объясняется удалением места ее формирования от центра извержений. Здесь, на правом обрывистом склоне ущелья р. Машаверы (район животноводческой фермы с. Джавахи), как уже отмечалось, на известняках гасандамской свиты залегают темноокрашенные туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, разнообломочные туфы и тефроиды, реже – вулканические брекчии, известняки, известковые туффиты и туфоизвестняки. Среди этих пород редко встречаются массивные лавовые покровы. Все перечисленные разновидности вулканических пород по составу соответствуют андезитам и андезито-базальтам. Образования шоршолетской свиты, в этой части исследованной территории, трансгрессивно перекрываются вулканогенными образованиями среднего эоцена. Одновременно следует отметить, что возрастание размера окатанных галек по направлению к кровле свиты указывает на общее омельение бассейна, связанного, по-видимому, с импульсом субгерцинской фазы складчатости.

В ущельи р.Шавцкала породы шоршолетской свиты по определению Р.А.Гамбашидзе, содержат *Inoceramus decipiensis* Zitt., *In. haenleinii khramensis* Ghamb., *In. ampabaensis dabolavaensis* Sorn. (Цагарели и др., 1965). Из перечисленных иноцерамов два – местных подвида, основные формы которых пользуются распространением в сантонском ярусе, *Inoceramus decipiensis* Zitt. сантонский вид, но иногда встречается и в низах кампана. Найденный здесь же *Inoceramus wegneri* Wehn. встречается в верхнем сантоне и выше. Только один описанный подвид – *Inoceramus ampabaensis dabolavaensis* Sorne отмечается в Грузии впервые и встречается в нижнем кампане с.Мадагаскар. Исходя из анализа стратиграфического распространения перечисленных ископаемых можно прийти к заключению, что возраст вышерассмотренного комплекса – сантон, однако шоршолетскую свиту по своему стратиграфическому положению следует отнести к верхам верхнего сантона, так как она залегает на гасандамской свите и под фаунистически датированными кампанскими известняками (Гамбашидзе, 1979).

Мощность шоршолетской свиты изменяется в пределах 150–800 м. Максимальных значений она достигает в бассейне нижнего течения р. Шавцкала, на водоразделе с р.Гедечай. Наименьшие мощности шоршолетской свиты отмечены в юго-западной части исследованной территории, на правобережье р.Машаверы.

### Л и т е р а т у р а

Г а м б а ш и д з е Р.А. Стратиграфия и фауна верхнего мела Локского и Храмского массивов. Автореферат канд.дисс. Тбилиси, 1960.

Г а м б а ш и д з е Р.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении. – Тр. ГИН АН СССР, нов.сер., в.61, . Мецниереба, Тбилиси, 1979.

Г а м к р е л и д з е П.Д. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением. – В кн.: Глубинное строение Кавказа. Изд. Наука, М., 1966.

Ц а г а р е л и А.Л. и др. Гл. "Меловая система". – В кн.: Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. Тр. ГИН АН СССР, нов.сер., вып.1, . Мецниереба, Тбилиси, 1965.

## СОДЕРЖАНИЕ

|  |     |
|--|-----|
| От редактора   | 3   |
| А.А.Бухаров. Геологическая модель вулканоструктуры и динамика рудообразования в ее развитии  | 5   |
| В.Я.Радзивилл, А.Я.Радзивилл, В.С.Токовенко, Ю.М.Довгаль. Типы тектоно-магматических структур мезо-кайнозойских вулканических поясов и областей                      | 12  |
| М.А.Фаворская, И.К.Волчанская. Тектоно-магматические основы прогнозирования рудоносности вулканических поясов  | 22  |
| Л.Н.Шарпенюк. Магматогенные центрально-кольцевые структуры (термины, генезис, типизация)   | 31  |
| М.Г.Руб, В.А.Павлов. О связи оловянного и золото-серебряного оруденения с вулканоплутоническими и вулканическими ассоциациями  | 40  |
| В.А.Крашукин, В.П.Ключко. Вулканизм и формирование нефтегазоносности подвижных областей Земли  | 47  |
| В.А.Ермаков. Геодинамика новейшего вулканизма Камчатки   | 55  |
| А.М.Курчавов. Типы корневых систем мезо-кайнозойских вулканитов Южного Сихотэ-Алиня  | 72  |
| И.С.Чумаков, М.Н.Шербакова. Кайнозойский вулканизм Средиземноморья и его влияние на морской седиментогенез   | 77  |
| Э.А.Лазаренко. Развитие магматизма и металлогения Карпат и некоторые вопросы происхождения магматических формаций  | 89  |
| Э.Г.Малхасян. Геохимические особенности юрских вулканиитов Армении   | 95  |
| Л.В.Нахапетян. К генезису липаритовых магм новейших куполовидных вулканов Армянской ССР  | 99  |
| М.А.Беридзе, З.В.Отхмезури, М.П.Пруддзе. Условия проявления юрского раннегеосинклинального вулканизма и связанного с ним оруденения на Южном склоне Большого Кавказа | 104 |
| Т.В.Джанелидзе, Г.М.Бенидзе, И.Б.Кипиани. Этапы вулканизма и колчеданного рудообразования в восточном сегменте сланцевой зоны Южного склона Большого Кавказа         | 114 |
| Г.Ш.Надареишвили. Тектонические условия проявления и эволюция мелового вулканизма Аджаро-Триалетской зоны  | 127 |
| Г.А.Чихрадзе. О дайках базальтоидных пород в ущелье р.Терек  | 146 |
| Р.А.Гамбашидзе, Г.Ш.Надареишвили. Строение и этапы становления верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации Юго-Восточной Грузии                                    | 152 |

ВУЛКАНИЗМ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ  
В ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЯХ ЗЕМЛИ

Тбилиси  
"Мецниереба"  
1987

ვულკანიზმი და სასარგებლო ნამარხების  
ფორმირება დედამიწის მოძრავ რეგიონებში

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского  
совета Академии наук Грузинской ССР

ИБ 3288

Редактор издательства Г.П.Б о к у ч а в а  
Худож.редактор Г.А.Л о м и д з е  
Техредактор Э.Б.Б о к е р и а  
Корректор Л.К.А б ж а н д а д з ე  
Выпускающий Е.Г.М а й с у რ ა დ з ე

Сдано в производство 9.X.1987 ; Подписано к печати 6.X.1987;  
Формат бумаги 60X84 1/16; Бумага офсетная № I; Печать офсетная;  
Усл. печ.л. 10,6; Уч.-изд.л. 10,3; Усл.кр.-отт. II,2;

УЭ 01043

Заказ 3406

Тираж 600;

Цена I руб. 60 коп.

---

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19  
Издательство "Мецниереба", Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

---

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ. 19  
Типография АН Грузинской ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

5189