
Вулканизм и Литогенез

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
აღ. ჯანელიძის სახელობის ბიოლოგიური ინსტიტუტი
შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 73

ვულკანიზმი და ლითოგენეზი

ნაზრომთა კრებული

გამომცემლობა „მეცნიერება“

თბილისი

1981

Памяти академика
ГЕОРГИЯ САМСОНОВИЧА
ДЗОЦЕНИДЗЕ

посвящают
эту книгу
его друзья,
ученики и
сотрудники



136308

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДZE
Труды, новая серия, вып. 73

ВУЛКАНИЗМ И ЛИТОГЕНЕЗ

СБОРНИК ТРУДОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ

1981

552
26.321
550.2
В 781

В сборнике обсуждаются общие вопросы связи вулканизма с тектоникой и рудообразованием; рассматриваются литологические особенности и генетические типы вулканогенно-осадочных формаций, характер и фациальные особенности осадочных пород и др. В конце книги приводится полный список опубликованных научных трудов Г. С. Дзоценидзе.

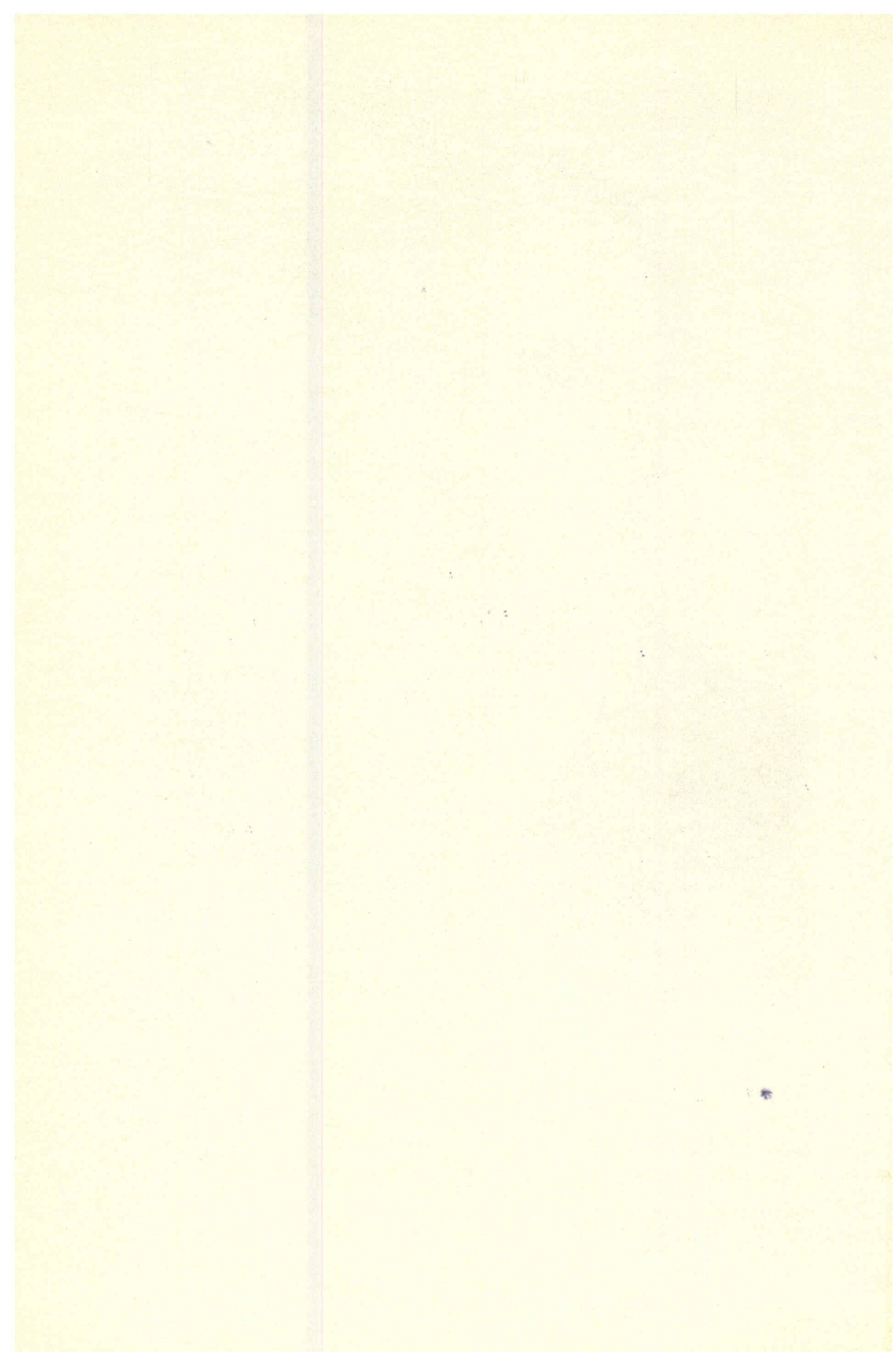
Сборник представляет большой интерес для широкого круга геологов, вулканологов, геофизиков и литологов.

Редакционная коллегия: Н. И. Схиртладзе (гл. редактор),
А. Л. Цагарели, Г. А. Чихрадзе,
Г. С. Кикодзе

В $\frac{20805}{М 607 (06) - 81}$ 20—81

© Издательство «Мецниереба», 1981





ГЕОРГИЙ САМСОНОВИЧ ДЗОЦЕНИДЗЕ

(1910—1976)

Имя Георгия Самсоновича Дзоценидзе по праву занимает одно из первых мест среди имен видных советских ученых-петрографов. Исключительная широта интересов и неустанный поиск непроторенных путей исследования заслуженно вывели этого замечательного ученого в ряды передовых ученых отечественной науки.

Всю свою деятельную жизнь Г. С. Дзоценидзе посвятил важнейшим проблемам палеовулканологии и литологии осадочных пород — двух отраслей геологической науки, развитых им в Грузии. Логическим завершением и синтезом этого явилось выдвинутое и развитое им в последний период жизни новое направление в геологической науке, обосновывающее важную, ранее недостаточно учитываемую роль вулканизма в процессе образования осадочных пород и полезных ископаемых.

Первым значительным вкладом Г. С. Дзоценидзе в палеовулканологию явилось опубликованное им в 1938 году петрографическое описание среднеюрской вулканогенной (порфиритовой) свиты Западной Грузии. Здесь он впервые констатировал наличие на Кавказе спилитов, установив при этом, что спилиты всегда слагают нижние горизонты порфиритовой свиты, знаменуя начало юрского геосинклинального вулканогенного цикла. Им было убедительно показано, что юрские вулканические образования являют картину закономерного развития известково-щелочного вулканизма.

Затем последовало сравнительное изучение вулканогенных образований средней юры и мела Грузии и ряд других работ. Завершением многолетнего цикла исследований явилась большая монография «Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии», опубликованная в 1948 году.

Эта выдающаяся работа, завоевавшая широкую известность, сыграла значительную роль в развитии отечественной петрологии и в 1950 году была удостоена Государственной премии СССР. На основании тщательного изучения богатейшего фактического материала автор дает прекрасный пример глубокого познания сложных простран-

ственно-временных закономерностей процессов породообразования. Он приходит к выводу, что появление различных по своей природе эффузивных пород объясняется не первоначальными различиями между нормальной и щелочной магмами, а связано с геотектоническими условиями, при которых происходит функционирование вулканического очага. По этой причине эти различные ассоциации нередко территориально не разобщены, но появляются на различных этапах геотектонического развития той или иной области.

Таким образом, Г. С. Дзоценидзе совершенно независимо пришел к выводам, принципиально сходным со сформировавшимися примерно в то же время представлениями Г. Штилле о связи эволюции магматизма с развитием геосинклиналей. Им впервые в мировой литературе на примере конкретного региона была показана направленность изменения химизма вулканических пород в соответствии со стадиями развития геосинклинали, а также установлены специфические особенности вулканизма срединных массивов геосинклинальных областей.

Монографию Г. С. Дзоценидзе высоко оценили выдающиеся советские ученые академики А. Н. Заварицкий и Д. С. Белянкин. Последний, в частности, писал: «В петрографии Грузии вписывается новая глава... настоящее капитальное произведение расценивается нами как одно из лучших в современной нашей петрографической литературе».

В последующие годы после выхода в свет этой монографии Г. С. Дзоценидзе неоднократно возвращался к вопросам вулканологии, публикуя целый ряд работ, пополняющих фактические данные по петрографии и геологии разновозрастных вулканогенных формаций Грузии и уточняющих и развивающих его представления о природе связи магматизма с тектоникой. При этом для обобщений Г. С. Дзоценидзе привлекает данные по вулканизму Кавказа в целом; а также сопредельных областей — Крыма и Карпат.

Велики заслуги Г. С. Дзоценидзе и в области развития литологии осадочных пород Грузии. Им при Геологическом институте АН ГССР был организован отдел литологии. Под его руководством и при его непосредственном участии проводилось систематическое литологическое изучение осадочных формаций Грузии. К числу наиболее значительных работ в этой области относятся исследования лейасовых отложений Дзирульского массива, батских угленосных отложений Окрибы и Ткварчели и др. Результаты этих исследований легли в основу опубликованной им в 1961 году (совместно с Н. И. Схиртладзе) монографии «Литология и палеогеография полосы среднеюрских угленосных отложений Грузии», в которой детально охарактеризованы условия формирования угленосных толщ этой области. Здесь же на основе палеогеографического и фациального анализа дан прогноз перспективности среднеюрской угленосной полосы, легший в основу проводимых здесь поисково-разведочных работ.

Исследуя особенности аутигенного минералообразования, Г. С. Дзоценидзе открыл уникальные по своей природе осадочные анальцитомовые породы в районе г. Кутаиси.

Большую работу провел Г. С. Дзоценидзе в области уточнения систематики, вулканогенно-осадочных пород. Поэтому вполне естественно, что Комиссия по осадочным породам поручила ему организацию Всесоюзного симпозиума по классификации и номенклатуре этих пород, успешно проведенного в Тбилиси в январе 1968 года.

Систематическая работа в двух основных направлениях — палеовулканологическом и литологическом — не могла не привлечь внимание Г. С. Дзоценидзе к проблеме влияния вулканизма на процессы осадконакопления и рудообразования. Первое выступление Г. С. Дзоценидзе по этой важной проблеме относится к 1958 году, когда на Втором Всесоюзном петрографическом совещании в Ташкенте им был сделан доклад о роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых. Была показана связь ряда рудных месторождений Грузии с вулканизмом юрского, мелового и палеогенового возраста. Несколько позже, в 1963 году, Г. С. Дзоценидзе развил идею о рудоносности эффузивного вулканизма в двух работах, представленных им в качестве докладов на совещании по рудоносности вулканогенных формаций в Москве (совместно с Г. А. Твалчрелидзе) и на VI Всесоюзном литологическом совещании в Тбилиси. Эти работы, опубликованные в 1965 году, положили начало синтезу многочисленных трудов отечественных и зарубежных ученых, посвященных роли вулканизма в формировании осадочных пород и руд. В том же 1965 г. была опубликована первая книга Г. С. Дзоценидзе, развивающая его идеи и освещающая в различных аспектах многогранную проблему рудоносности вулканизма.

Отмеченные работы Г. С. Дзоценидзе являются иллюстрацией нового подхода к кардинальной проблеме — тектоника—магматизм—рудообразование.

В 1969 году Г. С. Дзоценидзе издал новую монографию, посвященную роли вулканизма в литогенезе и рудообразовании. Обе монографии, а также ряд статей Г. С. Дзоценидзе дают развернутую картину как процесса вулканизма в целом, так и всего многообразия его проявления в конкретных тектонических условиях. Они служат надежным руководством для геологов, работающих в районах развития вулканогенных формаций.

Г. С. Дзоценидзе плодотворно сочетал научную работу с большой государственной и общественной деятельностью. В разное время он являлся вице-президентом Академии наук ГССР, ректором Тбилисского государственного университета, Председателем Президиума Верховного Совета Грузинской ССР, а с 1960 года — заместителем Председателя Президиума Верховного Совета СССР.

Многогранная деятельность Г. С. Дзюенидзе была отмечена высокими наградами Советского правительства. Он был награжден тремя орденами Ленина, орденом Трудового Красного Знамени, орденом Октябрьской революции и многими медалями.

Имя этого выдающегося ученого и общественного деятеля навсегда вписано в историю советской науки и культуры.

УДК 551.24:552

В. Е. ХАИН

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ

(эволюция и некоторые аспекты проблемы)

Три десятилетия назад, когда вышла в свет известная монография Г. С. Дзоценидзе «Домиоценовый вулканизм Грузии», справедливо удостоенная высокой Государственной премии, изучение связей магматизма и тектоники находилось лишь на начальной ступени. С тех пор это научное направление претерпело интенсивное развитие и стало одним из важнейших в современной теоретической геологии.

Магматизм и тектогенез — два важнейших процесса эндогенной жизни Земли, развивающихся в теснейшей взаимосвязи. Эта взаимосвязь была впервые осознана в конце XVIII века Дж. Геттоном и конкретизирована в «гипотезе поднятия» («кратеров поднятия») Буха-Гумбольдта, в которой подъем магмы рассматривался как причина формирования складчатых горных сооружений. В работах «отца геологии Кавказа» Г. Абиха эти идеи были привлечены к объяснению основных черт структуры Кавказа, однако в целом в течение всей второй половины XIX столетия и первых двух десятилетий XX магматические явления изучались в отрыве от тектонических, и тектонисты не придавали им должного значения. Положение начало меняться к лучшему в 30—40-е годы нашего века, с возрождением в тектонике идей «гипотезы поднятий» и с этого времени, как отмечалось, интерес к данной проблеме все нарастает. Появление в 60-е годы новой тектонической концепции тектоники плит или новой глобальной тектоники во многом по-новому повернуло эту проблему, о чем речь пойдет впереди.

Сама проблема «Тектоника и магматизм» достаточно многогранна и имеет несколько во многом самостоятельных аспектов. Одного из этих аспектов, самого главного, мы уже только что касались — это роль магмообразования и подъема магматических расплавов в тектонических движениях и изменении структуры земной коры. Намеченная впервые Геттоном, Бухом и Гумбольдтом, она была конкретизирована в 30—40-е годы Р. В. ван Беммеленом, Б. и Р. Виллисами и В. В. Белоусовым в форме представления об астенолитах — скоплениях магматического

расплава, в виде огромной опрокинутой капли поднимающихся к подошве коры и вызывающих образование в ней крупных поднятий. В гипотезах глубинной дифференциации этих авторов сами астенолиты рассматриваются как продукты такой дифференциации. С установлением в 50-е годы существования астеносферы — области потенциального магнообразования — стало естественным связывать с ней корни астенолитов и приписывать им базальтовый состав. В наши дни, когда базальным уровнем глубинной дифференциации считается уже граница мантии и ядра (Е. В. Артюшков, О. Г. Сорохтин), становится необходимым допустить подток продуктов этой дифференциации из самых низов мантии. Кроме того, в новейшем варианте геотектонической концепции В. В. Белоусова подъем базальтовых астенолитов может служить причиной образования не только поднятий, но и прогибов, в том случае, если кора обладает достаточной проницаемостью для магматических расплавов и базальты внедряются в кору и изливаются на поверхность, обуславливая погружение коры. Этим механизмом В. В. Белоусов объясняет не только образование геосинклиналей, но и образование океанов. Следует заметить, однако, что трапповые синеклизы типа Тунгусской или Параны, вопреки этому механизму, испытывают не погружение, а поднятие.

Существенно иные соотношения магматизма и тектогенеза принимаются в неомобилистской концепции тектоники плит. Согласно этой концепции, генерация базальтовых расплавов идет на небольшой глубине под рифтовыми зонами срединноокеанических хребтов под влиянием высокого теплового потока, связанного с восходящей ветвью конвекционных течений. Заполнение базальтовым расплавом рифтовой щели и застывание периферического магматического очага ведут к новообразованию океанической коры, соответственно ее второго и третьего слоев. С другой стороны, плавление океанической коры при ее погружении в зонах Заварицкого-Беньюффа приводит к генерации над ними андезитовой магмы, к образованию вулканических островных дуг и краевых вулкано-плутонических поясов на периферии океанов. И только т. н. внутриплитный базальтовый и щелочно-базальтовый магматизм объясняется с позиций, близких к фиксистским, — подъемом мантийных струй с подастеносферных глубин. Это объяснение, хотя оно частично подтверждается материалами по Африканской платформе и по океанам (по результатам глубоководного бурения) не может считаться достаточным, ибо непонятно соотношение мантийных струй и предполагаемой конвекции в мантии. Правда, высказываются предположения о роли более поверхностной и мелкочешистой конвекции, которые, возможно, приведут к снятию этого противоречия.

Следует отметить далее, что в рамках же неомобилизма выдвигаются идеи о том, что конвекция в мантии носит не чисто тепловой, а плотностной, термогравитационный (С. А. Ушаков) или химический

(Е. В. Артюшков) характер, т. е. происходит не просто перенос тепла, а подъем разогретого и более легкого вещества, т. е. того же магматического расплава из низов мантии. Эти взгляды уже не столь сильно разнятся в своей основе от взглядов фиксистов — В. В. Белоусова, Р. В. ван Беммелена¹ и основное отличие сводится к тому, существуют или не существуют горизонтальные и нисходящие ветви таких конвекционных течений и обуславливают они или нет латеральный перенос литосферных плит.

Таким образом, в обеих ведущих геотектонических концепциях наших дней глубинные тектонические процессы оказываются тесно связанными с образованием в мантии и подъемом магматических расплавов, хотя форма этой связи и понимается во многом различно.

Вполне однозначно понимаются исследователями условия образования магматических структур в пределах коры. К ним относятся, в частности, возникающие на границе ее гранитно-метаморфического и осадочного слоев в процессе ультраметаморфизма и последующего анатексиса гранито-гнейсовые купола, в том числе окаймленные купола, достаточно широко распространенные не только в областях развития докембрия, но и в более молодых — палеозойских (например на Урале) и даже мезозойских образованиях (например в Забайкалье или Скалистых горах Канады). В то же время деформации, связанные со становлением гранитных батолитов имеют небольшой масштаб и ограниченное распространение.

Еще выше по разрезу коры, уже в приповерхностных условиях формируются магматогенные структуры вулканоплутонических поясов — положительные купольные, отрицательные кальдерные, инверсионные — купол в кальдере и более сложные. Эти структуры ныне хорошо изучены у нас на примерах кайнозойских поясов Камчатки, меловых Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алиньского поясов, палеозойских поясов Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.

Второй аспект проблемы тектоники и магматизма заключается в приуроченности определенных типов магматических формаций к определенным крупным структурным элементам земной коры. Уже достаточно давно наметились локализация офиолитовых поясов и гранитных батолитов в пределах геосинклинальных складчатых поясов и трапповых образований — в пределах платформ, базальтовый характер океанского вулканизма и андезитовый — периферии океанов и т. д. Эти закономерности постепенно уточнялись, углублялись и дополнялись. Одним из существенных дополнений было выявление Г. С. Дзюценидзе различий между вулканизмом собственно геосинклинальных систем и срединных массивов на примере Большого Кавказа, Аджаро-Триалетии и

¹ Р. В. ван Беммелена теперь лишь условно можно отнести к числу фиксистов, ибо им признается образование океанов путем раздвига на уровне верхней мантии.

Грузинской глыбы. Позднее были установлены различия между базальтами (толеитовыми) континентов и океанов и, напротив, сходство между офиолитовыми ассоциациями древних складчатых геосинклинальных систем и корой современных океанов.

Благодаря всему этому, начиная с работ Штилле 40-х годов и во все возрастающей степени, магматологические критерии стали широко применяться при тектоническом районировании, при диагностике тектонической природы тех или иных конкретных крупных структур. Как известно, именно по этому критерию было произведено завоевавшее широкую популярность разделение геосинклиналей на эв- и миогеосинклинальные зоны.

В последние годы большое внимание привлекла специфика магматизма рифтовых зон континентов, оказавшихся весьма широко распространенными как в пространстве, так и в геологическом времени.

Однако наиболее важными и дискуссионными вопросами, выдвинувшимися на первый план, стали два вопроса: 1) тектоническая обстановка формирования офиолитовых комплексов и 2) тектонические условия образования андезитовой (андезит-липаритовой) формации.

Сопоставимость нормальных разрезов офиолитовых комплексов и современной коры океанов была установлена к 1969 г. и дала основание для ответственного вывода о заложении геосинклиналей, по крайней мере их внутренних зон — эвгеосинклиналей на океанской коре. На основании этого вывода история практически всех древних складчатых геосинклинальных систем подверглась коренному пересмотру и было сделано заключение о том, что основным итогом развития геосинклиналей является преобразование океанской коры в континентальную. Сами офиолитовые комплексы, практически по всему миру, подверглись интенсивному изучению, в особенности в рамках международного проекта «Офиолиты»; одновременно продолжалось и широкое изучение океанской коры как по результатам драгирования, так и по данным бурения (верхняя часть) и сейсмических исследований. При этом, с одной стороны, подтвердилось общее сходство офиолитовых комплексов и океанской коры — все типы пород, добытые со дна океана, оказались известными в офиолитовых ассоциациях, причем в той же последовательности и наоборот; сходным оказался и химический состав пород по главным компонентам; скорости распространения сейсмических волн в разрезе океанской коры оказались весьма близкими к скоростям, экспериментально полученным для пород офиолитовых комплексов. С другой стороны, более тонкие петрохимические и геохимические сопоставления с помощью различных хитроумных диаграмм обнаружили определенные отличия в особенностях состава пород. Частично эти отличия, нередко сознательно преувеличиваемые, связаны либо с тем, что в состав сравниваемых офиолитовых комплексов включают надстраивающие их вулканиты островодужного происхождения, либо со вторичными изменениями в про-

цессе начального метаморфизма. Тем не менее, если даже отвлечься от этих обстоятельств, то придется констатировать, что наибольшее сходство офиолиты континентов обнаруживают не с породами коры срединноокеанских хребтов, а с офиолитами подножья островных дуг, драгируемых в глубоководных желобах, и с корой окраинных морей. Даже офиолиты Кипра, разрез которых явился одним из исходных при сопоставлении с океанской корой, оказались ближе к островодужным, чем к океанским.

Отсюда следует, что современным аналогом древних геосинклиналей, как это и предполагалось со времени работ Г. Моленграафа, являются не области собственно океанов, а переходные зоны от океанов к континентам или межконтинентальные морские пространства, т. е. системы окраинных или внутренних морей — островных дуг — глубоководных желобов. Однако геосинклинальные пояса в целом в течение всего периода своего развития вполне сопоставимы по своим масштабам с современными океанами. Их периферические части последовательно охватываются геосинклинальным процессом, превращаясь в переходные зоны и затем наращивая смежные континенты, пока, наконец, и центральная часть бывшего океана не превратится в подобие современного Средиземного моря и не зарастет полностью континентальной корой, как это произошло, например, с Урало-Монгольским поясом в конце палеозоя.

То обстоятельство, что мы, как правило, почти не находим в составе эвгеосинклинальных складчатых зон реликтов «настоящей», т. е. родившейся в пределах срединных хребтов океанской коры, не представляет ничего удивительного, ибо эта кора, достигнув в процессе спрединга зон Беньюффа, подвергается субдукции с полным переплавлением, либо скучиванием и метаморфизмом, и только отдельные пластины и глыбы могут уцелеть в составе меланжа, характерного для таких зон. Гораздо выше шансы на «выживание» у офиолитов подножья островных дуг или коры окраинных морей, особенно обдуцированных (надвинутых) на край материка или зрелой островной дуги.

Обратимся теперь ко второму вопросу, связанному с андезитовым вулканизмом островных дуг. Как известно, К. Вадати, а затем А. Н. Заварицкий в 30—40-х годах указали на связь андезитовых вулканов Тихоокеанского кольца со сейсмофокальными зонами, в дальнейшем названными зонами Беньюффа в американской литературе, и с определенной глубиной до этих зон. Несколько позже японский вулканолог Х. Куно отметил другую важную закономерность — изменение состава вулканитов — смену толеитовых серий сериями высокоглиноземистых и щелочных базальтов, общее увеличение щелочности, отношения K_2O/Na_2O — в направлении от выхода зон Заварицкого-Беньюффа на поверхность к континенту, по мере углубления сейсмофокальной поверхности. Эта закономерность, как, кстати сказать, и

выявленное другим японским петрологом А. Миясиро парное расположение поясов метаморфизма высокого и низкого давления, хорошо вписалась в предложенную позднее концепцию тектоники плит и с уточнениями и дополнениями У. Дикинсона, Т. Хазертон, Л. П. Зоненшайна и др. была использована для установления древних зон Заварицкого-Беньоффа, для определения направления и угла их наклона. Подобные реконструкции были предложены Л. П. Зоненшайном, М. И. Кузьминым, Л. М. Парфеновым и др. для нашего Дальнего Востока, Г. С. Закариадзе, М. Н. Лордкипанидзе и др. — для Кавказа и т. д. Таким образом, закономерность Вадати-Заварицкого-Куно приобрела важнейшее значение для палеотектоники.

Между тем ряд советских исследователей (Ю. С. Геншафт, Т. И. Фролова и др.) высказывают серьезные сомнения в существовании зависимости состава вулканических продуктов от глубины залегания сейсмофокальной поверхности и в приуроченности основных очагов магмообразования именно к данной поверхности. Одним из доводов является значительная изменчивость состава вулканитов не только вкрест простирания, но и по простиранию зон Заварицкого-Беньоффа — изменчивость, которая, однако, естественно объясняется, например для Анд, сегментированностью этих зон, различиями в их параметрах для разных сегментов. Другой причиной служит, несомненно, осложняющее влияние различных других факторов, помимо глубины расположения первичных магматических очагов. К таким факторам, согласно Т. И. Фроловой и ее соавторам по докладу на 14-м Тихоокеанском конгрессе, относятся вариации в составе погружающейся в глубоководные желоба океанской коры (она может быть надстроена, например, щелочно-базальтовыми гийотами, — В. Х.), взаимодействие магмы с вмещающими породами (в частности с корой островной дуги, или краевого вулканического пояса, которая может иметь разную степень «зрелости»: в зависимости от типа и возраста дуги, — В. Х.), степени дифференцированности магматического расплава и степени его дегазации (зависящей от скорости подъема магмы и, в конечном счете, от проницаемости коры). Возможное влияние этих и других, более второстепенных (вернее, третьестепенных), факторов, безусловно, должно учитываться при детальных палеотектонических реконструкциях.

Еще более важное значение для оценки применимости закономерности Вадати-Заварицкого-Куно в палеотектонических построениях имеет тот факт, что андезиты иногда пользуются широким распространением, во-первых, уже после «закрытия» пространств с корой океанского типа и коллизии континентальных блоков, и, во-вторых, на значительном удалении даже от более древних зон Заварицкого-Беньоффа. Наиболее характерный пример как в первом, так и во втором отношении дает кайнозойский андезитовый вулканизм Кавказа и смежных районов Ближнего и Среднего Востока (Анатолия, Иран,

Афганистан), детально рассмотренный недавно Н. В. Короновским. Этот пример, видимо, доказывает, что магматические очаги, генерирующие андезитовую магму, могут сохранять активность еще на протяжении десятков миллионов лет после окончания поглощения океанской коры, в условиях поддвига одной континентальной плиты под другую.

Так обстоит дело, вкратце, со вторым аспектом проблемы «Тектоника и магматизм». Третий ее аспект состоит в изучении связи эволюции магматизма с эволюцией основных структурных областей земной коры. Этот аспект в наибольшей степени разработан для самых подвижных из структурных элементов коры, для геосинклиналей, причем пионером таких исследований явился опять-таки Г. Штилле. Этому ученому мы обязаны введением понятий об инициальном, субсеквентном и финальном магматизме геосинклиналей (эвгеосинклиналей). Однако в дальнейшем выяснилось, что по крайней мере два первых понятия нуждаются в существенном уточнении. Под названием инициального магматизма оказались объединенными два существенно разных типа магматической деятельности — с одной стороны, офиолитовый магматизм, характерный для срединноокеанических хребтов, юных островных дуг и окраинных морей, с вулканитами, представленными толеитовыми базальтами и, с другой стороны, андезитовый магматизм, часто называемый теперь островодужным, характерный для более зрелых островных дуг и для ранних стадий развития краевых вулканических поясов (раннеандский тип, по М. Г. Ломизе). При еще более строгом подходе необходимо, очевидно, различать даже три типа магматизма: а) океанский, или предгеосинклинальный, собственно офиолитовый, б) раннегеосинклинальный толеит — базальтовый, связанный с юными островными дугами и окраинными морями; в) позднегеосинклинальный, андезитовый, приуроченный к зрелым островным дугам и юным краевым вулканическим поясам. Понятие субсеквентного магматизма Штилле также является сборным — к нему частично относится магматизм зрелых островных дуг и ранних стадий развития краевых вулканических поясов; частично же орогенный магматизм типичных вулканоплутонических поясов, с андезит-липаритовыми вулканитами и калиевыми гранитоидами, одновременный накоплению моласс.

Критерием выделения эвгеосинклиналей не могут являться проявления магматизма вообще, так как в типичных миеосинклиналях, развивающихся на континентальной коре (хороший пример Верхоянье) известны образования трапповой формации (покровы, силлы, дайки толеитовых базальтов континентального типа), а также плутониты гранитоидов, иногда батолитового масштаба. Таким критерием не могут быть и проявления инициального магматизма в штиллерском понимании, ибо андезиты (порфириды) распространены и в краевых вулканических поясах, заложенных на краю континентов или микро-

континентов; поэтому, например, нельзя относить к эвгеосинклиналям западные зоны Центральных и Южных Анд с их порфиритовой серией юры — раннего мела. Даже присутствие спилитов, кератофигов, диабазов и габбро, обычно входящих в офиолитовые ассоциации, но без ультрабазитовых членов этих ассоциаций недостаточно для выделения настоящих эвгеосинклинальных, т. е. тех зон геосинклиналей (ортогеосинклиналей), которые развиваются на коре океанического типа и занимают, таким образом, энсиматическое положение. Спилито-кератофировые и габбро-диабазовые ассоциации, как, например, в юре южного склона Большого Кавказа или в девоне Рейнских Сланцевых гор, обычно сочетаются с мощными сланцевыми толщами аспидной формации и заполняют бассейны краевых морей с корой субокеанского типа; по мнению автора, их предпочтительно называть мезогеосинклиналями.

Помимо эволюции геосинклинального магматизма, значительный интерес представляет эволюция магматизма рифтовых зон¹, которые часто, как теперь выяснилось, предшествуют геосинклиналям. В континентальных рифтовых зонах магматизм вначале представлен щелочно-базальтовыми вулканитами и кольцевыми плутонами пород щелочно-ультраосновной интрузивной формации, обычно развитыми в «плечах» рифта. По мере подъема астеносферы и раскрытия рифтов щелочно-базальтовый магматизм сменяется толеит-базальтовым континентального, т. е. траппового типа, а в случае разрыва континентальной коры и перехода рифта в стадию Красного моря — Аденского залива дальнейшая эволюция идет в направлении толеит-базальтового магматизма уже океанской, т. е. низкокалливой специализации. И, напротив, отмирание континентальных рифтов влечет за собой обратную смену толеит-базальтового магматизма щелочно-базальтовым.

Примерно также протекает, вероятно, эволюция магматизма древних платформ, во времени приуроченного к стадиям их активизации, более или менее синхронным с позднеорогенными-тафрогенными стадиями развития эпигеосинклинальных орогенов. В свою очередь, тафрогенная стадия эпигеосинклинальных орогенов является одновременно предчехольной стадией развития молодых платформ.

Четвертый аспект рассматриваемой проблемы заключается в анализе общей эволюции магматизма в связи с глобальной направленностью эволюции земной коры. Этот аспект обозначился лишь в последнее десятилетие, с прогрессом в изучении раннего докембрия, сделавшим совершенно очевидной направленную изменчивость характера проявлений как магматизма, так и тектогенеза в истории Земли. Наиболее наглядно она проявлена при сравнении фанерозойского магматизма, с которым сходен и поздне-

¹ Ей посвящена находящаяся в печати интересная статья А. В. Разваляева, откуда и позаимствованы излагаемые ниже соображения.

докембрийский, начиная с 1300 и особенно с 1000 млн. лет, и магматизма ранне- и среднедокембрийского, и прежде всего архейского, с его тоналитовыми «серыми гнейсами», образующими первый «гранитный слой» в истории Земли, с зеленокаменными поясами с их коматитами, с гранулитовыми поясами с широким развитием чарнокитов. Каждая из этих магматических «достопримечательностей» архея представляет, по существу, особую проблему, в особенности происхождение «серых гнейсов». А далее следует внезапное массовое появление калиевых гранитов на рубеже 2800—2500 млн. лет, анортозитов и гранитов-рапакиви (в интервале 1650—1350 млн. лет), кольцевых плутонов ультраосновных — щелочных пород, кимберлитовых трубок. То обстоятельство, что одновременно существенно меняется весь стиль тектонического развития, характер ее структуры — от «пермобильного» режима в архее, «панплатформенного» в середине докембрия до платформенно-геосинклинального в позднем докембрии (после 1400—1000 млн. лет) и фанерозое, указывает на тесную взаимосвязь эволюции магматизма и тектогенеза, совместно образующих самую сердцевину эндогенной динамики Земли.

И еще одно заключительное замечание, обращенное прежде всего к тектонистам. При использовании магматологических критериев при тектоническом районировании и анализе истории тектонического развития в региональном и глобальном масштабах необходимо помнить об опасности, связанной с конвергенцией различных типов магматических пород. В природе существуют не только граниты и граниты (мантийного, палингенного — за счет более древних гранитов и гнейсов — и анатектонического — за счет осадочных толщ — происхождения), но также ультрабазиты и ультрабазиты (альпинотипные и стратиформные), анортозиты и анортозиты (первичные — продукты начальной дифференциации мантии и более поздние), андезиты и андезиты (океанские — гавайиты, исландиты и пр., мантийные островодужные, ассимиляционные — островодужные и окраинно-континентальные), базальты и базальты (океанские и континентальные) и т. д. и т. п. Только применение более тонких петрохимических и геохимических методов исследования, в том числе изотопных соотношений, распределения редкоземельных элементов и пр., наряду с учетом геологической обстановки позволяет избежать путаницы, связанной с возможной конвергенцией и прийти к правильным выводам.

УДК 551.21:551.463

Е. К. МАРХИНИН

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ОБРАЗОВАНИИ МОРСКОЙ ВОДЫ

ПОСТУПЛЕНИЕ НА ПОВЕРХНОСТЬ ЗЕМЛИ МАГМАТИЧЕСКОЙ ВОДЫ В ПРОЦЕССЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Вулканические процессы поставляют на поверхность Земли воду и другие летучие компоненты двумя путями: во-первых, вода и другие летучие высвобождаются из магмы во время вулканических взрывов; во-вторых, они поступают на поверхность Земли в составе сольфатарных паров и гидротерм.

Можно принять, что вулканический взрыв с образованием ювенильного пирокластического материала происходит тогда, когда растущие в лаве газовые пузырьки достигают состояния как бы плотной упаковки. Поэтому к моменту взрыва ювенильный газ занимает $3/4$ объема системы (доля объема шаров при их плотной упаковке). Энергия вулканического взрыва равна работе, которую совершит вулканический газ при своем расширении от этого объема (V_1) до объема (V_2), который он займет при атмосферном давлении (P_2), и определится из уравнения:

$$E = \int_{V_1}^{V_2} P dV, \quad (1)$$

где P — переменное давление газа. Так как процесс взрыва мы можем считать в первом приближении адиабатным, то для него будет справедливо уравнение Пуассона,

$$P V^\gamma = P_2 V_2^\gamma, \quad (2)$$

где V — переменный объем газа, а γ — отношение теплоемкости газа при постоянном давлении к его теплоемкости при постоянном объеме.

Из (2) $P = P_2 \frac{V_2^\gamma}{V^\gamma}$. Подставляя это значение в (1), получаем:

$$E = \int_{V_1}^{V_2} P_2 V_2^\gamma \frac{1}{V^\gamma} dV,$$

откуда:

$$E = \frac{P_2 V_2}{1 - \gamma} \left[1 - \left(\frac{V_1}{V_2} \right)^{1 - \gamma} \right]. \quad (3)$$

Выразим теперь в этой формуле V_1 и V_2 через объем рыхлых ювенильных продуктов взрыва за вычетом пористости (\bar{V}) и через весовой процент выделившихся при взрыве летучих (X) и заменим P_2 и γ их значениями. Так как газовые пузырьки к моменту взрыва составляют $3/4$ объема системы, то $V_1 = 3\bar{V}$.

$$V_2 = \frac{\bar{V} \cdot 2,5 \cdot X}{18} \cdot 224,$$

где 2,5 — плотность пепловых частиц (г/см^3), 18 — молекулярный вес воды, 224 — объем моля при нормальном давлении (л) $P_2 = 1 \text{ атм.} = 10^6 \text{ дин/см}^2$. Наиболее вероятное значение γ для паров воды с примесью других вулканических газов будет 1,3. Подставляя эти значения в (3), получаем:

$$E = 103 \cdot 10^6 (\bar{V} \cdot X) \cdot [(10,37 X)^{0,3} - 1]$$

и окончательно:

$$E = 10^8 \cdot X (2 X^{0,3} - 1). \quad (4)$$

Эта формула устанавливает зависимость между энергией вулканического взрыва (E в эргах), объемом образовавшегося ювенильного пирокластического материала (\bar{V} в см^3) и количеством выделившихся при взрыве ювенильных газов (X в вес. %). Задавая различные значения \bar{V} и X , мы получаем соответствующее значение E .

В случае, когда количество свежего пирокластического материала приводится не в единицах объема, а в единицах массы, формулой (4) удобнее пользоваться в варианте

$$E = 4 \cdot 10^7 m \cdot X (2 X^{0,3} - 1). \quad (5)$$

Полученная формула позволяет определить количество выделившихся при взрыве летучих, если энергия вулканического взрыва посчитана каким-либо способом. Так как энергия вулканического взрыва определяется в настоящее время разными способами, то эта задача может быть решена.

Проведенные автором многочисленные оценки показали, что в среднем вода, поступающая на поверхность Земли во время сильных взрывных вулканических извержений, составляет 3—4% (по весу) от общей массы ювенильных продуктов извержения.

ПРИМЕР ПОСТУПЛЕНИЯ НА ПОВЕРХНОСТЬ ЗЕМЛИ ВОДЫ И ДРУГИХ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ ВО ВРЕМЯ ИЗВЕРЖЕНИЯ

Во время извержения вулкана Толбачик в 1975—1976 гг. автором и В. А. Ураковым были отобраны пробы магматического газа непосредственно из жидкой лавы. Отобранные трубки из керамики, металла (из нержавеющей стали, из титана, из ванадия), а позже из кварцевого стекла — это наиболее удачный вариант — различной длины — от 1,5 до 4 м — погружались в текущую лаву на глубину 10—50 см. В отдельных случаях были отобраны пробы газа из только что появившихся на поверхности лавового потока пузырей, вздутых магматическим газом. Лава имела ячеистую структуру и магматический газ концентрировался в ее порах-пузырьках. Попадая в газовую пору, отверстие отборной трубки не забивалось лавой. Видимо, в месте соприкосновения трубки и лавы создавался перепад давления, который усиливал приток газовых пузырьков к трубке, а затем и в отборную систему. Температура лавы постоянно замерялась платино-платино-родиевой термопарой и была $1000 \pm 65^\circ\text{C}$.

Система отбора высокотемпературных газов состояла из специально сконструированного газоотводного холодильника для конденсации паров магматического газа, термометра для замера температуры в системе подачи газа, бюреток с поглотителями кислых компонентов, кран-пипетки, либо сосудов для отбора газов, аспиратора кран-пипетки, либо насоса в зависимости от цели отбора газа. Перед отбором система неоднократно «промывалась» магматическим газом, и, кроме того, газ, как правило, входил в систему под давлением, превышающим атмосферное, что снижало возможность подсоса атмосферного воздуха. После конденсации пара, содержащегося в газе, газ собирали в специальные сосуды и анализировали в лаборатории.

Изучался также состав конденсата, полученного при охлаждении магматического газа. Количество водяного пара в магматическом газе определяли после конденсации его в холодильнике. Оно составляло до 11,2 мл на литр откаченного газа. Определение общего количества изверженного ювенильного материала (2 км^3) массы газов, участвовавших в вулканических взрывах, и состава летучих компонентов позволили прийти к следующим оценкам. За время извержения в биосферу поступило 72 км^3 магматического газа. 0,9 общего количества газа приходится на H_2O . Общий вес извергнутого магматического газа равен $6 \cdot 10^7$ т, извергнутой магматической воды — 54 млн. т. В соответствии с данными анализа конденсата с этой водой на поверхность Земли поступило (в тоннах):

хлора	—	1285200	магния	—	988
фтора	—	138240	кадмия	—	1339
серной кислоты	—	71674	калия	—	139

аммония	—	335	лития	—	81
натрия	—	41580	свинца	—	76
алюминия	—	13532	марганца	—	66
цинка	—	10276	олова	—	27
меди	—	5049	мышьяка	—	2,7
кальция	—	3672	серебра	—	0,06
железа	—	2025			

Сумма остальных газов (за вычетом воды) составила 6 млн. тонн. Они распределились следующим образом:

Компонент	Об. %	Вес. %	К-во, т
H ₂	34,03	2,88	17,28 · 10 ⁴
CH ₄ и др. углеводороды	4,20	7,83	46,98 · 10 ⁴
CO	1,90	2,25	13,50 · 10 ⁴
CO ₂	23,99	44,70	267,60 · 10 ⁴
N ₂	35,64	42,26	254,16 · 10 ⁴
He+Ne	0,22	0,04	0,24 · 10 ⁴
H ₂ S	0,01	0,01	0,06 · 10 ⁴
SO ₂	0,01	0,03	0,18 · 10 ⁴

ВЕРОЯТНАЯ МАССА ВОДЫ, ВЫНЕСЕННОЙ НА ПОВЕРХНОСТЬ ЗЕМЛИ ВУЛКАНИЧЕСКИМИ ИЗВЕРЖЕНИЯМИ В ТЕЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Масса земной коры составляет по новейшим данным (Ронов, Ярошевский, 1976) $28,46 \cdot 10^{18}$ т. Имея в виду, что все вещество земной коры в конечном счете вулканического происхождения (Мархинин, 1967), и учитывая, что из магмы в процессе вулканических взрывов высвобождается в среднем 3—4% воды, находим, что за время формирования земной коры на поверхность Земли из мантии должно было поступить при извержениях от $854 \cdot 10^{15}$ т до $11,38 \cdot 10^{15}$ т воды. Количество воды на поверхности Земли Полдервартом оценивается (в т) следующим образом:

океаны	—	1420 · 10 ¹⁵
озера и реки	—	0,5 · 10 ¹⁵
лед	—	22 · 10 ¹⁵
атмосфера	—	0,013 · 10 ¹⁵
осадки	—	201 · 10 ¹⁵
<hr/>		
гидросфера	—	1644 · 10 ¹⁵

Мы видим, что в течение геологической истории только за счет вулканических извержений могло быть создано более половины всей воды гидросферы (Мархинин, 1967).

ВЕРОЯТНАЯ МАССА ЮВЕНИЛЬНОЙ ВОДЫ, ПОСТУПАЮЩАЯ НА ПОВЕРХНОСТЬ ЗЕМЛИ В СОСТАВЕ СОЛЬФАТАР И ГИДРОТЕРМ

При движении магмы из мантийных глубин к поверхности Земли по мере уменьшения на нее внешнего давления она стремится «сбросить» часть растворенных в ней газовых компонентов. Поэтому газы, главным образом водяной пар, производящие работу вулканических взрывов, составляют только определенную часть от общего количества газовых компонентов в мантийной магме. Сильные взрывы базальтовой или андезитовой магмы обуславливаются содержанием в ней пород взрывом 3—4 весовых процентов газовых компонентов.

Если к этим 3—4 процентам добавить воду и другие газы, сброшенные магмой на глубине, мы, очевидно, получим общее количество газовых компонентов в мантийной магме.

«Сброшенная» магмой на глубине часть воды и газовых компонентов может быть учтена по ювенильной составляющей сольфатар, термальных и минеральных источников. Подсчеты, проведенные в отношении Курильской островной дуги, показали, что сольфатары и гидротермы в среднем в год выносят приблизительно такое же (не меньшее) количество ювенильной воды и других газовых компонентов магмы, какое высвобождается из нее при взрывах во время извержений (Мархинин, 1967).

Следовательно, этих двух источников достаточно для образования в течение геологической истории Земли всей воды Мирового океана.

О ПОВЫШЕНИИ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Если за счет вулканических извержений и благодаря сольфатарной и гидротермальной деятельности на поверхность Земли из ее глубоких недр ежегодно поступает $\sim 4 \cdot 10^8$ т ювенильной воды (Мархинин, 1967), то, следовательно, уровень океана должен ежегодно повышаться на некоторую величину. При современной площади Мирового океана $3,6 \cdot 10^{14}$ м² эта величина составит приблизительно 0,001 мм.

Интересно сопоставить эту цифру с данными многолетних изменений уровня океана. Г. П. Калинин, Е. И. Бреслав и Р. К. Клиге (1975, стр. 14—16) пишут: «Одним из первых крупных исследований, посвященных современному изменению среднегодового уровня Мирового океана, является работа Б. Гутенберга, который показал, что для периода 1860—1936 гг. характерно общее повышение уровня океана со средней скоростью около 1,2 мм в год. Близкие результаты были получены П. Кюененом. Для периода 1880—1930 гг. он получил изменение морского уровня +1,3 мм в год. Исследования Г. Валентина показали, что подъем уровня моря может достигать 1—2 мм в год (1880—1950 гг.).»

...Исследуя вековые изменения среднего уровня Атлантического океана, Н. Б. Буторин получил для периода 1890—1946 гг. общее повышение уровня на 6,1 см.

Р. В. Фейбридж, О. А. Кребс, используя тщательно отобранные данные по уровням моря, рассчитали кривую изменения среднегодового уровня океана за 100 лет (1860—1960). Анализ этой кривой показал, что самая низкая точка уровня моря была примерно в 1890 г. Средний подъем уровня в период 1900—1950 гг. составлял 1,2 мм в год».

Следует отметить, что авторы справедливо связывают изменения уровня Мирового океана с вариациями климата. Среднее же повышение уровня Мирового океана приблизительно на 0,001 мм в год обусловлено ежегодным поступлением в него около $4 \cdot 10^8$ т ювенильной воды сольфатар, гидротерм и воды, высвобождающейся из магмы при вулканических извержениях.

О ФОРМИРОВАНИИ СОЛЕВОГО СОСТАВА МОРСКОЙ ВОДЫ

Как уже было показано на примере вулкана Толбачик, вследствие вулканических извержений в состав гидросферы поступает не только вода, но и множество других компонентов, причем как анионов, так и катионов. Главные анионы морской воды, такие как Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , F^- , Br^- и другие — это в то же время главные составляющие вулканических газов.

В табл. 1 приведены данные анализов водных вытяжек пепла извержения вулкана Безымянного в 1955 г., опубликованные Л. А. Башариной (1958). Считая, что исходным материалом для формирования континентальной и субконтинентальной земной коры служили главным образом пирокластические продукты (Мархинин, 1967) и принимая во внимание, что эти данные типичны для рыхлых вулканических образований, оценим количество основных компонентов, которое могло быть вынесено в море за геологическую историю Земли в результате растворения адсорбированных пирокластикой солей. Расчет дает следующие цифры (в т).

Сравним эти цифры с содержанием рассматриваемых компонентов в Мировом океане по данным Э. Д. Гольдберга (1963) (табл. 2). Мы видим, что легкорастворимых солей, связанных с пирокластическим материалом, с избытком хватает для формирования солевого состава Мирового океана. Исключение составляет лишь очень подвижный Na, оперируя со средним значением которого в водных вытяжках из нескольких проб мы получили величину хотя того же порядка, что его содержание в океане, но все-таки меньшую.

Однако, если принять для расчета пробу с максимальным его содержанием, то и для Na мы получим цифру, почти вдвое большую его

	от	до	в среднем
Cl ⁻	18,7 · 10 ¹⁵	130 · 10 ¹⁵	51 · 10 ¹⁵
F ⁻	0,4 · 10 ¹⁵	1,6 · 10 ¹⁵	1,0 · 10 ¹⁵
Br ⁻	0	0,5 · 10 ¹⁵	0,3 · 10 ¹⁵
SO ₄ ²⁻	58 · 10 ¹⁵	230 · 10 ¹⁵	116 · 10 ¹⁵
SO ₃ ²⁻	0	1,5 · 10 ¹⁵	0,8 · 10 ¹⁵
HCO ₃ ⁻	3,0 · 10 ¹⁵	25,6 · 10 ¹⁵	9,8 · 10 ¹⁵
Na ⁺	2,5 · 10 ¹⁵	30 · 10 ¹⁵	8,8 · 10 ¹⁵
K ⁺	0,6 · 10 ¹⁵	8,5 · 10 ¹⁵	2,7 · 10 ¹⁵
Ca ²⁺	25 · 10 ¹⁵	120 · 10 ¹⁵	47 · 10 ¹⁵
Mg ²⁺	4,3 · 10 ¹⁵	9,5 · 10 ¹⁵	6,7 · 10 ¹⁵
Al ³⁺	0,9 · 10 ¹⁵	5,2 · 10 ¹⁵	2,3 · 10 ¹⁵
Fe (Fe ³⁺ + Fe ²⁺)	0,8 · 10 ¹⁵	2,5 · 10 ¹⁵	1,5 · 10 ¹⁵
SiO ₂	0,6 · 10 ¹⁵	4,9 · 10 ¹⁵	2,4 · 10 ¹⁵
H ₃ BO ₃	0,4 · 10 ¹⁵	1,0 · 10 ¹⁵	0,7 · 10 ¹⁵
S	4,0 · 10 ¹⁵	7,9 · 10 ¹⁵	5,5 · 10 ¹⁵

Таблица 1

Содержание компонентов воздушно-сухого пепла (в мг на 100 г пепла)
по Л. А Башариной

Компоненты	Образцы									Среднее содержание
	749а	749б	749в	751	752	752д	753а	753б	755	
Cl ⁻	167,0	115,0	530,0	178,0	267,0	190,0	135,0	198,0	76,0	206
F ⁻	6,7	1,5	не опр.	4,5	3,5	4,0	0,6	3,0	6,0	4,1
Br ⁻	1,6	2,1	—	1,9	1,2	1,6	сл.	сл.	1,2	1,1
SO ₄ ²⁻	438,0	356,0	938,0	696,0	650,0	289,0	237,0	464,0	286,0	462
SO ₃ ²⁻	3,8	6,2	—	4,8	2,1	2,4	3,4	3,6	4,6	3,4
HCO ₃ ⁻	104,0	12,0	—	19,0	56,0	46,0	42,0	18,0	56,0	39,7
Na ⁺	32,0	10,0	124,0	41,0	24,0	16,8	17,5	16,6	35,0	35,2
K ⁺	11,5	3,0	34,5	10,0	13,0	6,7	3,8	2,4	13,0	10,9
Ca ²⁺	185,0	84,0	489,0	182,0	132,0	171,0	109,0	180,0	102,0	192,7
Mg ²⁺	17,3	26,8	38,8	27,7	37,0	26,0	21,0	25,0	24,0	27,1
Al ³⁺	21,0	3,5	18,0	8,0	9,0	6,0	6,5	11,0	3,5	9,6
Fe ³⁺	4,0	1,1	2,9	2,0	1,5	1,4	3,2	3,0	1,1	2,2
Fe ²⁺	6,5	2,0	11,0	2,8	2,6	2,2	2,6	2,0	2,5	3,8
SiO ₂	15,0	4,5	2,5	10,0	9,0	12,0	20,0	5,0	8,0	9,6
H ₃ BO ₃	3,5	1,5	1,8	3,0	3,6	1,6	2,8	2,4	4,2	2,7
S	18,0	25,6	не опр	17,9	32,0	22,4	23,5	22,0	16,4	22,2
Итого:										1022,3

содержания в Мировом океане. Мы вправе полагать, что истинное значение легко растворимого Na в пирокластических продуктах значительно больше нашего среднего, так как для него свойственна тенденция быстро уходить из свежих пеплов. В пепле, выпавшем на снег и собранном вместе со снегом, Na улавливается только в растаявшем снегу: последующие водные вытяжки уже не дают результата.

Возможно, что значительная часть Na связывается в пеплово-газовых облаках с конденсирующимися парами вулканической и атмосферной воды и выпадает на поверхность Земли независимо от пепла. Избыток K, Mg и очень большой избыток вулканического Ca, по сравне-

Содержание основных компонентов в Мировом океане по Э. Д. Гольдбергу

Компоненты	Концентрация, мг/л	Общее содержание в Мировом океане, т	Форма содержания в морской воде
Cl	1900	$27,2 \cdot 10^{15}$	Cl^{-1}
F	1,3	$18,7 \cdot 10^{12}$	F^{-1}
Br	65	$9,3 \cdot 10^{13}$	Br^{-1}
SO_4	2650	$3,8 \cdot 10^{15}$	SO_4^{-2}
NCO_3	142,3	$0,2 \cdot 10^{15}$	Весь С океана пересчитан на HCO_3^-
Na	10500	$15,1 \cdot 10^{15}$	Na^+
K	380	$0,5 \cdot 10^{15}$	K^+
Ca	400	$0,6 \cdot 10^{15}$	Ca^{2+} ; CaSO_4
Mg	1350	$1,9 \cdot 10^{15}$	Mg^{2+} ; MgSO_4
Al^{3+}	0,01	$14,4 \cdot 10^9$	$\text{Fe}(\text{OH})_3$ (твердая)
Fe	0,01	$14,4 \cdot 10^9$	Весь В океана пересчитан на H_3BO_3
N_3BO_3	26,4	$3,8 \cdot 10^{13}$	

нию с их количествами в воде Мирового океана, закономерен. Известно, что огромные массы этих металлов, особенно Ca, расходовались и расходуются в процессах образования хемогенных и органогенных осадков.

Несомненно, определенную роль в качестве поставщиков анионов и катионов морской воды играли фумаролы и гидротермы.

Итак, мы приходим к следующему основному выводу. В течение геологической истории параллельно с накоплением на поверхности Земли силикатных вулканических продуктов и формированием из них горных пород, слагающих земную кору, происходило накопление вулканогенной воды и формирование ее солевого состава, постепенно приведшее к образованию современного Мирового океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Башарина Л. А. Водные вытяжки пепла и газы пепловой тучи вулкана Безымянного. Бюллетень вулканологической станции, № 27, 1958.
- Гольдберг Э. Д. Геохимия моря. «Геохимия литогенеза», М., ИЛ, 1963.
- Калинин Г. П., Бреслав Е. И., Клиге Р. К. Исследование изменения среднегодового уровня океана и некоторых морей. В кн.: «Глобальный водообмен», М., «Наука», 1975.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры. «Геохимия», № 12, 1976.

УДК (551.21:551.242.3):553.2(479)

Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДZE, Т. В. ДЖАНЕЛИДZE

О РУДОНОСНОСТИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА БОЛЬШОГО КAVKAZA

После известных работ А. Н. Заварицкого (1937, 1943), посвященных генезису колчеданных месторождений Урала, идея о рудоносности эффузивного вулканизма вообще и геосинклинального в частности, была выдвинута Г. С. Дзоценидзе (1960) в докладе, прочитанном им в 1958 г. на II Всесоюзном петрографическом совещании в Ташкенте. В этом докладе, послужившем истоком для дальнейших исследований Г. С. Дзоценидзе в области рудоносности вулканогенных формаций, которым он посвятил последние 20 лет своей жизни, приведены фактические материалы по рудным месторождениям Грузии, доказывающие наличие непосредственной генетической связи оруденения с вулканизмом. Наиболее убедительно обнажение в Шуахевском районе Аджарской АССР, где наблюдается внутрiformационная туфобрекчия, состоящая из обломков гидротермальных метасоматитов и серноколчеданных руд, сцементированных туфовым материалом. Этот горизонт расположен в среднеэоценовой вулканогенной толще непосредственно над известным серноколчеданным оруденением данного района, наиболее отчетливо выраженном на Цабланском месторождении. Приведенные факты позволяют сделать вывод о сингенетичности серноколчеданной минерализации с эоценовым геосинклинальным вулканизмом. Аналогичные наблюдения Г. С. Дзоценидзе привел и по Болнисскому рудному району.

Идея о рудоносности вулканизма была развита в его многочисленных дальнейших работах (Дзоценидзе, 1965, 1969), ныне пользующихся широкой популярностью среди как советских, так и зарубежных геологов. Эти представления были использованы не столько петрологами, сколько геологами-рудниками (Котляр, Фаворская, 1962; Смирнов, Гончарова, 1960 и др.). Вслед за тем информация о роли вулканизма в формировании осадочных горных пород и руд стала столь бурно расти, что создалась необходимость проведения широкого обсуждения данной проблемы. В результате в 1963 г. сначала в Москве, а затем в Тбилиси состоялось два специальных совещания, созванных Министерством геологии СССР и Академиями наук СССР и ГССР. Первое из них было посвящено вопросу рудоносности вулканогенных формаций

(Рудоносность..., 1965), а последующее, явившееся Шестым всесоюзным литологическим совещанием,—вопросу о роли вулканизма в формировании горных пород и руд (Вулканогенно-осадочные формации..., 1965).

Вне связи с названными исследованиями советских геологов за рубежом также возникла проблема влияния вулканизма на образование некоторых месторождений полезных ископаемых. Х. Офтедаль (Ofte Dahl, 1958) первым поднял этого вопрос в краткой статье, а дальнейшее его развитие оставил за другими авторами (Williams, 1962; Anderson, 1969 и многие другие). В 60-х годах публикации, посвященные данной проблеме в Союзе и за рубежом, стали перекликаться, вследствие чего наличие тесной связи месторождений некоторых рудных формаций с вулканизмом ныне ни у кого не вызывает сомнения, так же как и наличие самостоятельного генетического класса вулканогенных месторождений (Смирнов, 1976; Котляр, 1968, и др.).

Не имея возможности осветить в предлагаемой краткой статье все аспекты проблемы рудоносности вулканических процессов, мы здесь останавливаемся лишь на одном достаточно существенном вопросе — о роли геосинклинального вулканизма в образовании рудных месторождений, причем не всей гаммы сопровождающих его оруденений, а только колчеданной рудной формации.

Г. С. Дзоценидзе, являвшийся выдающимся петрологом, а также вдумчивым геологом, в своих работах, естественно, использовал геологические факты, подтверждающие выдвинутую им идею о связи рудной минерализации с вулканизмом. Механизм процесса рудоотложения так же, как и физико-химические аспекты, его интересовали в меньшей степени. Изучением этой проблемы исследователи занялись значительно позднее, и в настоящее время ей посвящено большое количество детальных работ. Последние касаются преимущественно отдельных рудных формаций и, несмотря на свою многочисленность, пока не в состоянии осветить проблему в целом.

Пожалуй, наибольшего внимания как петрологов, так преимущественно геологов-рудников заслужили колчеданные месторождения, глобальное обобщение по геологии и генезису которых недавно вышло в свет (Колчеданные месторождения мира, 1979), а С. Н. Ивановым подготовлено к изданию еще более обширное исследование на эту тему. Эти два, несомненно, квалифицированно составленные труда подводят итоги многолетним систематическим исследованиям месторождений колчеданной группы формаций и однозначно свидетельствуют о связи оруденения с геосинклинальным базальтоидным вулканизмом.

Опыты систематики колчеданных месторождений, основанные на их формационной принадлежности и геотектонической характеристике рудных провинций (Твалчрелидзе, 1978; Колчеданные месторождения мира, 1979), приводят к выделению их пяти типов — уральского, кипрского, малокавказского, рудноалтайского и филизчайского. Каждый

из них обладает специфичным составом, генезисом, морфологией и связью с вулканизмом. Наиболее детально изучены классические колчеданные месторождения уральского типа, тогда как характерные представители месторождений кипрского типа пока в СССР не обнаружены, вследствие чего остаются не исследованными. Достаточно длительные детальные исследования, преимущественно по Уралу, А. А. Маракушева и Т. И. Фроловой (1972, 1977), Т. И. Фроловой и др. (1974), М. Б. Бородаевской, А. И. Кривцова и Е. П. Ширая (1976), и др. дали основание для использования в качестве признака рудоносности представления о наличии в мощных вулканогенных геосинклинальных толщах трех типов формаций: недифференцированной базальтоидной, безрудной и рудоносных дифференцированных контрастной базальт-липаритовой и непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой. В основу этих представлений была положена идея Д. С. Штейнберга (1963) о направлении дифференциации базальтовой магмы.

В результате А. А. Маракушевым была развита стройная гипотеза эволюции геосинклинальной толеит-базальтовой магмы по различным моделям, определяемым внешними условиями ее дифференциации. В соответствии с ней первоначальная ювенильная магма в условиях земной коры под влиянием ликвации может дать крайние продукты (базальт-липарит) либо непрерывно эволюционировать, давая гомодромный ряд дифференциатов — базальт, андезит, дацит, липарит. Каждому процессу свойственны свои петрохимические особенности и, что особенно важно для познания закономерностей рудообразования, положение гидротермальной системы, возникновение которой обусловлено флюидной фазой магматического расплава.

Отмеченные идеи, питавшиеся обильным уральским фактическим материалом, позволили с достаточной убедительностью обосновать представления о генезисе колчеданных месторождений уральского типа. Они находят применение и для расшифровки происхождения некоторых месторождений Кавказа.

На примере Большого Кавказа мы в состоянии рассмотреть два типа месторождений — уральский и филизчайский, убедившись в их достаточно значительных различиях как в геотектонических позициях рудоносных территорий, так и в направлениях эволюции рудоносного магматизма.

Месторождения уральского типа на Большом Кавказе размещены в герцинской эвгеосинклинальной зоне Передового хребта (Колчеданные месторождения., 1973). Зона эта может быть интерпретирована как океанический бассейн, окаймлявший в раннем-среднем палеозое с севера и юга двумя шельфами, каковыми себе можно представить южную окраину Восточно-Европейской платформы и геантиклиналь Главного Кавказского хребта (Адамия, Закариадзе, Лордкипанидзе, 1977). В пределах бассейна Передового хребта Северного Кав-

каза, начиная со среднего девона, проявилась бурная активность геосинклинального толеит-базальтового вулканизма, с которым связано накопление мощных вулканогенно-осадочных толщ. В нижней их части (кызылькольская свита) залегают известные палеозойские колчеданные месторождения — Уруп, Худес, Бескес и другие, всегда ассоциирующие с кислыми дифференциатами базальтоидного вулканизма.

Многочисленные исследователи этих месторождений, начиная от В. И. Смирнова и Т. Я. Гончаровой (1960) до большого коллектива местных геологов (Колчеданные месторождения..., 1973) приходят к единодушному мнению о сингенетичности оруденения с вулканизмом, генетической связи с кислыми его дифференциатами и принадлежности к вулканогенно-осадочному и отчасти вулканогенно-гидротермальному типам.

Не имея здесь места ни для описания этих, неоднократно упоминавшихся в литературе месторождений, ни для подробного рассмотрения вопросов генезиса оруденения, отметим лишь последнее детальное и разностороннее исследование колчеданных месторождений Большого Кавказа, подводящее итог длительной истории их изучения (А. Г. Твалчрелидзе, В. З. Ярошевич). В отмеченной небольшой, но насыщенной обильным материалом книге предлагаются две геохимические модели — для Урупского медно-цинковоколчеданного месторождения и для колчеданно-полиметаллических (и медно-пирротиновых) месторождений зоны Южного склона.

В соответствии с геохимической моделью образования Урупского месторождения оруденение приурочено к вулканическому аппарату центрального типа. Гидротермальная система возникла одновременно с активным вулканизмом, соответствуя времени ликвации толеитовой магмы на базальтовый и липаритовый расплавы. В донной части палеовулканической депрессии предполагается расслоение морской воды с локализацией придонного восстановительного рассола. Убедительно обосновывается быстрое отложение сульфидных руд с последующей их раскристаллизацией и перераспределением рудослагающих элементов, чем и обусловлено образование сплошных и ритмично-слоистых руд.

Иная обстановка выявляется в юрской зоне Южного склона Большого Кавказа. Как недавно было показано (Г. Твалчрелидзе, Т. Джанелидзе, 1978), эту зону можно отнести к категории окраинных морей. Развитие ее в палеозое осуществлялось в условиях мелководного устойчивого шельфа, о чем свидетельствуют небольшой мощности миогеосинклинальные осадки, охватывающие возрастной диапазон от девона до триаса (Милановский, Хаин, 1963). В начале юры произошло резкое погружение зоны, зафиксированное большой мощностью слагающих ее песчано-сланцевых отложений лейаса. Одновременно отме-

чается смена миегосинклинальных условий осадконакопления эвгеосинклинальными. Последние устанавливаются характером магматизма.

На заре геологического изучения Большого Кавказа мощные толщи глинистых сланцев, слагающие зону Южного склона, были отнесены к палеозою. Позднее скупые палеонтологические данные так же, как и палеогеографические построения, послужили основанием для датирования их лейасом. Со временем здесь по различным признакам (фациальному, степени метаморфизма, интенсивности складчатости, ископаемой фауне) были наравне с лейасом выделены и палеозойские образования. Вместе с тем все эти монотонные глинистые сланцы и песчаники считались амагматичными, за исключением известных диабазовых поясов Л. А. Варданянца и редких выходов габброидных пород. Эти магматичные проявления по аналогии с порфиритовой свитой, развитой южнее в пределах Гагринско-Джавской зоны (Гамкрелидзе, 1957), предположительно датировались байосским возрастом (Дзоценидзе, 1948).

Уже достаточно давно, еще до революции, вдоль диабазового пояса Южного склона отмечались многочисленные проявления и мелкие месторождения медно-пирротиновых руд. Некоторые из них (жилы «Английская» и «Кузнечная» в Кахети, залежь Алхой-чоч вблизи Ларса, Девдоракское месторождение на склонах горы Казбеки и др.) даже кустарно обрабатывались. В течение ряда довоенных лет производилась поисковая разведка медно-пирротиновых рудопроявлений в Горной Абхазии (Д. И. Купарадзе), Кахети (Г. И. Харашвили), Раче (Г. И. Тогонидзе) и Сванети (З. И. Чхиквишвили). Рудопроявления были отнесены к гидротермальным и большинством исследователей парагенетически связывались с диабазовыми дайками, к которым они пространственно тяготеют. Поскольку глинистые сланцы представляют собой среду малоблагоприятную для метасоматического замещения, то медно-пирротиновая формация была отнесена к малоперспективной.

Положение коренным образом изменилось после открытия в Белоканском районе Азербайджана крупного стратиформного колчеданно-полиметаллического месторождения Фелиз-чай, а затем вблизи него месторождений Катех и Кац-даг, а также медно-пирротинового Кизылдере в Дагестане. Началось широкое всестороннее изучение выявленных месторождений, многих ранее известных и вновь обнаруженных рудопроявлений, а также геологического строения всей сланцевой юры Южного склона. Упомянуть всех современных исследователей рудности данной зоны нет возможности. Отметим только, что вслед за В. И. Смирновым (1967) подавляющее большинство авторов придерживается мнения о вулканогенно-осадочном происхождении пластообразных рудных залежей согласных с вмещающими глинистыми сланцами и гидротермальном — известных ранее проявлений. Страти-

формные колчеданно-полиметаллические месторождения относятся к сложным полигенным и полиформационным образованиям (Г. Твалчрелидзе, Буадзе, 1973 и др.).

Параллельно с поисками и разведкой новых месторождений цветных металлов в зоне Южного склона проведены детальные геологические исследования, в том числе петрологические. В результате выявлено большое число проявлений юрского геосинклинального вулканизма, остававшихся до последнего времени неизвестными. Вулканогенные породы были обнаружены и изучены в Грузии (М. А. Беридзе и др., 1978), в Горном Дагестане (В. Б. Черницын и А. Г. Долгих), Азербайджане и других частях зоны. Петрологическое обобщение данных о магматизме Южного склона выполнено А. Г. Твалчрелидзе и В. З. Ярошевичем. Они объединили геологические наблюдения многочисленных авторов, произвели петрохимические расчеты и дали их сводную характеристику.

По представлениям этих исследователей эволюция нижнеюрского геосинклинального вулканизма соответствует антидромному ряду пород. Первые признаки вулканогенных пород появляются в синемюре и представлены кислыми вулканитами, названными кварц-порфирами. В дальнейшей истории геологического развития зоны Южного склона существенно кислый вулканизм сменяется основным, и в разрезах среднего лейаса мы имеем дело с покровами и пирокластолитами толеитовых базальтов. Еще выше по разрезу встречаются диабазы и габброиды, по-видимому, байосского возраста, сменяющиеся в бате проявлениями кислых дифференциатов базальтоидной магмы — дайками дацитов и кварц-порфиров.

Таким образом, развитие магматизма следует от кислого через основную, замыкаясь к концу раннеальпийского тектонического цикла снова выплавками кислых магм. Можно видеть, что развитие геосинклинального вулканизма зоны Южного склона обратное направлению, разработанному для первичных эвгеосинклиналей уральского типа, где А. А. Маракушев с сотрудниками наметил следующие вехи для дифференциации толеит-базальтовой магмы: базальт-андезит-дацит-липарит.

Объяснение аномальной эволюции вулканизма, как нам представлялось и ранее (Г. Твалчрелидзе, Т. Джанелидзе, 1978), следует искать в геотектонических особенностях данной зоны. В герцинском цикле она подстилалась зрелой континентальной корой, обеспечившей ей стабильное положение. В начале юры погружение зоны, по-видимому, сопровождалось проникновением вдоль глубинных разломов ювенильной магмы, испытавшей контаминацию за счет ассимиляции сиалической коры. Свидетелями этого процесса и служат синемюрские кварц-порфиры, ныне наблюдаемые на северной периферии зоны Южного склона.

После синемюра зона, вплоть до бата, становится ареной проявления типично геосинклинального толеит-базальтового вулканизма. Магма, по данным В. И. Буадзе и Г. М. Бенидзе, поступала вдоль крупных разломов, фиксирующихся протяженными некомпенсированными депрессиями на дне лейасского моря. Эти зоны растяжения в дальнейшей геологической истории служили областями мощного сжатия и надвиговых перекрытий. Поступление в глубоководный морской бассейн недифференцированной толеит-базальтовой магмы знаменует установившиеся здесь океанические условия, что подразумевает деструкцию существовавшей в палеозое континентальной коры и возникновение крупной впадины окраинного моря. Эта последняя оконтуривалась на севере и юге островодужными системами Главного хребта и периферии Закавказского срединного массива.

Обращает на себя внимание приуроченность стратиформных колчеданных залежей к различным горизонтам, непосредственно перекрывающим пояса развития основных вулканитов. Такая ассоциация в пространстве и времени проявлений магматизма и оруденения служит основанием для предположения о наличии генетического родства медно-пирротиновой и колчеданно-полиметаллической минерализаций с вулканизмом и принадлежности месторождений к вулканогенному типу. Вместе с тем здесь, в отличие от колчеданных месторождений уральского, малокавказского и рудноалтайского типов, имеет место связь оруденения не с кислыми дифференциатами базальтоидной магмы, не с вулканитами контрастной или непрерывной формаций, а с недифференцированными толеитовыми базальтами. Аналогичная картина наблюдается и в медноколчеданных месторождениях кипрского типа, приуроченных к офиолитовым зонам.

Если рудоносная гидротермальная система находит свое закономерное положение в схеме дифференциации толеитовой магмы, то ее связь с недифференцированными базальтами остается неясной, поскольку в провинциях уральского типа такая формация остается безрудной (Фролова и др., 1974 и др.). А. Г. Твалчрелидзе и В. З. Ярошевич в своей геохимической модели, построенной для колчеданных месторождений сланцевых геосинклиналей, высказывают соображение о длительности существования гидротермальной системы, активно действовавшей от синемюра до бата. Эта неплохая в принципе мысль требует подтверждения дополнительными исследованиями. Можно полагать, что повышенная флюиальность толеитовых базальтов данной зоны может быть обусловлена историей их развития по антидромному ряду — от кислого риолитового расплава к базальту, что в принципе не противоречит схеме А. А. Маракушева.

Таким образом, раннеюрская история вулканизма и рудоносности зоны Южного склона Большого Кавказа может быть интерпретирована как история развития бассейна типа окраинного моря, заложенного

на древней континентальной коре и залеченного в бате молодой континентальной корой. С этими особенностями и следует связывать специфику вулканизма и металлогении Большого Кавказа в раннеальпийском цикле его развития.

ЛИТЕРАТУРА

- Беридзе М. А., Джанелидзе Т. В., Дудаури О. З., Гогишвили Т. Ш. Новые данные о мезозойских магматических комплексах Грузии. Мат. докл. II Регион. петр. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси, «Мецниереба», 1978.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П. Особенности раннегеосинклинального вулканизма и оруденения в колчеданоносных провинциях различных типов. Геол. рудн. мест., 1976, № 1.
- Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965.
- Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. ГИН, геол. сер., т. X(XV). Изд. АН СССР, Тбилиси, 1957.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд. АН СССР, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии). В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Госгеолтехиздат, 1960.
- Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Заварицкий А. Н. О эффузивных магматических месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 4.
- Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 3.
- Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. В кн.: «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., «Недра», 1968.
- Котляр В. Н., Фаворская М. А. О взаимоотношении некоторых типов оруденения с эффузивными формациями. В кн.: «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.
- Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М., «Недра», 1973.
- Колчеданные месторождения мира. М., «Недра», 1979.
- Маракушев А. А., Фролова Т. И. Достижения и проблемы региональной петрологии. Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 12.
- Маракушев А. А., Фролова Т. И., Яковлева Е. Б., Емельяненко П. Ф. Магматизм и земная кора. Вестн. МГУ, 1977, № 1.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963.
- Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965.
- Смирнов В. И. Соотношение осадочного и гидротермального процесса при формировании колчеданных руд в юрских флишондах Большого Кавказа. ДАН СССР, 1967, т. 177, № 1.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1976.
- Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений Западной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 7.

- Твалчрелидзе Г. А. О типах колчеданных месторождений и провинций. Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 10.
- Твалчрелидзе Г. А., Буадзе В. И. Геологические особенности и условия формирования колчеданно-полиметаллических месторождений сланцевых эвгеосинклиналей. В кн.: Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Тр. Ин-та геол. и геох., вып. 102, Свердловск, 1973.
- Твалчрелидзе Г. А., Джанелидзе Т. В. Некоторые особенности магматизма и металлогении Южного склона Большого Кавказа. Тез. докл. «Рудоносность магматических формаций». Тбилиси, «Мецниереба», 1978.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гушин А. В., Петрова М. А., Рогов В. И. О петрологических различиях колчеданоносных и неколчеданоносных вулканогенных формаций геосинклиналей. В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли, Владивосток, 1974.
- Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала, т. I, Свердловск, 1963.
- Anderson Ch. A. Massive Sulphide Deposits and Volcanism Econ. 9 col., 1969, № 2, p. 586—603.
- Oftedahl Ch. A theory of exhalative-sedimentary ores geol. fören. Stockholm förhandt., № 1, 1958.
- Williams D. Further reflections on the origin of the porphyries and ores of Rio Tinto, Spain. „Eull. Ynstin Mininy and Metallurgy“, 1962, № 5.
-

УДК 551.21:551(479)

М. А. БЕРИДЗЕ

ЮРСКИЙ БАЗАЛЬТОИДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В СВЕТЕ ИДЕЙ АКАДЕМИКА Г. С. ДЗОЦЕНИДZE

В обширном круге научных интересов академика Г. С. Дзоценидзе проблема диабазов Кавказа, несомненно, занимала одно из важных мест. Несмотря на то, что эта проблема еще в начале нашего столетия уже получила довольно полное освещение, благодаря исследованиям Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Д. С. Белянкина, Г. С. Дзоценидзе сумел разрешить и поднять ряд важных вопросов, которые бесспорно стали руководящими для геологов, исследующих Кавказский регион.

Обзор истории изучения диабазов Кавказа, данный в монографии Г. С. Дзоценидзе (1948), и его специальные статьи, посвященные памяти Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (Дзоценидзе, 1963) и Д. С. Белянкина (Татришвили, Дзоценидзе и др., 1971), являются образцом глубокого объективного анализа научного наследия прошлого. Г. С. Дзоценидзе показал, что вопросы о главных петрологических типах и возрасте являются первостепенными в проблеме диабазов Кавказа. Он особо подчеркнул, что предложенное впервые Д. С. Белянкиным (1914) для хевсуретской части Центрального Кавказа разделение диабазовых пород на альбитовые (колотанский тип) и лабрадоровые (ассинский тип), подтвердившееся, в частности, и наблюдениями Г. С. Дзоценидзе (Дзоценидзе, Крестников, 1941) в этом районе, «имеет глубокий петрологический и геологический смысл и является большой заслугой его автора». Для большей убедительности Г. С. Дзоценидзе приводит данные и тех исследователей, которые изучали диабазы из различных районов Большого Кавказа.

Так, западнее Хевсурети, в районе Военно-Грузинской дороги, В. П. Ренгартен (1940), основываясь на петрографических описаниях Л. А. Варданянца, выделяет: 1) породы диабазово-диоритового ряда, приуроченные к древним кристаллическим массивам (Дарьяльский, Гвелетский) и налегающим на них отложениям кистинской и циклаурской свит и 2) группу вторичных альбитофиров, залегающих в верхней части циклаурской и низах казбекской свит. Впоследствии Д. К. Андреев (1945) уралитово-лабрадоровые породы диабаз-диоритового ряда параллелизовал с ассинской, а альбитовые диабазы из группы

вторичных альбитофиоров — с колотанской формацией Д. С. Белякина.

В пределах Верхней Рачи Н. Ф. Татришвили (1941), К. Н. Чичинадзе (1945) и М. А. Беридзе (1963) описаны авгит-альбитовые и уралито-лабрадоровые разновидности с развитием первой в нижних, а второй — в верхних частях юрской аспидно-сланцевой серии. При этом Н. Ф. Татришвили охарактеризовала также диабазы с основным плагиоклазом и со свежей компактной роговой обманкой, аналоги которых из района Архотского перевала Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1898) называет «настоящими диоритами». Наличие этого типа пород, как подчеркивал Г. С. Дзоценидзе (1948), имеет важное значение, так как именно такие разновидности, по В. П. Ренгартену (1940) и секут «пологий свод сложнопостроенной Дарьяльской антиклинали» и, следовательно, именно только их, как будет показано ниже, можно считать посткелловейскими образованиями. Следует отметить, что породы с основным плагиоклазом и роговой обманкой, под названием спессартитов, описаны также в Заалазанской Кахети (данные М. П. Пруидзе, Г. М. Бенидзе, Н. Г. Акимидзе и Э. М. Адамашвили).

В Нижней Сванети Г. М. Заридзе (1941, 1947) охарактеризовал диабазовые породы как с основным, так и альбитизированным плагиоклазом.

В Абхазии, по данным Г. Р. Чхотуа (1941), К. Г. Акимидзе (1968), О. З. Дудаури, М. Г. Тогонидзе (1972) и М. А. Беридзе (1972), многочисленные маломощные дайки уралитово-лабрадоровых диабазов ассинского типа приурочены к нижней части плинсбахской адгарской свиты, тектонически контактирующей с породами древнего кристаллического комплекса; развитые в верхней части сланцевой серии более мощные диабазовые жилы (районы перевала Анчхо, Чамашха и др.) по составу являются пироксеновыми альбитовыми (альбитизированными) породами и соответствуют Колотанской формации.

Восточнее Хевсурети, в Заалазанской Кахети, по данным Ш. А. Азизбекова и М. М. Алиева (1940), Л. А. Варданянца (1940) и М. П. Пруидзе (1979) в сланцевой свите среднего лейаса залегают многочисленные дайки и пластовые жилы уралитово-лабрадоровых диабазов, соответствующих Ассинской формации. Аналоги колотанского типа здесь представлены собственно эффузивной и субвулканической фациями.

Значительным вкладом в дальнейшее развитие идей о главных петрологических типах диабазов явилось установление впервые Г. С. Дзоценидзе спилитовой фации в нижней части порфиритовой серии байоса Юго-Осети и Рачи, сменяющейся вверх вулканитами нормальных (лабрадоровых) порфиристов. Важно подчеркнуть, что такое подразделение порфиритовой серии в дальнейшем подтвердилось и в других районах Грузии (Т. Джанелидзе, 1969, 1972; Беридзе, 1970).

Прослеживая латеральную смену порфиритовой формации с юга на север, Г. С. Дзоценидзе удалось наметить переходную полосу между «вулканогенной» и «сланцевой» частями геосинклинального бассейна и, тем самым, уловить геологическую связь между собственно эффузивной и субвулканической фациями этого вулканизма. В качестве такого примера он называет ущ. р. Паца в Юго-Осети и ущ. р. Сакаура с западным продолжением в сторону Чутхарского вулканического массива, в Раче. Впоследствии эта мысль подтвердилась и нашими наблюдениями по притокам р. Сакаура (Бодеура, Будзгори и др.) и в районе горы Купра (Беридзе, 1970). Аналогичную промежуточного характера геологическую позицию занимает Чаухский вулканогенный массив, с той лишь разницей, что к югу от него «вулканогенная геосинклиналь» с порфиритовой свитой не обнажается.

На этих примерах Г. С. Дзоценидзе показал, что диабазы, ассоциирующиеся в ущелье р. Паца с лабрадоровыми порфиритами, также лабрадоровые, тогда как в районе Чутхарского и Чаухского массивов, с развитием спилитовых (альбитовых) эффузивов, диабазы по составу также альбитовые. Так что диабазовые породы проявляют тесное геологическое и петрологическое родство с вулканогенными массивами, сложенными породами собственно эффузивной субфацией. Всем этим Г. С. Дзоценидзе развил полученный на основе изучения Олонецкой диабаз-порфирит-вариолитовой формации вывод Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1888) о принадлежности диабазов к породам эффузивным, а не к интрузивным.

Важно отметить, что авторы «Петрографии Грузии» (Белянкин, Петров, 1945) колотанские диабазы отнесли также к спилитовой формации и, таким образом, благодаря усилиям научной мысли всех этих геологов, петрологический аспект диабазов Большого Кавказа получил дальнейшее усовершенствование.

С таким же подходом проанализирована среднелейасовая эффузивная формация Центрального Кавказа в работах Л. А. Варданянца (1959) и А. П. Лебедева (1950). В Горной Осети Л. А. Варданянц выделяет вариолитово-габбро-диабазовую группу как единый комплекс основных пород собственно-эффузивной и субвулканической фаций. Однако их возрастная параллелизация с Чаухи-Рошкинскими эффузивами аален-байосского возраста (Гавашели, 1972) не оправдывается.

В монографии А. П. Лебедева (1950) охарактеризованы Черекско-Чегемский, Адайхох-Теплинский, Садоно-Дигорский и Терекско-Ассинский районы Центрального Кавказа. Среди однородных глинисто-сланцевых отложений среднего лейаса этот исследователь выделяет подводно-эффузивную фацию основной магмы, спилитовой природы и шаровой текстуры, при практическом отсутствии пирокластического материала. Он считает, что породы спилитового ряда формировались «в наиболее глубокой, осевой части нижнеюрской геосинклинальной

впадины», вследствие трещинного типа излияний. Спилитовые породы подводно-эффузивной фации сопровождаются субвулканической (субинтрузивной, по А. П. Лебедеву) фацией основной магмы, представленной диабазами, лейкодиабазами, витрофирами, порфиритами и мандельштейнами. Они образуют преимущественно согласные тела, пластовые инъекции, изредка тонкие апофизы и прожилки, связанные с петрографически родственной осадочно-эффузивной толщей среднего лейаса.

Вместе с тем на Центральном Кавказе выделяется и другая группа пород субвулканической (гипабисальной, по А. П. Лебедеву) фации основной магмы, соответствующая микрогаббровому ряду Л. А. Вardanянца. По данным этих авторов в ней объединяются все диабазовые породы, залегающие по всей мощности аспидно-сланцевой серии, вертикальный диапазон которых контролируется уровнем расположения Чаухских спилитовых шаровых лав (т. е. аален-байосом. — М. Б.). К этой же группе относит А. П. Лебедев уралитово-лабрадоровые диабазы, локализованные в древних кристаллических образованиях ядра Большого Кавказа. Все эти породы авторы считают аналогами Ассинской формации Д. С. Белянкина.

За последние годы накопился довольно богатый фактический материал о наличии продуктов домер-раннетоарской вулканической активности на Южном склоне Большого Кавказа, начиная от Абхазии до Азербайджана, внесший значительную ясность в закономерности развития юрского вулканизма этого региона.

В Горной Абхазии, в Чхалтинской подзоне южного склона в верхней части ацгарской и низах ахейской свит домер-раннетоарского возраста (верховья р. Бзыби) были выявлены (Беридзе, Буадзе, 1977) базальтоиды спилитовой природы с непрерывным структурным рядом пород диабаз-гиалодиабаз-вариолит-витрофирит, образующих шаровые и в разной степени фрагментированные лавовые потоки, а также пластовые жилы субвулканической фации. Эффузивы сопровождаются изолированно-шаровыми, обломочно-шаровыми и гиалокластитовыми брекчиями, обычные же пирокластолиты в толще отсутствуют.

В Казбекском районе, по Военно-Грузинской дороге, Г. А. Чихрадзе (1979) в верхней части циклаурской свиты среднего лейаса описал спилитовые лавовые покровы как шаровой, так и компактной текстуры, чередующиеся с глинистыми сланцами и сопровождающиеся спилитовыми же диабазами субвулканической фации. В этой толще, при видимой общей мощности 430 м, нами были подсчитаны 24 лавовых потока при общей мощности 182 м и мощности отдельных потоков от 0,5 до 26 м; суммарная мощность диабазов субвулканической фации 117 м. Среди эффузивов преобладают породы с офитовой и вариолитовой структурами. Несколько западнее выходы шаровых лав были зафиксированы нами на водоразделе рр. Блотасцкали и Ткипаисцкали

и на левом борту Девдоракского ледника (этот последний выход увязывается с аналогичными образованиями Северной Осетии, охарактеризованными Л. А. Варданянцем). Шаровые лавы спилитовых базальтоидов, сопровождающиеся изолированно-шаровыми и обломочно-шаровыми брекчиями, отмечены нами на правом склоне ущ. р. Джута, между ее притоками Нарванисцкали и Вешатцкаро, примыкающего с юго-западной стороны к полосе развития альбитовых диабазов хр. Чимгисклде — р. Колотани.

В Заалазанской Кахети подушечные и шаровые лавы спилитовых базальтоидов, по данным М. П. Пруидзе (1979), встречаются на трех стратиграфических уровнях: 1) домер-нижнем тоаре, 2) верхнем тоаре и 3) аален-байосе.

Наиболее представительными являются вулканиты домер-ранне-тоарского возраста (ущелья рек Панкиси, Стори, Кабали, Лагодехисхеви, Шромисхеви, Мацими). В восточной части района они входят в состав Филлизчайской серии. Эффузивы подушечных лав, сменяющиеся местами массивными разновидностями, сопровождаются брекчиями того же состава (изолированно-подушечные и обломочно-подушечные брекчии, по нашим наблюдениям). Настоящий же пирокластический материал не встречается (Пруидзе, 1979; Квиникадзе, 1978).

Поздне-тоарские эффузивы, по данным М. П. Пруидзе, К. Г. Акимидзе и Э. М. Адамашвили, обнажаются только в восточной части Заалазанской Кахети, в ущельях рек Бнелихеви и Салесависгеле. Спилитовые базальтоиды аален-байосского возраста развиты также локально, в окрестностях г. Шакриани и приурочены к толще песчано-глинистых сланцев с конкрециями глинистого сидерита. По своему стратиграфическому положению их можно параллелизовать с Чаухи-Рошкинской полосой спилитовых эффузивов.

А. Г. Долгих и В. Б. Черницын (1971), описывая поздне-тоарский и позднеааленский комплексы собственно эффузивной и субвулканической фаций основной магмы Горного Дагестана, подчеркивают тесную связь шаровых лав диабаз-порфирит-вариолитового ряда с силами и дайками габбро-диабазов, диабазов и диабаз-порфиритов. Среди субвулканитов позднего аалена упоминаются также оливиновые диабазы, пикриты и пикрит-диабазы. Кстати отметим, что пикриты описываются также в Горной Осети (Жокаев, Плошко, 1975). Для обоих комплексов характерно отсутствие пирокластических пород, указывающих, по мнению авторов, на трещинный характер излияний.

Как видим, состав и геологическая позиция обоих комплексов спилит-диабазовой формации Горного Дагестана во многом сходны с аналогичными образованиями других районов Центрального Кавказа, однако датировать нижний комплекс только верхним тоаром нам кажется сомнительным.

Прежде чем перейти к возрасту диабазовых пород Большого Кав-

каза, необходимо отметить еще одну их важную петрологическую особенность. В результате обобщения имеющегося петрохимического материала (Ломизе, Суханов, 1974; Беридзе, Пруидзе, Чихрадзе, 1977) устанавливается, что диабазовые породы Большого Кавказа по составу наиболее близко стоят к толеитовым базальтам океанического типа, тогда как среднеюрские порфириды южных тектонических зон соответствуют породам нормальных известково-щелочных серий (Дзоценидзе, 1948; Т. Джанелидзе, 1969, 1972). Ясно, что здесь имеется типичный пример петрохимического различия вулканизма трога глубоководного или даже океанического типа и примыкающей к ней островодужной полосы, геодинамическую сущность которой отметил Г. С. Дзоценидзе (1948) более чем 30 лет тому назад.

Вопрос возраста диабазовых пород Большого Кавказа, несмотря на усилия целой плеяды геологов, по сей день остается спорным.

Еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Д. С. Белянкин считали, что как колотанские, так и ассинские диабазы образовались из одного магматического очага. В частности Д. С. Белянкин писал: «Весьма возможно, что мы имеем в данном случае дело с одним из обычных явлений дифференциации единой диабазовой магмы на части: 1) богатую натром и 2) богатую известью».

Далее Д. С. Белянкин делает правильное заключение, когда пишет, что «колотанские диабазы отвердели на неглубоких горизонтах или выходили на земную поверхность (под водой?)» и, следовательно, их внедрение происходило в приблизительно горизонтально залегающие осадочные породы. Однако, наблюдая вертикальное и вместе с тем параллельное с вмещающими осадочными породами залегание диабазов ассинского типа, при таком же вертикальном и взаимопараллельном расположении диабазов в древних кристаллических массивах Дарьяла и Гвелети, этот исследователь заключает, что ассинские диабазы интродировали уже в значительно дислоцированные слои аспидно-сланцевой толщи.

Таким образом, Д. С. Белянкин диабазы колотанского и ассинского типа, по петрологическим соображениям, считает разновозрастными, но, сталкиваясь со сложностью геологической ситуации, их образование отделено друг от друга значительным интервалом времени. Характерно, что именно эта сложная и противоречивая ситуация оставалась основным препятствием для последующих исследователей этого вопроса.

Так В. П. Ренгартен (1940), изучая диабазовые породы Военно-Грузинской дороги, считал, что внедрение магмы, давшей породы диабаз-диоритового ряда, происходило в сильно дислоцированной толще, так как диабазы и вмещающие их глинисто-сланцевые отложения имеют одинаковые крутые углы падения, слагая, по его мнению, крылья антиклиналей. Этому исследователю удалось наблюдать лишь один

случай, когда крутопадающие роговообманковые диабазы секут пологий свод сложнопостроенной Дарьяльской антиклинали. По поводу этого факта Г. С. Дзоценидзе (1948) высказал справедливое замечание, что эти диабазы, отличающиеся от большинства остальных наличием первичной роговой обманки, возможно, и являются более молодыми образованиями. Так что решение вопроса возраста большинства диабазов ассинского типа, залегающих в кистинкской и циклаурской свитах, на основе таких фактов не представляется возможным.

Многие исследователи (Пейве, 1945; Андреев, 1945; Лебедев, 1950; Ажгирей, 1956) допускают, что антиклинальная структура и соответственно система трещин гранитных массивов должны были формироваться в предкелловейское (батское) время и поэтому ассинские диабазы датируются ими как батские, т. е. принимаются за синорогенные образования. Однако, если даже согласиться с вышеприведенным рассуждением, все равно, как справедливо заметил Г. С. Дзоценидзе (1948), непонятно игнорирование роли верхнелейасовой (донецкой) орофазы в формировании антиклинальных структур этих массивов. Такое допущение стоит также в противоречии с хорошо обоснованным общим соображением Г. С. Дзоценидзе (1948) и Г. М. Заридзе (1944) о том, что в юрском магматическом цикле Кавказа спилит-порфирит-диабазовая формация формировалась в доорогенное (байосское) время, синорогенными же (батскими) являются гранитоидные породы.

Следует отметить и то, что по представлению одних исследователей все уралитово-лабрадоровые диабазы, расположенные как в древних гранитных массивах, так и юрских сланцах, являются батскими (Лебедев, 1950), по мнению же других геологов (Андреев, 1945; Ажгирей, 1956; Пруидзе, 1979) только секущие граниты уралитово-лабрадоровые диабазы могут быть батскими, остальные же являются лейасовыми. Существуют и более крайние мнения, согласно которым все ассинские диабазы считаются или доюрскими (Афанасьев, 1959) или послекелловейскими образованиями (Ренгартен, 1940; Варданянц, 1959).

Анализируя эти противоречивые заключения, Г. С. Дзоценидзе (1963) вполне справедливо заметил, что «как не обоснованно было отнесение всех зеленокаменных пород Дарьяла к группе юрских диабазов, также будет неправильно теперь отнести их к палеозою или к послеюрскому периоду». Правомочность такого заключения можно видеть, например, в факте залегания диабазовых даек, датируемых батом в гранитоидах (Дудаури, Тогонидзе, 1972).

Таким образом, на основе приведенного выше обзора проблемы диабазов Большого Кавказа можно считать бесспорно установленным факт наличия продуктов базальтоидного вулканизма как раннеюрского (домер-тоарского), так и среднеюрского (аален-байосского) возраста, соответствующих колотанскому типу Д. С. Белянкина и относя-

щихся к спилит-диабазовой формации. Спорным остается вопрос возраста ассинских (уралитово-лабрадоровых) диабазов, пространственно связанных преимущественно с ранне-среднеплейстоценовыми отложениями и древними кристаллическими массивами. Мнение Г. С. Дзоценидзе об эквивалентности этого типа диабазов с лабрадоровой фазой, интенсивно проявленной в пределах Закавказской плиты андезит-базальтового вулканизма, кажется наиболее логичным и аргументированным. Вместе с тем продолжение дальнейшего поиска, с целью выделения разновозрастных групп среди обилия диабазовых пород Большого Кавказа, Г. С. Дзоценидзе считал одной из актуальнейших задач геологии этого региона.

ЛИТЕРАТУРА

- Аджигрей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Азизбеков Ш. А., Алиев М. М. Геолого-петрографический очерк части Южного склона Главного Кавказского хребта (Лагодехи—Ахалсопели). Баку, Изд-во АзФАН, 1940.
- Акимидзе К. Г. К вопросу о возрасте слабометаморфизованных сланцев Южного склона Большого Кавказа на примере ущелья р. Ацгара. Сообщ. АН ГССР, 1968, т. I, № 2.
- Андреев Д. К. Новые данные о геологическом строении Главного Кавказского хребта в Дарьяльском ущелье. Изв. АН СССР, 1945, № 2.
- Афанасьев Г. Д. О магматизме Северного Кавказа. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, Тбилиси, 1959.
- Белянкин Д. С. К петрографии Архотского тоннеля. В сб.: Геол. исследов. в области перевальной железной дороги через Кавказский хребет. СПб, 1914.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. Петрография Грузии. В кн.: Петр. СССР, серия I, Регион. петрография, вып. II, 1945.
- Беридзе М. А. К петрографии диабазов верховьев р. Риони. Сообщ. АН ГССР, 1963, т. XXXII, вып. I.
- Беридзе М. А. Некоторые новые данные о байосской порфиритовой свите Рачи. Изв. Геол. об-ва Грузии, 1970, т. VII, вып. 1, 2.
- Беридзе М. А., Адамия Ш. А., Абесадзе Г. Н. Нижняя юра северо-западной части Абхазии. В сб.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси, «Мецниереба», 1972.
- Беридзе М. А., Буадзе В. И. О генезисе стратиформного серноколчеданного оруденения Адангейского рудного поля (Горная Абхазия). Литология и полезные ископаемые, 1977, № 1.
- Беридзе М. А., Пруидзе М. П., Чихрадзе Г. А. Опыт реконструкции раннеюрских центров вулканизма в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. В сб.: «Палеовулканизм и его продукты» (материалы II Всесоюз. палеовулк. симп. 2—7 июня 1975 г.). Петрозаводск, 1977.
- Варданянц Л. А. Материалы по интрузивам Дарьяля и его окрестностей (Центральный Кавказ). Записки Всеросс. минерал. об-ва, 1940, ч. XIX, № 2, 3.
- Варданянц Л. А. Основные изверженные породы западной части Казбекского диабазового пояса. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-географ. наук, 1959, т. XII, № 3.

- Гавашели А. М. Петрология Чаухского массива. Автореферат кандид. дисс. Тбилиси, Изд-во ТГУ, 1973.
- Джанелидзе Т. В. Среднеюрский вулканизм геосинклинали Южного склона Большого Кавказа (в бассейнах рр. Ингури и Цхенискали). Тр. Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., 1969, вып. 22.
- Джанелидзе Т. В. Средняя юра северо-западной части Абхазии. В сб.: «Вопросы геологии северо-западной части Абхазии», Тбилиси, «Мецниереба», 1972.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Монографии, № 1, Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и проблема диабазов Кавказа. В сб.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород», М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Дзоценидзе Г. С., Крестников В. Н. Геолого-петрографический очерк южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Хевсурети. Тр. Груз. госгеолуправл., 1941, вып. V.
- Долгих А. Г., Черницын В. Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность. Советская геология, 1971, № 2.
- Дудаури О. З., Тогоидзе М. Г. Послепалеозойский магматизм Абхазии и его связь с тектоникой. В сб.: «Вопросы геологии северо-западной части Абхазии», Тбилиси, «Мецниереба», 1972.
- Заридзе Г. М. Бабильская диабазовая интрузия в Нижней Сванети. Сообщ. АН ГССР, 1941, т. II, № 6.
- Заридзе Г. М. Среднеюрский магматический цикл Грузии. Сообщ. АН ГССР, 1944, т. 5, № 2.
- Заридзе Г. М. Петрографический очерк Нижней Сванети. Изв. Ин-та геол. и минер. АН ГССР, 1947, т. 12.
- Квиникадзе М. С. К петрографии лейасовых эффузивов восточной части Заалазанской Кахети. Сообщ. АН ГССР, 1978, т. 89, № 2.
- Кокаев С. Н., Плошко В. В. Новые данные о диабаз-пикритовой формации Большого Кавказа. Сов. геология, 1975, № 2.
- Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 113, петр. серия (33), 1950.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонская диабазовая формация. Тр. СПб об-ва естествоисп., 1888, т. 19.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии изверженных пород Центрального Кавказа. Тр. СПб об-ва естествоисп., 1898, т. XXVI, вып. 5, Юрьев.
- Ломизе М. Г., Суханов М. К. Юрская порфиритовая серия Закавказья и концепция Закавказской плиты. Вестник МГУ, 1974, № 2.
- Пейве А. В. Новые данные по тектонике Южного склона Центрального Кавказа. Сов. геология, 1945, сб. № 7.
- Пруидзе М. П. Магматизм Заалазанской Кахети (Северо-Восточная Грузия). В сб.: «Материалы геологии полезных ископаемых Кавказа», Тбилиси, «Ганатлеба», 1979.
- Ренгартен В. П. Об интрузиях района Военно-Грузинской дороги. Зап. Всерос. минерал. об-ва, II серия, 1940, ч. 69, вып. 2, 3.
- Татришвили Н. Ф. Основные черты петрографии Верхней Рачи (Южный склон Главного Кавказского хребта). Сообщ. АН ГССР, 1941, т. II, № 4.
- Татришвили Н. Ф., Заридзе Г. М., Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. Д. С. Белянкин и некоторые проблемы магматизма Кавказа. В сб.: «Идеи академика Д. С. Белянкина в области петрографии и минералогии и их дальнейшее развитие», М., «Наука», 1971.

- Чихрадзе Г. А. Литология ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, нов. серия, 1979, вып. 62.
- Чичинадзе К. И. Металлогения Горной Рачи и Сванети в связи с геологическим строением области. АН СССР, Совет по изучению производительных сил, Кавказская комплексная экспедиция, М.—Л., 1945.
- Чхотуа Г. Р. Интрузивные породы Абхазской АССР. В сб.: «Интрузивы Закавказья», Тр. Грузгеолуправл., 1941, вып. II.
-

УДК 551.21.550.34

Л. И. ТУЛИАНИ

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

(по сейсмологическим данным)

Одним из дискуссионных вопросов, касающихся закономерностей распространения и природы вулканизма в складчато-геосинклинальных областях, является определение глубинного положения магматических расплавов на орогенной стадии. Это обстоятельство неоднократно отмечалось в работах Георгия Самсоновича Дзоценидзе (Dzotsenidze, 1964, 1971).

Одновременно Г. С. Дзоценидзе предполагал, что высокоамплитудные поднятия орогенных областей и интенсивная вулканическая активность генетически связаны между собой. При этом не исключалась возможность мантийного происхождения магм на орогенной стадии. Некоторый вклад в решение этого вопроса может внести изучение неоднородностей в строении коры и верхней мантии различных орогенов Земли по сейсмологическим данным.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

По гипотезе Е. В. Артюшкова (1972, 1979) воздымание орогенных областей вызвано поступлением горячего и относительно легкого материала из верхней мантии. В строении орогенных областей принимают участие два основных слоя — расположенный у поверхности высокосейсмичный слой, или «литосфера» и слой пониженной сейсмичности, или «астеносфера». Первый характеризуется вязкостью $\eta_A = 10^{21} \div 10^{27}$ пуаз, второй — $\eta_A = 10^{17} \div 10^{20}$ пуаз. (Артюшков, 1966, 1979).

Характер изменения с глубиной вязкости коры и верхней мантии в молодых орогенных областях можно оценить по глубинному распределению выделения сейсмической энергии. Падение выделения сейсмической энергии свидетельствует о понижении вязкости на некоторой глубине.

Существует ряд формул, определяющих зависимость энергии землетрясения от магнитуды. Одна из лучших и наиболее часто используемая формула Гутенберга-Рихтера (Gutenberg, Richter, 1956)

$$K = \lg E - 7 = 2,4 + 2,14 M - 0,054 M^2 \quad (1)$$

где K — энергетический класс.

Для связи магнитуды и энергетического класса K часто используется формула Н. В. Шебалина (1968):

$$K = 5 + 1,6 M. \quad (2)$$

Автором на основании анализа сейсмологических данных по Кавказу и Японии предложено уравнение:

$$K = \lg E - 7 = 2,257 + 2,7 M - 0,1 M^2 \quad (3)$$

Эти формулы при одной и той же магнитуде дают различные значения энергетического класса K . Однако для определения характера изменения выделенной сейсмической энергии с глубиной это различие практически несущественно и можно пользоваться любой из этих формул.

Все выполненные расчеты проводились для каждого элементарного объема, расположенного под ячейками сетки 50×50 км, стороны которой ориентированы параллельно и вкрест простирания Большого Кавказа.

На глубине до 25 км от дневной поверхности проявляется 90% известных очагов землетрясений. Очаги остальных 10% землетрясений находятся либо у самой подошвы коры, либо в верхней мантии до глубин 100—150 км. Типичные глубокофокусные землетрясения в Кавказском регионе не наблюдаются. При этом около 86% сейсмической энергии за XX век приходится на землетрясения, гипоцентры которых залегают на глубине до 25 км.

Анализ распределения по глубине выделенной сейсмической энергии обнаруживает важные особенности. В одних блоках Кавказского региона выделение сейсмической энергии падает с глубиной на один, два или три порядка величины, в других, составляющих около 30% от общего количества определений, напротив возрастает. Блоки, в которых происходит падение выделенной сейсмической энергии с глубиной, расположены, как правило, в областях, испытавших значительные поднятия на неотектоническом этапе. Глубина, начиная с которой выделение энергии заметно падает, варьирует по площади. Она изменяется примерно от 20 км в областях наибольших поднятий до 40—60 км на низменностях, увеличиваясь с понижением рельефа. Под основной частью депрессий не наблюдается изменение выделения сейсмической энергии до глубин 70 км.

Эти особенности дают основание предполагать, что толщина высокосейсмического слоя или «литосферы» под осевой зоной Большого Кавказа сокращается до 20 км и нарастает по направлению к депрессиям, где она составляет 60—70 км. Поскольку выделение сейсмической энергии еще не является прямым индикатором вязкости среды,

то для определения глубины подошвы литосферы была использована еще одна независимая методика, основанная на результатах, ранее полученных Н. В. Шебалиным. В работе (Шебалин, 1961) даны эмпирические формулы, связывающие балльность в эпицентре с глубиной залегания очага и магнитудой землетрясения. Эти формулы оказываются разными в зависимости от расположения очага по отношению к подошве литосферы. Балльность в эпицентре землетрясений одного и того же энергетического класса с очагами на одинаковой глубине оказывается примерно на две единицы выше, если очаг расположен в «астеносфере». Это дает возможность оценить положение верхней границы астеносферы в случае, если в данном районе на разных глубинах происходили землетрясения, для которых известны балльность и энергетический класс.

Для Кавказского региона обработка этих данных позволила оценить глубину залегания подошвы «литосферы» в 30 пунктах, распределенных более или менее равномерно по площади региона.

Наиболее высокое положение подошвы «литосферы» или кровли «астеносферы» намечается на относительно узких (10—20 км) участках, отделенных друг от друга поперечными разломами, в пределах Главного антиклинория Большого Кавказа. Здесь кровля слоя с пониженной вязкостью или «астеносферы» находится на глубине 15—20 км. Именно эти участки являются центрами орогенного вулканизма, поскольку к ним приурочены конусы Казбека и Эльбруса. На Малом Кавказе самые приподнятые участки кровли «астеносферы» также занимают небольшую площадь (25×30 и 20×15 км) в пределах Ахалкалакского вулканического нагорья. Однако кровля слоя с пониженной вязкостью залегает здесь несколько глубже, на глубине 25—30 км. Если обратиться к строению земной коры Кавказского региона, то оказывается, что на всех указанных участках горизонт с пониженной вязкостью приурочен к гранито-гнейсовому слою.

Погружение кровли «астеносферы» происходит как по простиранию складчато-глыбовых сооружений Большого и Малого Кавказа, так и в поперечных направлениях в сторону Азербайджанской и Грузинской глыб до глубин от 40—45 до 50—56 км. Полученные данные позволили в первом приближении наметить контуры распространения кровли слоя с пониженной вязкостью в коре Кавказского региона (рис. 1). Этот контур охватывает Малый Кавказ в целом, восток Грузинской глыбы, центральную часть Большого Кавказа (за исключением поднятия Западного Кавказа и юго-восточного погружения Большого Кавказа), запад Азербайджанской глыбы (Балавадзе, Тулиани, 1974). За пределами выделенного контура землетрясения отсутствуют или единичны.

Существенно, что кровля первого слоя повышенной проводимости, определенная с помощью магнитотеллурических зондирований, так-

же расположена близко к поверхности «астеносферы», установленной по сейсмологическим данным (Гугунава, 1970; Агакулиев и др., 1973, и др.).

Таким образом, в Кавказском регионе имеют место зоны, где кровля слоя с пониженной вязкостью располагается в пределах коры на глубине 20—35 км, а также зоны, где кровля этого слоя находится под подошвой коры. Другими словами, мощность «литосферы» в пер-

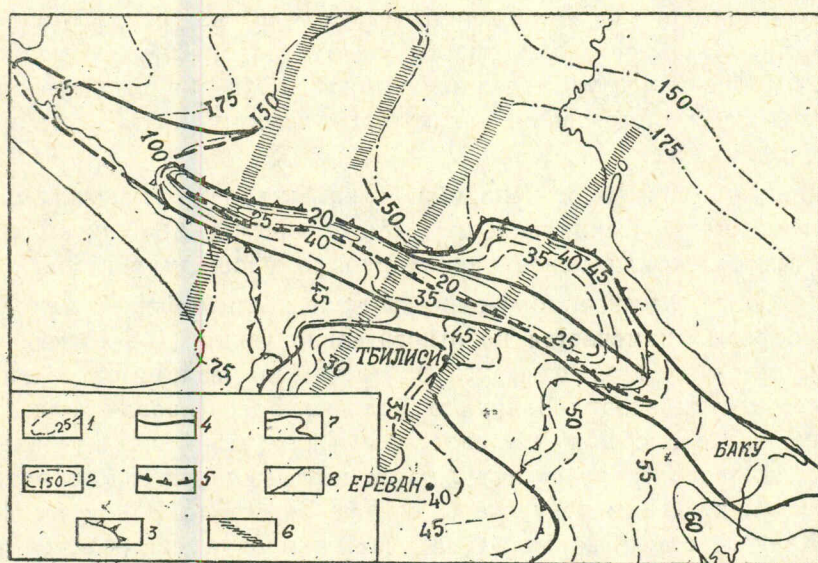


Рис 1. Схема характера залегания кровли слоя с пониженной вязкостью в коре и верхней мантии Кавказского региона (по сейсмологическим данным). 1—изогипсы кровли слоя с пониженной вязкостью; 2—то же, предполагаемые; 3—контуры распространения в коре слоя с пониженной вязкостью. Продольные разломы, наиболее активные на позднеорогенном этапе: 4—глубинные, 5, 7—коровые, 6—поперечные глубинные разломы, 8—границы выклинивания или резкого утонения гранито-гнейсового слоя в Черноморской и Южно-Каспийской впадинах.

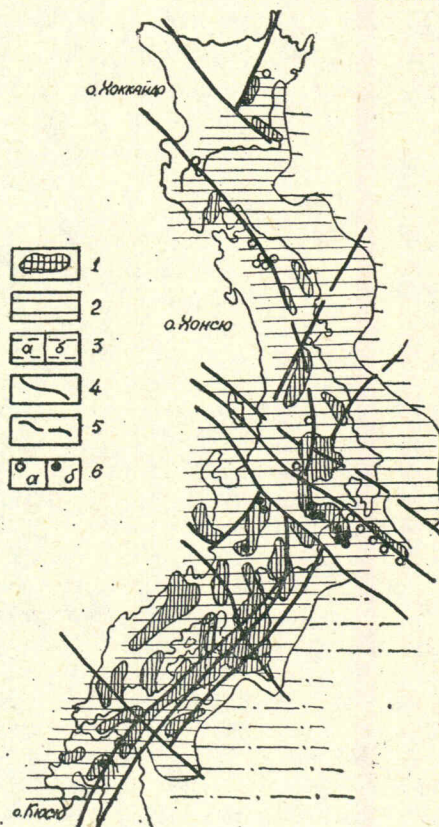
вом случае оказывается меньше мощности коры, а во втором, соответствует классическому определению литосферы, данному еще И. Баррелем в 1914 году.

В Кавказском регионе фиксируется определенная зональность распределения температур, хорошо согласующаяся с основными элементами тектонического строения. Было выяснено, что тепловые аномалии сопряжены с теми глубинными разломами в фундаменте, обновление которых произошло в дочетвертичное время, отмеченное на Кавказе крупными магматическими излияниями и вулканической деятельностью (Буачидзе и др., 1972; Чихрадзе, 1972, и другие).

Большой интерес для анализа глубинного строения представляет Японская островная дуга и ее обрамление. В пределах самой дуги толщина «литос-

феры» варьирует от 10 до 20 км под поднятиями, ограниченными разломами, и утолщается как по простиранию складчатых сооружений, так и в поперечных направлениях до глубин 40 и более километров (рис. 2; Tuliani, 1979). В восточной шельфовой области Японской островной дуги, вплоть до глубоководного желоба, слой с пониженной вязкостью обнаруживается на глубинах 60—90 км, но не повсеместно, а в виде отдельных каналов, наклоненных

Рис. 2. Схема характера залегания кровли «астеносферы» или подошвы «литосферы» в пределах Японской островной дуги: 1—районы с толщиной «литосферы» 10—15 км, 2—районы с толщиной «литосферы» 15—25 км, 3—районы с толщиной «литосферы» 25—50 км: а—установленные, б—предполагаемые, 4—глубинные разломы установленные; 5—глубинные разломы предполагаемые, 6—некоторые вулканы кайнозойских петрографических провинций Японии, по Куно (1960): а—толеитовые, б—высокоглиноземистые базальтозные.



к западу. В сущности эти каналы идентичны магматическим колоннам, выделенным С. А. Федотовым (1979). Сопоставление полученных данных о мощности «литосферы» с материалами по современному вулканизму в Японии, приведенными в работе (Sugimura, Uyeda, 1973), показывает, что районы наиболее утонченной «литосферы» характеризуются толеитовым вулканизмом и крайне повышенным тепловым потоком. По мере увеличения мощности «литосферы» до 40 км в вулканах начинают преобладать высокоглиноземистые базальтовые магмы. Все это свидетельствует о мантийной природе орогенного вулканизма в Японии.

Таким образом, динамика Кавказского региона и Японской островной дуги на орогенном этапе, отраженная ныне в сейсмичности и повышенном тепловом потоке, а в Японском регионе и в современном вулканизме, находится в зависимости от распространения первого от поверхности слоя пониженной вязкости, формирование которого, по гипотезе Е. В. Артюшкова (1972) и др., было вызвано поступлением из верхней мантии горяче-

го и относительно легкого материала. Этот слой может пересекать основные разделы в коре и верхней мантии—границы Мохоровичича и Конрада, но, по-видимому, обладает достаточно локальным распространением под крупными молодыми поднятиями. Нагнетание мантийного материала вызывает не только высокоамплитудные поднятия, но и орогенный вулканизм, как это и предполагал Г. С. Дзопенидзе (Dzotsenidze, 1971). Для Кавказского региона и Японской островной дуги это мнение особенно правомерно, поскольку центры орогенного вулканизма приурочены к наиболее высокому залеганию кровли слоя с пониженной вязкостью.

ЛИТЕРАТУРА

- Агакулиев Г., Аширов Т. и др. Особенности геоэлектрического строения верхней мантии в Азербайджане. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. н., 1973, № 1.
- Артюшков Е. В. О характере изменения вязкости верхней мантии с глубиной. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1966, № 8.
- Артюшков Е. В. Происхождение больших напряжений в земной коре. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1972, № 8.
- Артюшков Е. В. Геодинамика. М., «Наука», 1979.
- Балавадзе Б. К., Тулиани Л. И. О неоднородности в строении коры Кавказского региона. ДАН СССР, 1974, т. 217, № 6.
- Буачидзе И. М., Буачидзе Г. И., Шаоршадзе М. П. Геотермические условия восточной части акватории Черного моря и обрамления в пределах Грузии. В кн.: «Доклады симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря», Тбилиси, 1972.
- Гугунава Г. Е. К вопросу построения карты глубины залегания кровли проводящего слоя в мантии методом комбинированного теллурического зондирования. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1970, № 2.
- Джибладзе Э. А., Папалашвили В. Г. Связь между энергией K , IgE и магнитудой M для землетрясений Кавказа. Сообщ. АН ГССР, 1968, т. X, № 1.
- Федотов С. А. О вязком нагреве магм и лав при течении, диаметрах астеносферных магматических колонн, скоростях подъема и дифференциации магм в них под вулканами островных дуг. «Вулканология и сейсмология». М., 1979, № 1.
- Чихрадзе Ш. Г. Геотермия Колхидской низменности. М., «Недра», 1972.
- Шебалин Н. В. Определение глубины залегания кровли астеносферы. В кн.: «Землетрясения в СССР», М., 1961.
- Шебалин Н. В. К вопросу о природе глубоких землетрясений. ДАН СССР, 1968, т. 181, № 5.
- Dzotsenidze G. S. Problem of Relationship between Volcanism and Tectonics on the Example of the Caucasus Report of the 22 Session IGC, P XI, 1964.
- Dzotsenidze G. S. Acid volcanism of the Stage of Subsidence of Geosynclines. JUGG XV General Assembly, Moscow, 1971.
- Gutenberg B., Richter C. F. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. Bull. Seism. Soc. Amer., 1956, v. 46, № 2.
- Kuno H. High-alumina basalt. J. Petrol., 1960, № 1.
- Sugimura A., Uyeda S. Island arcs Japan and its environs. Elsev. Scien. Publ. Comp., New-York, 1973.
- Tuliani L. I. Lithosphere thickness in orogenic regions. „Earth rheology, isostasy and eustasy“, „Wiley and Sons“, New York, 1979.

УДК 551.217.3

Е. Ф. МАЛЕЕВ

ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ГРЯЗЕВЫЕ ПОРОДЫ

Изучение фаций и генетических типов вулканитов является основой для познания закономерностей образования вулканических формаций. Г. С. Дзоценидзе правильно оценивал это обстоятельство и уделял большое внимание изучению фаций и генетических типов вулканитов. В его классических монографиях (Дзоценидзе, 1948, 1965, 1969) все выводы базируются на фациальном анализе. Этому вопросу посвящен ряд статей и специальных семинаров.

Одним из вопросов фациального анализа является изучение генетических типов грязевых потоков. Формируясь на склонах вулканов, они устремляются в пониженные части рельефа или прилегающие водоемы и формируют там целые лахаровые формации. Грязевые потоки, как будет показано ниже, весьма разнообразны по условиям образования.

Однако нередко, независимо от процессов образования, они состоят в основном из вулканокластического материала, поэтому целесообразнее называть их «вулканокластическими грязевыми потоками», или лахарами (индонезийский термин).

Все типы грязевых потоков можно разделить на две группы: а) образованные вулканическими процессами и б) не связанные с вулканическими процессами (см. табл.). Причем условия образования влияют на литологический состав лахаров. Они могут быть сложены ювенильным материалом или резургентным, при этом ювенильный материал может быть представлен тефрой, лавокластитом, вулканокластикой и гналокластитом. Обычно при движении лахаров к ним примешивается резургентный материал предыдущих извержений, слагающих постройку вулкана. Тефрои широко развиты в пределах сухих рек. Однако материал лахаров иногда настолько близок к отложениям пирокластических потоков, что зачастую их трудно отличить, поскольку посторонняя примесь в ряде случаев отсутствует.

Прилагательное грязевой как бы указывает на мелкообломочность материала. Однако такие потоки, как правило, сложены грубообломочным материалом, в том числе блоками в несколько метров в поперечнике. Большая подвижность их — до 100 км/час, — видимо,

		Типы		грязевых
Образованные вулканическими процессами				
		причина образования	основной состав	примеры вулканов
Наземные		Таяние снега от раскаленной тефры	Ювенильный пирокластический	Безымянный, 1956 г.
		Таяние льда и снега от лавовых потоков	Ювенильный лавокластитовый и гиалокластитовый	Ключевской, 1974 г. Лассен-Пик, 1915 г.
		Лавовые потоки, спускающиеся в реки	Ювенильный лавокластитовый	Рейнер, доисторический (США)
		Пирокластические потоки, спускающиеся в долины рек	Ювенильный пирокластический	Майон, 1968 г.
		Таяние снега и льда от пирокластических потоков и раскаленных лавин на склонах вулканов	Ювенильный пирокластический с примесью резургентного материала	Авача, 1926, 1938 гг. Шивелуч, 1964 г.
		Выброс взрывом воды кратерного озера	Резургентный пирокластический, иногда с тефрой	Суфриер, 1902 г. Уайт-Айленд, 1914 г.
		Таяние ледникового щита над вулканом во время извержения, с образованием внутриледниковых озер	Преимущественно резургентный с глыбами льда (йекульхлейпы)	Гримсветн Катла (Исландия)
Подводные		Транспортированные с суши в результате извержений	В зависимости от причин образования	О. Карагинский (Камчатка)
		Подводные извержения пирокластиков	Ювенильный пирокластический	Восточная Камчатка, миоценовые отложения
		Подводные извержения лавовых потоков	Ювенильный гиалокластитовый	Там же

объясняется не наличием воды, а движением по крутым склонам вулканов.

Длина грязевых потоков варьирует от нескольких десятков метров до сотен километров. Самый длинный грязевой поток спустился со склонов вулкана Котонахи (Эквадор) в 1877 г. и прошел круглым путем 320 км. Его средняя скорость 27 км/час, а на склонах вул-

ческих грязевых потоков

потоков

Образованные не вулканическими процессами		
причины образования	основной состав	примеры вулканов
Обильное выпадение осадков	Резургентный вулканокластический материал и ювенильный пирокластический	Везувий, 79 г. Мерапи, Раунг (неоднократно) БТТИ, 1975
Таяние снега и льда в результате резкого потепления	Резургентный вулканокластический	Шаста (Калифорния), 1926, 1931 гг.
Разрушение стенок кратерного озера	Резургентный вулканокластический	Келунд, 1919 г. и Руанеху, 1953 г.
Сейсмические оползни вулканокластического материала, насыщенного водой	Резургентный вулканокластический	Мауна-Лоа, 1968 г.
Транспортировка с суши лахаров, образованных не вулканическими процессами	Преимущественно резургентный	О. Кунашир (Курильские острова)
Оползни склонов подводных вулканов	Ювенильный пирокластический и лавокластический	Там же
Размыв прибрежных вулканических районов цунами	Вулканогенно-осадочный	Кракатау, 1883 г.

кана до 80 км/час. Форма грязевых потоков преимущественно вытянутая, выполняя долины и пониженные части рельефа. На равнинах они принимают изометричные формы.

Объемы их также различны. Грязевой поток Осеола, спустившись с вулкана Рейнир (штат Вашингтон) около 5 тыс. лет назад имел объем более 2 км³ и покрывал площадь 324 км² (рис. 1).

Грязевые потоки формируют целые толщи. Так, например, формация Тускан, состоящая преимущественно из лахаров, покрывала площадь 5200 км² и достигала мощности 510 м. Ее объем 1300 км³ (Lydon, 1969). Формация Мертен в Калифорнии, также в основном сложенная грязевыми потоками, имела площадь 31 тыс. км² и объем 8400 км³. Из семнадцати выделенных типов грязевых потоков (см.

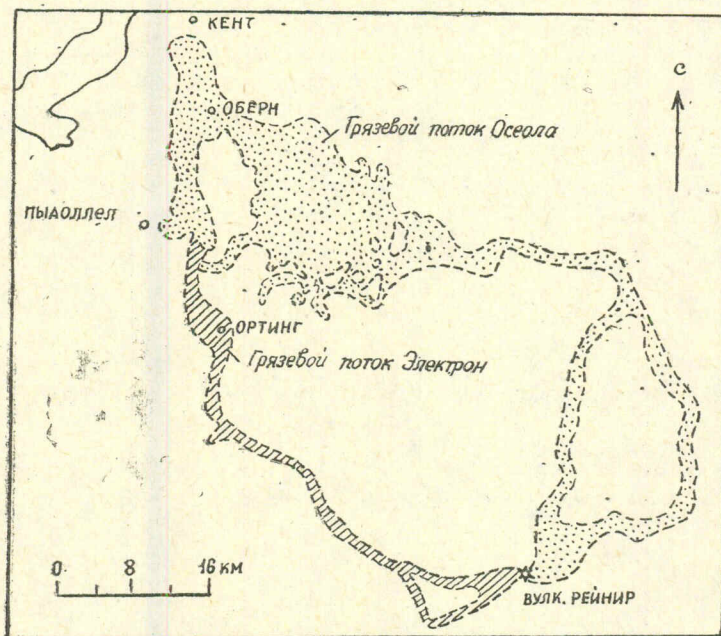


Рис. 1. Схема распространения грязевых потоков Осеола (возраст 5000 лет), образовавшихся на склонах вулкана Рейнир в штате Вашингтон (Макдональд, 1978).

табл.) десять относятся к образованным вулканическими процессами (из которых семь наземных и три подводных), а семь невулканическими (четыре из них наземные и три подводные). Следует отметить, что почти все типы грязевых потоков, известные в мировой литературе, установлены и у нас в области активного вулканизма.

1. НАЗЕМНЫЕ ГРЯЗЕВЫЕ ПОТОКИ

а) Наземные грязевые потоки, образованные вулканическими процессами. На Камчатке в результате выброса раскаленного пепла вулканом Безымянным на склонах постройки и прилегающих вулканов образовался грязевой поток, который прошел по подножью вулкана и по долине реки Сухой Хапицы 85 км. В 1974 г. на склоне вулкана Ключевского из побочного кратера излился

на ледник базальтовый лавовый поток, образовавший грязевой поток длиной 2 км. В 1915 г. лавовый поток, излившийся из кратера вулкана Лассен-Пик (Калифорния), растопил лед и снег и образовал лахар длиной 48 км. В 1963 г. в Чили лавовый поток вулкана Валларика растопил лед и снег и образовал лахар, который разрушил у подножья деревню.

Грязевой поток вулкана Котапахи такого же происхождения. В Исландии вулканы, расположенные в области ледников, дают мощные лахары. Вулкан Катла, расположенный под ледником Мирдалес, и вулкан Гримсвети — под ледником Вата периодически дают грязевые потоки. На склонах потухшего вулкана Рейнер в национальном парке Вашингтон наблюдаются постепенные переходы от тонких ла-



Рис. 2. Грязевой поток, образованный лавовым потоком (судя по материалу), спустившимся в реку. Хребет Калиман-Харгита, Румыния (фото автора).

вовых потоков к лавокластитам и затем к грязевым потокам с большим количеством обломков лавы. Пирокластические потоки, спускающиеся в реки, наполняются водой, обычно вскипающей, и превращаются в грязевые потоки. Классическим примером таких потоков является вулкан Майон на Филиппинах, изученный Г. А. Макдональдом (1978). Таким образом, в пределах постройки вулкана значительную роль играют отложения пирокластических потоков, а у подножья вулкана — лахаров.

Грязевые потоки также возникают в результате расплавления снега и льда на склонах вулканов пирокластическими потоками и раскаленными лавинами. Типичным примером является вулкан Авача

(Камчатка). Его пирокластические потоки 1926 и 1938 гг., спускаясь по всей южной части конуса, плавили мощный покров снега. Талая вода увлекала обломочный материал пирокластического потока и устремлялась с крутых (35°) склонов вулкана в долины сухих рек Елизово в 1926 г. и Халактырки в 1938 г. Обломочный материал в истоках лахара и его средней части преимущественно ювенильный, а при переходе к конечной части примешивается вулканогенный аллювий и делювий склонов. Грязевые потоки, образованные пирокластическими потоками и раскаленными лавинами, хорошо известны также на вулканах Аваче, Шивелуче и Безымянном. В 1964 г. 12 ноября во время катастрофического извержения вулкана Шивелуча в результате мгновенного таяния снега под мощным пирокластическим потоком образовались лахары. Продвигаясь по крутым долинам шириной 0,3—0,4 км и длиной 2—3 км, они увлекали крупные глыбы и на склонах ломали деревья. Выйдя на пологий участок, они подвинулись еще на 5—6 км.

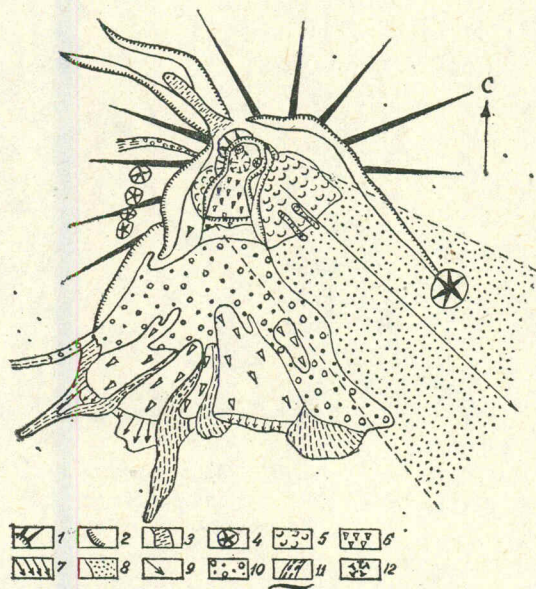


Рис. 3. Схема расположения отложений извержения Шивелуча 12 ноября 1964 г. 1—склоны вулканических построек; 2—ледник Тюшева; 3—обрывы; 4—экструзивные куполы; 5—эффузивные куполы; 6—отложения направленного взрыва; 7—перемещенные участки взрывных отложений; 8—пемза с лавой, выпавшие из эруптивного облака; 9—ось пеплопада; 10—пирокластические потоки; 11—грязевые потоки; 12—кулообразное возвышение на дне кратера (Горшков, Дубик, 1969).

уничтожая лес. Мощность потоков достигала 3 м (рис. 3). Аналогичные грязевые потоки, но меньших масштабов, происходили в 1944—1950 гг. и, вероятно, в 1905 г. (Горшков, Дубик, 1969). В разрезах под-

ножья вулкана Шивелуча грязевые потоки переслаиваются с пирокластическими, тефрой и делювиально-коллювиальными образованиями.

Грязевые потоки, образованные взрывом под кратерным озером, описаны во многих регионах. В 1822 г. взрыв под кратерным озером вулкана Галунг-Гунг на о. Ява выплеснул всю воду озера и образовал грязевой поток длиной 64 км и объемом 30 млн. м³. В 1902 г. вулкан Суфриер на о. Сент-Висент перед катастрофическим взрывом выбросил часть воды кратерного озера и образовал мощные грязевые потоки, достигшие моря. В 1914 г. в кратере вулкана Уайт-Айленд в Новой Зеландии в результате закупорки жерл оползнем, в пределах кратерного озера, произошло скопление пара, давшего взрыв, выбросивший воду и образовавший мощный горячий грязевой поток со своеобразной холмистой поверхностью. Сухое озеро в кратере вулкана Мон-Пеле перед катастрофическим извержением 1902 г. временно наполнилось водой, и затем взрывом вода была выброшена и образовала серию грязевых потоков, спускавшихся по всем склонам вулкана.

б) Наземные грязевые потоки, образованные невулканическими процессами.

Они также создаются различными причинами. В результате сильных ливней, особенно в тропических странах, на склонах вулканов образуются оползни, переходящие в грязевые потоки. Небольшой грязевой поток такого типа произошел в 1975 г. на Камчатке во время извержения БТТИ¹. Оползнию предшествовало выпадение тонкого пепла, в котором пелитовый и алевритовый материал составлял около 60%. Мощность слоя пепла была всего 5—8 см. Небольшой дождь, выпавший на пепел, привел его в глиноподобное состояние, практически водонепроницаемое. На этот слой пепла выпал шлак, а затем большое количество осадков. Шлак, пропитавшись водой, на пологом скользком склоне пришел в движение, образовав грязевой поток длиной около 3 км и шириной 0,5—1 км. Естественно, лахар был сложен ювенильным материалом, состоящим из шлака и тонкого серого пепла. Видимо, такой же механизм образования лахаров имеет место и в тропических странах, но в гораздо больших размерах. Главные факторы таких потоков: рыхлая тефра на склонах вулканов, наличие водоупора и ливни.

В 1968 г. после извержения вулкана Майон (Филиппины) прошли проливные муссонные дожди, что вызвало образование грязевых потоков. Аналогичные дождевые лахары вулкана Мерапи в Индонезии достигают 25—30 км длины, а Раунга — до 40 км (Беммелен, 1957). Близкие к ним грязевые потоки происходят в результате резкого потепления. В природе они распространены меньше. Такие потоки вслед-

¹ Большого трещинного Толбачикского извержения.

ствие таяния льда и снега образовались на склонах потухшего вулкана Шаста в Калифорнии в 1926 и 1931 гг.

Образование грязевых потоков в результате разрушения стенок кратера происходит часто по сейсмическим причинам. Одним из таких примеров является вулкан Келунд в Индонезии. Его кратерное озеро периодически наполняется водой, и в результате разрушения стенок кратера образуются грязевые потоки. Наиболее крупный лахар спустился в 1919 г. и покрыл 130 км² плодородных пахотных земель. Для отвода кратерных вод сооружаются тоннели, предотвращающие возникновение лахар. В кратерном озере вулкана Кава-Иджен на о. Ява вода насыщена кислотами. Его смертоносный грязевой поток излился в результате разрушения кратера в 1817 году и причинил много бедствий. В Новой Зеландии в 1953 г. на вулкане Руанеху возник мощный грязевой поток в результате разрушения стенки сложного кратера.

2. ПОДВОДНЫЕ ГРЯЗЕВЫЕ ПОТОКИ

Подводные грязевые потоки можно разделить так же, как и наземные: образованные вулканическими процессами и невулканическими. Более дробное деление проведено в зависимости от причин образования потоков (см. табл.).

Наиболее распространены подводные грязевые потоки вокруг островных вулканов, на островах с проявлением вулканизма, в особенности в пределах островных дуг. Как уже отмечалось, скорость лахаров на склонах вулканов достигает 100 км/час, а в пределах долин 25—30 км. При таких скоростях и большой массе лахары прибрежных вулканов могут вторгнуться на значительное расстояние в подводную область, вероятно, на десятки километров. Изучение миоцен-плиоценовых отложений Камчатки и Курильских островов, представленных прибрежно-морскими фациями, показало, что подводные отложения грязевых потоков распространены довольно широко.

На о. Кунашир в прибрежных обнажениях представлены подводные грязевые потоки, с вулканитами кислого состава, по всем признакам напоминающие образование их за счет пирокластических потоков. Здесь же обнажаются грязевые потоки со следами оползневой складчатости. Возможно, среди них присутствуют и отложения лахаров, транспортированных с суши, не связанных с вулканическими процессами.

В зарубежной литературе также отмечается большая роль подводных грязевых потоков в формировании вулканогенно-осадочных толщ. Р. С. Фиксе, К. А. Гопсон и А. К. Уотерс изучали в Каскадных горах (штат Вашингтон) формацию Оханапекосх мощностью 3000 м, состоящую из отложений грязевых потоков и ассоциирующихся с ними

песчаников, алевролитов, лавовых и пепловых потоков. Аналогичные мощные отложения подводных потоков изучались в Береговых хребтах Орегона в штате Вашингтон П. Д. Спавелем, Г. Д. Вагнером, Р. С. Фиске и Т. Матсуа в Японии (Макдональд, 1975).

Критерии диагностики грязевых потоков

Критерии диагностики, полученные при изучении камчатских грязевых потоков, могут иметь общее значение.

Главнейшие особенности лахаров Безымянного, Авачи и Шивелуча следующие: 1) нет слоистости и сортировки материала, но наблюдается его слабое расслоение по крупности, иногда создающее грубую слоистость; 2) примесь резургентного и вулканогенно-осадочного материала колеблется от 10% в начальной части до 30% и более в средней и конечной; 3) примесь вулканогенно-осадочного материала на отдельных частях потока может увеличиваться и снижаться в зависимости от состава материала боковых притоков; 4) крупнообломочный материал (более 20 мм) колеблется от 10 до 50%; 5) форма обломков округлая, как и у пирокластических потоков, но в средней и конечной их частях появляется округленность обломков, обусловленная окатанностью; 6) «упаковка» материала гораздо плотнее, чем в пирокластических породах; 7) после прохождения по лесам и кустарникам лахары содержат дробленную, скрученную древесину; 8) от пирокластических потоков отличаются отсутствием вторичных фумарол и спекшихся туфов; 9) в наполнителе ювенильный материал обычно преобладает над примесями.

В приведенной таблице указан основной состав материала, слагающего разного типа лахары. Изучение этого материала позволяет определить тип грязевого потока, что имеет большое значение для характеристики палеовулканологической обстановки.

ЛИТЕРАТУРА

- Беммелен Р. В. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957, 394 с.
- Горшков Г. С., Дубик Ю. М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч. В кн.: «Вулканы и извержения». М., «Наука», 1969, с. 3—37.
- Дзоценидзе Г. С. Домоценовый вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1948, 407 с.
- Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965, 155 с.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании пород и руд. М., «Недра», 1969, 344 с.
- Макдональд Г. А. Вулканы. М., «Мир», 1975, 432 с.
- Макдональд Г. А. Опасность вулканических извержений. В кн.: «Геологические стихии». М., «Мир», 1978, с. 97—185.
- Ludon P. A. Geology and Lahars of the Tuscan Formation, Northern California, Geol. Soc. America Mem. 166, 1968, p. 441—475.

УДК 551.217 551.726(479)

Э. Г. МАЛХАСЯН

ФОРМИРОВАНИЕ ЮРСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД МАЛОГО КАВКАЗА В УСЛОВИЯХ ПОДВОДНОЙ СРЕДЫ

Значение подводной среды на формирование вулканических пород в период их подводного извержения обращало на себя внимание многих исследователей. Значительную лепту в рассмотрение этого вопроса внес Г. С. Дзюценидзе в своем фундаментальном труде «Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд» (1969), который за короткое время был два раза издан и стал настольной книгой многих геологов самого широкого профиля. Идеи Г. С. Дзюценидзе по многим вопросам вулканического рудообразования и значения воды в формировании лавовых и пирокластических пород в подводных условиях нашли отражение во многих вулканических исследованиях различных регионов Советского Союза и особенно для пород Малого Кавказа.

В настоящей статье приводятся некоторые аспекты формирования юрских лавовых и пирокластических пород в подводных условиях на примере Армении.

Как известно, на глубине 2000 м давление морской воды превосходит критическое давление водяного пара. При таких условиях излияния лав в глубоких морях должны происходить совершенно спокойно, как при внедрении пластовых интрузивных тел. Признаков извержения на поверхности моря при этом не замечается — ювенильные газы растворяются в воде при их движении вверх.

Многочисленными как океанологическими, так и наземными исследованиями установлено, что значительная часть вулканических процессов происходит в подводных условиях — в морях, океанах и других водных бассейнах. Условия возникновения и формирования вулканических образований подводного вулканизма несколько иные, чем надводных. Описав известные характерные черты наземного вулканизма, К. К. Зеленев (1963) находит, что «несколько иной характер приобретает вулканический процесс под водой, когда выделяющиеся газы и летучие компоненты не рассеиваются в атмосфере, а фильтруются сквозь толщу воды, улавливаются ею и принимают участие в разнообразных химических реакциях». В вопросе о роли морской воды в формировании подводных вулканических образований у исследовате-

лей имеются разногласия. Одни исследователи (Коржинский и др.) считают, что в формировании пород морская вода не играет никакой роли, другие (Szadeczky-Kardoss, 1960; Зеленов, 1963; Тазиев, 1963; С. Г. Энгел, А. Е. Энгел, 1961, и др.) доказывают значительную роль морской воды при формировании пород в подводных условиях. С. Г. Энгел и А. Е. Энгел (1961), исследуя океанические базальты Гваделупа-Сита, нашли, что большое содержание воды влияет на минералогический состав породы и прежде всего на соотношение окислов, в частности на соотношение Fe_2O_3/FeO .

Об изменениях, вызываемых вулканическими эксгаляциями при подводных извержениях, говорит также известный вулканолог Г. Тазиев (1963), изучавший подводное извержение Капелиньюш. «Именно подводному характеру извержения, — пишет Г. Тазиев, — я приписываю два необычных признака, они для меня были неожиданными, несмотря на десятилетний опыт изучения действующих вулканов. Я говорю об отсутствии самого распространенного газа, обычного для активных вулканов, — сернистого ангидрида, — и о появлении газа, который я не сумел распознать. Этот тяжелый газ тянулся бледными полосами по земле вдоль подножья вулканического конуса, и запах его вызывал тошноту». Можно привести много примеров подводных излияний лав, говорящих о влиянии морской среды на их формирование. Однако, несмотря на важность этого вопроса и наличие немалого количества работ, посвященных описанию или объяснению особенностей отдельных подводных извержений, до сих пор нет более или менее полной сводки по современному подводному вулканизму.

Исследования, проведенные в пределах развития юрских вулканогенных образований Армении, позволяют большинство их относить к образованиям, формирующимся в подводных условиях.

К фациям подводных излияний относятся лавово-пирокластические толщи, для которых характерно наиболее сильное наложение зеленокаменного, а местами и гидротермального метаморфизма. Эти образования характеризуются частым переслаиванием и тесными взаимопереходами с вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями, образуя характерную геосинклинальную вулканогенно-осадочную формацию. Эта их особенность — тесная ассоциация с вулканогенно-осадочным материалом является в данном случае признаком, свидетельствующим, скорее всего, о прибрежных или мелководных условиях накопления соответствующих толщ. Большинство вулканических центров, дававших излияния подводной фации, как замечает А. П. Лебедев, располагалось, по-видимому, в краевых частях геосинклинальных прогибов, подобно тому, как это констатируется и при анализе расположения вулканических центров в различных областях древнего вулканизма Кавказа и других регионов.

Типичные подушечные или шаровые лавы с характерными для них структурой и комплексом вторичных гидротермальных минера-

лов, заполняющих междушаровые промежутки, известны лишь в сравнительно немногих местах. К ним относятся, в частности, барабатурские кварцевые порфириты в Кафанском районе, диабазовые порфириты верхней юры Шамшадинского района (вблизи с. Навур) и андезитовые порфириты вблизи с. Башкенд Красносельского района. Шаровые лавы известны также в более восточных районах описываемой Сомхито-Карабахской зоны, в пределах Азербайджанской ССР, в районе гор. Шуша (Кашкай, Бабаев, 1958). По простираанию эти лавы обычно переходят либо в «нормальные» (не шаровые) лавы порфиритового состава, либо в соответствующие по составу грубообломочные пирокластолиты. Это интересное обстоятельство — сравнительная редкость проявления шаровых структур, при сравнительно однообразном общем петрографическом составе лавы по простираанию данной вулканогенной толщи, по-видимому, указывает на то, что для образования шаровых лав требуется особо благоприятное сочетание целого ряда условий, помимо главного фактора — излияния в водную среду. Возможно, для образования подушечных текстур необходима и определенная специфика состава лавы, степень насыщенности ее газовой фазой, определенная форма подстилающей поверхности, степень ее уклона и другие обстоятельства.

Следует предполагать, что излияние и формирование шаровых лав происходило в условиях мелководного бассейна. Это подтверждается петрографическими особенностями указанных образований, наличием пропластков осадочных пород, структурой и минеральным составом шаров, характерными для образований небольших глубин, а также результатами произведенного Р. А. Мандаляном и Л. С. Чолахяном (1964) детального литологического изучения верхнеюрских вулканических образований территории междуречья Агстев и Тавуш. Это, прежде всего, широкое развитие органогенных, главным образом водорослевых известняков, а также наличие оолитовых и обломочных (окатаннозернистых) известняков в породах указанной толщи.

По результатам исследований указанных авторов в некоторых оолитах ядра сложены небольшими обломками эффузивных пород, не отличимых по составу от описываемых лав.

Второе важное обстоятельство, по Р. А. Мандаляну и Л. С. Чолахяну, это обилие онколитов — карбонатных желваков, образованных навиванием сине-зеленой водоросли вокруг обломков, представленных главным образом органогенным детритом. Авторами отмечаются случаи обволакивания онколитами обломков диабазовых порфиритов, аналогичных по составу шаровым лавам. Онколиты же, как показали исследования В. П. Маслова (1956), являются надежными показателями мелководья и колебания глубин. Распространение онколитов, по В. П. Маслову, ограничено глубинами от нуля до нескольких десятков метров.

По Р. А. Мандаляну и Л. С. Чолахян, здесь важно также отметить присутствие в известняках сверлящих водорослей (*Palaeochlya*), часто встречающихся в ассоциации с онколитами. Наличие сверлящих водорослей, по исследованиям В. П. Маслова, также указывает на мелководность водоема, до дна которого проникал снег; глубины его, таким образом, не могут превышать 50 м.

Для формирования шаровых лав подобного типа важное значение имеют также батиметрические условия водоема. Согласно представлениям М. А. Гиляровой (1959), образование шаровых лав происходит на протяжении какого-то оптимального интервала глубин бассейна, причем глубоководные условия не являются благоприятными.

В связи с подводным типом извержений лав стоит также очень важный и принципиальный вопрос — о природе и генезисе спилитов. Г. С. Дзоценидзе (1969) с достаточным основанием предполагал, что «спилитизация происходит не после излияния, а в самом очаге, где минерализаторы, мигрируя к верхней части очага, еще до начала извержений создают там условия для образования альбита вместо андезина или лабрадора». Высказывая этот взгляд, Г. С. Дзоценидзе основывался на исследованиях Н. И. Хитарова (1961), который находит, что «при продвижении по каналу с глубоких горизонтов в верхние, при постоянной температуре в 900° , магма выходит из условий давления, определяемого нагрузкой вышележащих толщ и, вследствие этого, попадая на горизонты с давлением, меньшим чем 1000 атм., повышается вероятность вхождения посторонней воды, особенно из водонапорных систем». «Если это допустимо при извержениях на суше, — развивает этот взгляд Г. С. Дзоценидзе, — то можно ли полностью игнорировать влияние морской воды на поднимающуюся по каналу с глубины магму. Морская вода проникает, вероятно, по трещинам к каналу довольно глубоко и, превращаясь в пар, взаимодействует с магмой, вызывая в ней соответствующие изменения». Наблюдения, произведенные в Грузии, Крыму и других регионах, показывают, что так называемые спилитовые образования слагают нижние части вулканогенно-осадочных геосинклинальных формаций, где сначала извергается «спилитизированная» магма, дающая богатые альбитом спилитовые породы, затем к ней подмешивается нижележащая частично «спилитизированная» магма, образуя на дне моря покровы частично альбитизированных пород и, наконец, извергаются лавы с нормальным плагиоклазом (андезин или более основной), совершенно лишенные альбита, и образуются нормальные порфиры зеленокаменных формаций. Совершенно аналогичную картину имеют разрезы толщи зеленокаменных пород изученной нами петрографической провинции.

ЛИТЕРАТУРА

- Гилярова М. А. Шаровые лавы Сунсарского района южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. Уч. зап. ЛГУ, 268, сер. геол. наук, 1959, вып. 10.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Кашкай М. А., Бабаев И. А. О шаровых лавах Азербайджана. Изв. АН АзССР, 1958, № 5.
- Мандалян Р. А., Чолах'ян Л. С. О шаровых лавах из верхнеюрских отложений территории междуречья рр. Агстев и Тавуш. ДАН АрмССР, 1964, т. 38, № 3.
- Маслов В. П. Ископаемые известковые водоросли СССР. Тр. ИГН АН СССР, 1956, вып. 160.
- Тазиев Г. Вулканы. М., ИЛ, 1963.
- Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19.
- Engel C. G., Engel A. E. Composition of basalt cored in monole of project. Bulletin of the American Association Petroleum Geologists. 1961, vol. 45, No 11.
- Szadeczky-Kardoss E. A. Genetical sistem of igneous rocks. Report of the XXI Session. Norden, Part XIII, Copenhagen, 1960.
-

УДК 552.1+553.2(479.22)

Т. В. ИВАНИЦКИЙ

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ПРИМЕСЕЙ В ПОРОДАХ И РУДАХ ГРУЗИИ

Со времен классических работ В. М. Гольдшмидта и А. Е. Ферсмана по изоморфизму большинство исследователей стали придерживаться взгляда изоморфной природы примесей в минералах. Такой подход позволил в ряде случаев кристаллохимически обосновать изоморфную природу примесей. Однако в дальнейшем стало очевидным, что присутствие примесей нередко обусловлено наличием мельчайших выделений собственных минералов примесей, которые в ряде случаев являлись субмикроскопическими эпитаксическими вростками. Следовательно, в подобных вариантах оптически и рентгеновски отчетливо выявлялось различие между «растворителем» и «растворенным» веществом. Согласно В. А. Франк-Каменецкому (1964), эпитаксические срастания минералов с подобными по строению кристаллическими структурами при более интимном сродстве могут образовывать смешанные кристаллы. Поэтому эпитаксические включения минералов, наподобие изоморфных примесей, следует отнести к структурным примесям и четко разграничить их от механических.

В отдельную группу следует выделить примеси, имеющие некристаллическую природу и представленные атомами и несложными молекулами, рассеянными в минералах. Предполагают, что в этих случаях атомы и молекулы примесей локализируются в дефектах и в межблочных участках кристаллической решетки минерала хозяина. Такую форму нахождения может иметь любой из элементов. Однако, учитывая химические и кристаллохимические свойства элементов, более вероятно предположить, что в такой форме чаще всего находятся халькофильные элементы в породообразующих минералах. Существование различных форм нахождения рудных элементов в породах и минералах на примере урана, свинца, цинка и меди было показано экспериментами Л. В. Таусона (1961), Б. И. Злобина (1969), И. П. Смирновой, Н. П. Альмухамедова (1967), М. R. Coppens (1949) и др.

Строение и фазовый состав силикатных расплавов позволяют предположить, что Fe, Ti, Cr, V, Cu, Ni в силикатных расплавах находятся в виде окислов атомов, сульфидных обособлений, а также сложных комплексных соединений, возникающих к концу процесса дифференциации и кри-

таллизации силикатного расплава. Известно, что особенно богатыми Fe, Ni, Cu, Ti, V, Cr и платиноидами являются основные и ультраосновные магмы, с которыми генетически связаны собственно магматические крупнейшие медно-никелевые, титаномагнетитовые м-ния и месторождения хрома и платиноидов. С ультраосновными щелочными магмами связаны месторождения Ti, Nb и Ta, указывающие, в свою очередь, на то, что многие природные силикатные расплавы богаты рудными элементами. На эту особенность впервые обратил внимание Н. Фогт, работы которого легли в основу дальнейших исследований. Благодаря экспериментальным исследованиям Я. И. Ольшанского (1951), О. А. Есина (1957), Л. Н. Овчинникова (1959, 1967), Г. Куллеруда (1966) и др. были установлены основные аспекты поведения рудных элементов в процессе дифференциации и кристаллизации сложных сульфидно-силикатных систем.

Рассмотрим некоторые соображения и экспериментальные данные в отношении формы нахождения свинца, цинка и меди в породообразующих минералах и редких элементов в сульфидах¹.

Для свинца чаще всего допускают изоморфную форму нахождения в калиевых минералах (в основном кали-натровый полевой шпат и в меньшей степени биотит², мусковит). Такое представление основано, с одной стороны, на концентрации свинца в калишпатах, а с другой — на кристаллохимической связи свинца с калием (ввиду близости их радиусов $Pb^{+2}—1,20 \text{ \AA}$, $K^{+1}—1,33 \text{ \AA}^3$); обычно склоняются к варианту гетеровалентного изоморфизма по схеме $KSi \leftarrow PbAl$ (Ноккольдс, Митчелл, 1952; Oftedal, 1954). Однако существует ряд отрицательных, для допущения такого изоморфизма, признаков: различие величин электроотрицательности калия и свинца ($K^{+1}—0,8$, $Pb—1,6$), потенциалов ионизации, халькофильные для ионов свинца и оксифильные для калия свойства и т. д. Значительный интерес представляют экспериментальные работы К. А. Соррелла (Sorrell, 1962), синтезировавшего свинцовый полевой шпат состава $PbAl_2Si_2O_8$ и предположивший неограниченный изоморфизм в системе $KAl_2Si_2O_8—PbAl_2Si_2O_8$.

Таким же образом, по В. М. Гольдшмидту, свинец изоморфно входит в решетку плагиоклазов посредством замещения кальция (Ca^{+2}

¹ Все анализы произведены в лабораториях отдела геохимии ГИН АН ГССР: спектральные количественные анализы Pb и Zn — ст. научным сотрудником, кандидат наук Н. Д. Гварамдзе; химические анализы на Zn — мл. научным сотрудником химиком-аналитиком М. Ш. Мачавариани; спектральные количественные анализы на Cu — мл. научным сотрудником, кандидат наук Т. Д. Мчедлишвили; химические анализы на Se и Te — ст. научным сотрудником, кандидат наук М. И. Джанджгава; спектральные количественные анализы на Cd и Tl — ст. научным сотрудником, кандидат наук Н. Д. Гварамдзе и ст. инженером Ж. Н. Абашидзе.

² Наши данные по биотипам интрузивных пород Аджарии (Иваницкий, Гварамдзе, Мчедлишвили, 1966), как и данные по биотиту гранитоидов Северного Тянь-Шаня (Гаврилин, Злобин и др., 1966), указывают на малую способность биотита (по сравнению с кали-натровым полевым шпатом) к накоплению свинца.

³ Радиусы катионов в большинстве случаев даны по Л. Х. Аренсу; радиусы анионов — по другим исследователям, а в основном по В. М. Гольдшмидту.

—1,06Å) и стронция (Sr^{+2} —1,27Å), хотя это представление требует экспериментальной проверки путем синтеза соответствующих солей. Кроме того оно встречает те же отрицательные признаки, которые уже отмечались в случае изоморфизма между калием и свинцом. Не исключена также возможность и того, что в полевых шпатах свинец с калием, кальцием, барием и стронцием образует соединения типа двойных солей (Гаврилин, Злобин и др., 1966).

Мысль о присутствии примеси свинца в породообразующих минералах в неизоморфной форме (неструктурная примесь) впервые была высказана В. М. Гольдшмидтом, который предположил наличие в гранитоидах акцессорного галенита. В дальнейшем такого мнения придерживались многие исследователи. В. В. Ляхович (1976) показал довольно широкое распространение в гранитоидах различных частей Советского Союза акцессорного галенита и самородного свинца. Выщелачивание свинца из кали-натровых полевых шпатов (Таусон, 1961) и из сиенитов, граносиенитов и гранитов (Гаврилин, Злобин и др., 1966) показали, что если легкорастворимую часть свинца отождествлять с неструктурной примесью, а труднорастворимую со структурной, можно считать, что в гранитоидах и породообразующих минералах свинец присутствует в обеих формах, количественное соотношение между которыми в различных гранитоидах может быть совершенно различным.

Распределение цинка в породообразующих минералах указывает, что представление некоторых исследователей (Neuman, 1949, и др.) о невозможности вхождения некоторой его части изоморфно на место Mg^{+2} и Fe^{+2} в темноцветных компонентах требует пересмотра. На материале породообразующих минералов Грузии совершенно ясно наблюдается значительная концентрация цинка в меланократовых минералах⁴. Накопление цинка в амфиболах и пироксенах хорошо согласуется с представлением о тесной геохимической и кристаллохимической связи цинка в породах с двухвалентным железом и магнием. Учитывая близость ионных радиусов (Zn^{+2} — 0,74Å, Fe^{+2} ;—0,74Å, Mg^{+2} —0,75Å) и большое сходство свойств ионов Zn^{+2} и Fe^{+2} , это предположение было высказано В. М. Гольдшмидтом и поддержано многими исследователями. Однако в литературе существует и иное толкование формы нахождения цинка в породообразующих минералах. Так, например, Х. Нейман (Neuman, 1949), учитывая тетраэдрическую координацию цинка в силикатах при октаэдрической координации магния и железа, считает маловероятным изоморфное вхождение цинка в феррические минералы пород и допускает, что цинк в породах и породообра-

⁴ Следует указать, что эпидот-актинолитовые агрегаты из гидротермальных метасоматитов Локского рудного узла часто показывают «ураганные» содержания цинка (от 1100 г/т до 3900 г/т). Однако, как показало исследование этих образцов в рудном микроскопе, они содержали мелкие выделения сфалерита, халькопирита и пирита.

зующих минералах находится в виде самостоятельных минералов, возможно, сульфидов. С другой стороны, способность цинка в своих гидратных соединениях принимать шестерную координацию, на что впервые обратил внимание К. Х. Ведеполь (Wedepohl, 1953), дает основание предположить возможность его изоморфного вхождения в амфибол и биотит. Сущность такого изоморфизма заключается в том, что наличие в кристаллической решетке амфибола и биотита гидроксильной группы дает, видимо, возможность цинку в октаэдрической координации входить в решетку этих минералов. С понижением температуры, в силу специфических кристаллохимических свойств цинка, должен происходить распад гомогенной, цинксодержащей фазы амфибола и биотита, с возникновением двухфазной системы: амфибол (биотит)—собственно цинксодержащий минерал.

Примесь цинка в высоких и равномерных концентрациях обнаруживается в магнетите локских и аджарских пород, что в несколько раз выше, чем его содержание в магнетитах пород других районов мира. Высокие концентрации цинка в магнетите аджарских пород объясняется наличием в них мельчайших выделений франклинита— $ZnFe_2O_4$ (Иваницкий, Гварамадзе и др., 1969). Известно, что магнетит при сравнительно высокотемпературных условиях обнаруживает способность давать твердые растворы с целым рядом ферришпинелидов, в том числе и с франклинитом. Е. Мазоном (Белянкин и др., 1954) изучена система: $Fe_3O_4—Mn_3O_4—ZnFe_2O_4—ZnMn_2O_4$, в которой возникают твердые растворы между Mn_3O_4 и $ZnMn_2O_4$ и между Fe_3O_4 и $ZnFe_2O_4$ с разрывом смесимости между парами компонентов до $900—1000^\circ C$. Учитывая приведенные данные, видимо, следует считать, что в магнетитах высокие концентрации цинка обусловлены наличием твердого раствора $FeFe_2O_4—ZnFe_2O_4$, в результате распада которого в некоторых случаях в магнетите обособляется видимая в микроскопе самостоятельная фаза франклинита.

Форма нахождения меди в породообразующих минералах (в породах) является дискуссионной. В. М. Гольдшмидт на основании близости ионных радиусов Cu^{+2} ($0,80\text{\AA}$) и Fe^{+2} ($0,74\text{\AA}$) считал возможным их изоморфизм и накопление меди в железо-магнезиальных силикатах. Аналогично этому А. Е. Ферсман (1939), Л. Р. Вагер и Р. Л. Митчелл (1952) и вслед за ними некоторые другие исследователи, исходя из близости ионных радиусов меди и магния ($Mg^{+2}—0,75\text{\AA}$), считали возможным замещение магния медью. Л. Р. Вагером и Р. Л. Митчеллом высказано также предположение в отношении изоморфного вхождения меди в плагиоклазы. В дальнейшем многие исследователи придерживались взгляда в отношении изоморфизма между Cu^{+2} с Fe^{+2} и Mg^{+2} , в связи с заметным обогащением медью железо-магнезиальных силикатов и частично магнетита. В настоящее время результаты фазового анализа некоторых породообразующих минералов показали, что основное количество меди в породообразующих минералах легко выщелачивается, т. е. не является структурной примесью, в то время как в магнетите и ильмените медь является структурной (Витовская, 1960; Смирнова, Аль-

мухамедова⁵, 1967). В этой связи особенно обращает на себя внимание довольно существенная концентрация меди в кварце, в некоторых случаях соизмеримая с содержанием меди в ассоциирующих с ним калишпате и плагиоклазе (Локский массив). Эта картина не согласуется с данными по другим интрузивам Грузии и других регионов, так как лейкократовые компоненты породы обычно содержат в десятки и сотни раз меньше меди, чем ассоциирующие с ним железомagneзиальные силикаты и железосодержащие акцессории. Следует указать, что наличие примеси меди в порообразующих минералах гранитоидов Грузии (Локский, Келасурский, Аджарские интрузивы) в значительной степени обусловлено наличием в этих породах сингенетичных тонкодисперсных (и, видимо, субмикроскопических) выделений сульфидов—халькопирита, пирротина, пирита, блеклой руды и др.

На материале некоторых магматических пород Грузии была произведена серия опытов по избирательному выщелачиванию цинка и меди из минералов и пород⁶. Полученные данные позволяют считать, что цинк в гранитоидах Келасурского и Локского массивов, видимо, находится как в виде структурной, так неструктурной примеси, которая является преобладающей.

В Мерисском и других Аджарских интрузивах больше данных для отнесения основного количества меди к неструктурной примеси, представленной тончайшими вкрапленниками сульфидов в порообразующих минералах (минералогическая пыль). Однако некоторая часть меди, видимо, находится в порообразующих минералах и в изоморфной форме.

Нами уже отмечалось, что рудные элементы могут находиться в порообразующих минералах в виде несвязанных атомов и молекул. На такую возможность впервые указал Г. В. Деворе (Devore, 1955). В дальнейшем Л. М. Шамовский (1956), на примере распределения активатора в щелочно-галлоидных кристаллофосфорах, развил эти представления. Этот исследователь считает, что при выращивании из расплава монокристаллов активатор в кристаллах распределяется двояким образом: часть его атомов входит в решетку с образованием твердых растворов, меньшая же часть фиксируется на поверхностях блоков субструктуры кристалла. В дальнейшем предположили, что адсорбированные атомы активатора могут образовать комплексные соединения с ионами кристалла иной кристаллохимической структурой и координацией, чем у ионов активатора, вошедших в решетку (Шамовский и др., 1958). Если такая форма нахождения характерна для некоторой части рудных элементов, то их, видимо, следует отне-

⁵ Чувствительность определения меди в исследовании И. П. Смирновой, А. И. Альмухамедова (1967) равнялась 0,0001 вес. %.

⁶ Выщелачивание Zn и Cu из пород по существующей методике было произведено в отделе геохимии ГИН АН ГССР младш. науч. сотрудником М. Ш. Мачавариани.

сти к субструктурным примесям, так как они в значительной мере участвуют в композиции кристаллической решетки минерала-хозяина.

Атомарно-молекулярное рассеяние элементов-примесей, кроме сорбционного захвата кристаллом при его образовании из расплава-раствора может произойти и в связи с распадом некоторых изоморфных смесей. Такой процесс может наблюдаться как в пороодообразующих, так и в рудообразующих минералах.

Формы нахождения редких элементов (Cd, Tl, Se, Te и др.) в сульфидах Грузии сложные. Значительные концентрации Tl и Se оказались характерными для галенита, Se и Te—для халькопирита, пирита и пирротина, Cd и Tl—для сфалерита, вюрцитита, дисульфидов, железа и т. д. В сульфидных рудах установлены лишь собственные минералы таллия (гутчинсонит), теллура и кадмия (гринокит),⁷ присутствующих в единичных случаях в некоторых генетических типах месторождений. Систематическое применение рентгеновского метода и электродондирования главных сульфидов, несущих мельчайшую вкрапленность недиагностируемых микроскопически минералов, возможно, позволяет в дальнейшем вскрыть другие минералы редких элементов. В настоящее время можно считать, что часть таллия и кадмия в телетермальных свинцово-цинковых месторождениях и селена и теллура в средне-низкотемпературных медно-полиметаллических золотоносных и осадочно-гидротермальных медно-пирротиновых месторождениях находятся в форме самостоятельных минералов.

Значительный интерес представляет наличие гринокита только в телетермальных вюрцититовых месторождениях (Иваницкий, Цинцадзе, 1959) с колломорфными и метаколлоидными рудами. Гринокит мог выпадать совместно со сфалеритом и вюрцитом в форме сложного геля (Иваницкий, 1951, 1963). Не исключена возможность, что CdS обособлялся из геля сульфида цинка при его раскристаллизации, мицеллы которого содержали кадмий в адсорбционном слое. Присутствие гринокита исключительно в вюрцититовых рудах наводит также на мысль о возможности наличия мицелл смешанного состава ZnS—CdS, так как кристаллические структуры вюрцитита и гринокита являются подобными.

На возможность такого механизма указывает и то, что в зоне вторичного сульфидного обогащения месторождения Тзумеб К. С. Хурлбутом (Hurlbut, 1957) были обнаружены промежуточные члены вюрцитит-гринокитового ряда. По Х. Штрунцу (1962) соединения CdS—ZnS (вюрцититовая структура) полностью смешиваются. По данным П. Рамдора (1962), скорлуповатые почкообразные сфалериты из Беренгалы (Боливия) содержат от 15 до 30% CdS. Эти почки оказались

⁷ Минералы таллия, теллура и кадмия установлены С. Е. Боришанской и др. (1958), Д. Д. Павленишвили (1977), Т. В. Иваницким и Г. В. Цинцадзе (1969), Т. В. Иваницким (1963), Т. А. Твалчрелидзе (1959).

сложены ритмически чередующимися тончайшими слоями чистого ZnS и CdS (гидротермального гринокита).

Широкое распространение примеси кадмия в различных сфалеритах Грузии (часто в высоких концентрациях — до 3,5%) при отсутствии минералов кадмия позволяет считать, что форма нахождения кадмия в этих случаях изоморфная.

Изоморфное вхождение кадмия в решетку обеих полиморфных разновидностей сульфида цинка не вызывает сомнения при большом кристаллохимическом сходстве кадмия с цинком; кроме того, ряд экспериментальных работ подтверждает этот изоморфизм (Kögger 1939; Kullerud, 1953; Цинцадзе, Швелашвили, 1960). Изоморфная «емкость» сфалерита по отношению к кадмию, по нашим данным, не должна превышать 2—2,5%, что согласуется и с данными Ю. С. Нестерова (1961).

Наиболее высокие концентрации таллия характерны для коллоидных и метаколлоидных агрегатов сфалерита и дисульфидов железа, в меньшей степени вюртцита и галенита.

Кристаллические разности руд, как правило, не содержат заметных концентраций таллия, гутчинсонит же присутствует только в руде Квайсинского месторождения. Концентрация таллия в коллоидных агрегатах ZnS и FeS₂, видимо, обусловлена повышенной сорбционной способностью гелей сульфидов (Иваницкий, 1951; Иваницкий, 1963). Впоследствии такой же точки зрения стали придерживаться ряд других исследователей (Воскресенская, Карпова, 1958; Иванов, 1966). Однако не исключена возможность и того, что присутствующие в гидротермальных растворах в незначительном количестве редкие элементы находились в ионной форме и при образовании мицелл главных сульфидов входили в адсорбционный слой. При старении геля образовывался твердый золь, содержащий элементы-примеси. Однако в некоторых случаях могла происходить и очистка сульфида цинка от посторонних примесей в процессе раскристаллизации гелевого осадка, на что указывают низкие концентрации таллия в агрегатах ZnS с реликтовой коллоидной текстурой.

Примесь таллия в галените высокая, особенно же в почкообразных его стяжениях (Хвамли). Наличие примеси таллия в галените объясняют изоморфизмом по схеме $2Pb^{+2} \leftarrow Te^{+1} + A$, где $A = Sb^{+3}, As^{+3}, Bi^{+3}$ и т. д. (Воскресенская, Карпова, 1958; Нечелюстов и др., 1961). Такая комбинация замещения свинца висмутом на материале Грузии не подтверждается, так как таллиеносные руды Грузии не висмутоносны. Считают, что таллий в сульфидах может находиться в виде микропримесей сульфосолей таллия, мышьяка, сурьмы и свинца. Е. М. Нанобашвили, Н. Г. Шелия, Л. В. Иваницкая, исследовавшие систему $Pb(NO_3)_2 - TlNO_3 - Na_2S - H_2O$ показали, что выпавший осадок сульфида представлял собой смешанный сульфид свинца и таллия типа $PbS \cdot Tl_2S$.

Значительный интерес представляет собой форма нахождения селена и теллура, которая в сульфидах Грузии не всегда одинаковая. Теллур, видимо, связан с собственными минералами — калаверитом, петцит-гесситом, тетрадимитом, алтаитом и минералом группы верлит-оруэтита. Среди минералов же селена условно определен лишь клаусталит в единственном случае, поэтому в основном он, видимо, находится в виде изоморфной примеси.

Экспериментально доказано, что в некоторых системах, например $PbS-PbSe$ (Earley, 1950), изоморфизм между Se^{+2} и S^{+2} носит неограниченный характер. С этим хорошо согласуется существование смешанных кристаллов галенита и клаусталита в некоторых месторождениях (Coleman, 1959). Здесь укажем, что В. В. Щербина (1937) высказал предположение о посреднической роли селена при вхождении теллура в решетку сульфидов. Противоположной точки зрения придерживалась Н. Д. Синдеева. А. В. Малевским (1963) была изучена система $PbS-PbSe$ и $PbTe$ и доказано, что селен может служить «посредником», облегчающим изоморфизм между серой и теллуrom. Позднее Чжунь-Цзя-Жун (1963) пришла к аналогичному выводу на примере соединений ртути (со структурой типа цинковой обманки). Оба элемента в галенитах содержатся в разных количествах, причем степень постоянства содержания селена намного превышает теллур, однако встречаются галениты, в которых теллур значительно преобладает над селеном.

В халькопиритах содержание селена и теллура изменяется в незначительных пределах, и они распределены весьма равномерно.

В пирите всегда наблюдается преобладание селена над теллуrom. Несмотря на довольно высокое содержание селена, он не образует выделений собственных минералов в пирите, что согласуется с данными Н. Д. Синдеевой (1959) и О. Е. Юшко-Захаровой (1964) по другим месторождениям.

Картина в отношении теллура противоположная, пириты даже при низкой концентрации в большинстве случаев содержат теллуриды, хотя не исключена возможность, что часть теллура изоморфна. Известно, что сфалерит относится к минералам наименее обогащенным селеном и теллуrom, однако высокие концентрации этих элементов обнаружены в сфалеритах Мошевани ($Se-3,5 \cdot 10^{-2}\%$, $Te-2 \cdot 10^{-2}\%$) и Аданге ($Se-2 \cdot 10^{-2}\%$, $Te-2 \cdot 10^{-3}\%$). Следует указать, что в рудах Аданге был установлен минерал группы верлит-оруэтита, что хорошо согласуется с высокой теллуруносностью этих руд.

Таким образом, даже беглое рассмотрение вопроса формы нахождения элементов-примесей в рудах и породах Грузии показало, насколько сложен вопрос и в данном конкретном случае. Совершенно ясно, что в этом направлении необходимо проведение специальных экспериментальных, рентгеновских и микроскопических исследований, так как использование теоретических кристаллохимических соображе-

ний не всегда является убедительным и не дает возможности прийти к однозначному решению вопроса. Считаю нужным обратить внимание еще на один возможный механизм вхождения примесей в решетку ведущих минералов. Мы имеем в виду процессы замещения, протекающие посредством ионной диффузии сквозь кристаллическую решетку с катионным обменом и частичной участковой перестройкой кристаллической решетки минерала-хозяина (Иваницкий, 1954, 1955; Генкин, 1954). Эти процессы могут протекать как в рудах, так и в породах. К примеру можно указать на редкометалльные замещенные гранитные пегматиты с их гаммой различных редкометалльных минералов. При развитии метасоматических процессов, протекающих посредством ионной диффузии в изоструктурных, сходных по анионному комплексу (каркасу), соединений, видимо, могут возникать субмикроскопические эпитаксические срастания. При объяснении формы нахождения элементов-примесей во многих случаях следует применить механизм ионной диффузии.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С., Лапин В. В., Топоров Н. А. Физико-химические системы силикатной технологии. М., Помстройиздат, 1954.
- Боришанская С. Е., Воскресенская Н. Т., Карпова Н. С. Минералогическая форма нахождения таллия в сфалеритах Верхней Квайсы. Научн. докл. Высшей школы, геолого-географич. науки, 1958, 4.
- Вагер Л. Р., Митчелл Р. Л. Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скаергард, Гренландия. В кн.: «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах», М., 1952.
- Витовская И. В. Распределение микроэлементов в метаморфических породах и минералах Акчагила и Кзыл-Эспе. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 49.
- Воскресенская Н. Т., Карпова И. С. Таллий в рудных минералах Верхней Квайсы. Геохимия, 1958, № 5.
- Гаврилин Р. Д., Злобин Б. Н., Леонова Л. Л., Певцова Л. А., Агафонокова Л. С., Классова Н. С. Геохимия варисских интрузивных комплексов Тянь-Шаня. М., 1966.
- Генкин А. Д. Унаследование двойникового строения минералов при замещении. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1954, ч. 83, сер. 2, вып. 2.
- Есин О. А. О строении расплавленных силикатов. Успехи химии, 1957, т. 26, вып. 12.
- Злобин Б. Н. О формах нахождения меди в изверженных горных породах. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1969, ч. XVIII, вып. 5.
- Иваницкий Т. В. К спектральной характеристике некоторых сфалеритов. Сообщ. АН ГССР, 1951, т. XII, 1.
- Иваницкий Т. В. К вопросу замещения сфалерита халькопиритом. Сообщ. АН ГССР, 1954, т. XV, № 5.
- Иваницкий Т. В. К вопросу замещения минералов. Минер. сборн. Львовского геол. об-ва, 1955, № 9.
- Иваницкий Т. В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Геол. ин-т АН ГССР. Монографии, 1963, № 12.

- Иваницкий Т. В., Гварамадзе Н. Д., Мchedlishvili Т. Д. Свинец, цинк и медь в минералах интрузивных пород Аджарии. Сообщ. АН ГССР, 1966, XIV, № 2.
- Иваницкий Т. В., Цинцадзе Г. В. Вюртцит в близповерхностных низкотемпературных свинцово-цинковых рудах Грузии. Геол. ин-т АН ГССР, сб. трудов, 1969.
- Иваницкий Т. В., Гварамадзе Н. Д., Мchedlishvili Т. Д., Шавишвили И. Д., Мачавариани М. Ш., Надареишвили Г. Д. Геохимия и металлогеническая специализация интрузивов Аджарии. Тбилиси, «Мецниереба», 1969.
- Иванов В. В. Геохимия рассеянных элементов в гидротермальных месторождениях. М., 1966.
- Куллеруд Г. Обзор и оценка современных исследований сульфидных систем, имеющих геологическое значение. В сб.: «Проблемы эндогенных месторождений», 1966, вып. 3.
- Ляхович В. В. Связь оруденения с магматизмом (Турныауз). М., 1976.
- Малевский А. В. О влиянии селена на изоморфное замещение серы теллуrom в сульфидах. ДАН СССР, 1963, 1.
- Нестерова Ю. С. О химическом составе сфалеритов. Тр. Минер. музея АН СССР, 1961, вып. 11.
- Нечелюстов Н. В., Попова Н. Н., Минцер Э. Ф. Распределение элементов примесей в процессе гипогенного минералообразования в свинцово-цинковых и медно-молибденовых месторождениях Карамазара. Тр. ИМГРЕ АН СССР, 1961, вып. 5.
- Нечелюстов Н. В., Попова Н. Н., Минцер Э. Ф. Об изоморфизме селена и теллура в галените. Геохимия, 1962, № 11.
- Ноккольдс С. Р., Митчелл Р. Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород, исследования связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов. В сб.: «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., 1952.
- Овчинников Л. Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Овчинников Л. Н. Экспериментальное исследование процессов эндогенного рудообразования. В кн.: «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного рудообразования». Л., 1967.
- Ольшанский Я. Н. Растворимость FeS в железистых силикатных расплавах, содержащих добавки CaO, MgO, Al₂O₃. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 137.
- Павленишвили Д. Д. О новых минералах Адангейского медно-пирротинового проявления (Абхазия). Сообщ. АН ГССР, 1977, т. 88, 3.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., 1962.
- Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М., 1959.
- Смирнова И. П., Альмухамедова Н. П. Поведение меди в процессах камерного этапа дифференциации траповой магмы. «Геохимия», 1967, № 12.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., 1961.
- Твалчрелидзе Т. А. Золото-висмут-теллуровая ассоциация Дамблудского и Зодского месторождений. Тр. КИМС, Тбилиси, 1959, Геологический сборник, 1.
- Ферсман Л. Е. Геохимия. Т. IV, 1939.
- Франк-Каменецкий В. А. Природа структурных примесей в минералах. Л., 1964.
- Цинцадзе Г. В., Швелашвили А. Э. О кристаллической природе кадмия в сфалеритах Грузии. Сообщ. АН ГССР, 1960, 25, № 1.

- Чжун-Цзя-Жун. Особенности распределения и формы нахождения селена в низкотемпературных сурьмяно-ртутных месторождениях Южной Ферганы. Автореферат кандид. дис., 1963.
- Шамовский Л. М. К вопросу о механизме люминесценции щелочно-галлоидных кристаллофосфоров. Оптика и спектроскопия, т. I, 1956, вып. 3.
- Шамовский Л. М., Родионова Л. М., Сидоренко Г. А., Жванко Ю. Н. К вопросу о полиэдрической субструктуре монокристаллов щелочно-галлоидных фосфоров. Журн. физ. химии, 1958, т. 32, вып. 10.
- Штрунц Х. Минералогические таблицы. М., 1962.
- Щербина В. В. Основные черты геохимии теллура. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 5.
- Юшко-Захарова О. Е. Геохимия и минералогия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях. М., 1964.
- Coleman R. G. The natural occurrence of galenaclausthalite solide solution series. Amer. Mineralogist, 44, № 1—2, 1959.
- Coppens M. R. Sur une inclusion radioactive a forte teneur en uranium et thorium contenue dans un granite. Comptes-Rendus, v. 229, № 13, 1949.
- Devore G. W. The role of adsorption in the fractionation and distribution of the elements. J. Geol., 63, № 2, 1955.
- Earley S. W. Description and synthesis of the selenide minerals. Amer. Mineralogist, 35, № 5—6, 1950.
- Hurlbut C. S. The wurtzite-greenockite series. Amer. Mineralogist., v. 42, № 314, 1957.
- Kröger F. A. Solid solutions in the ternary system ZnS—CdS—MnS. Z. Kristallogr., 102, H. 2, 1939.
- Kullerud G. The FeS—ZnS system, a geological thermometer. Norsk geol. tidsskr 32, H²/₄, 1953.
- Neuman H. Notes on the mineralogy and geochemistry of zinc. Min.—Mag. v. 28, № 205, 1949.
- Oftedal J. Regional distribution of lead in Norwegian granitic rocks. Norsk Geol. Tidsskr, v. 33, 1954.
- Sorrell C. A. Solidstate formation of barium, strontium and lead feldspars in chalcosulfate mixtures. Amer. Mineralogist, 47, № 3—4, 1962.
- Wedepohl K. H. Untersuchungen zur geochemie des Zinks. Geochim. et Cosmochim. acta, v. 3, № 3, 1953.

УДК (551.21:551.76/77):551.24(479)

Ш. А. АДАМИЯ, Г. С. ЗАКАРИАДЗЕ, М. Б. ЛОРДКИПАНИДЗЕ

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ КАВКАЗА И ЕГО СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ

Одним из пионеров исследований по проблеме связи вулканизма с тектоникой, на примере альпийской истории становления земной коры территории Кавказа и прилегающих регионов альпийского пояса, является Г. С. Дзюценидзе, посвятивший этой проблематике целый ряд интересных работ. Ряд особенностей предопределяет и поныне повышенный интерес к вулканизму и тектонике Кавказа: его положение на стыке Евразийской и Афро-Аравийской литосферных плит, с одной стороны, и европейской и азиатской частями Альпийско-Гималайского орогенного пояса — с другой. Характерной чертой тектоники Кавказа является расположение в современной структуре *in situ* почти всех (за исключением Малокавказской офиолитовой зоны) основных альпийских палеогеографических единиц, хотя и претерпевших сильные тектонические деформации. По этой причине удается производить довольно обоснованные палеотектонические реконструкции для альпийского этапа, охватывающего промежуток времени от начала юры по четвертичный период включительно.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ КАВКАЗА И ВУЛКАНИЗМ

Кавказ с севера ограничен Скифской молодой платформой, чехол которой сложен эпиконтинентально-морскими, лагунными и континентальными отложениями мезозоя и кайнозоя (Хаин, 1977). Характерно значительное развитие известково-щелочных вулканических серий в отложениях верхнего триаса — ранней юры.

Скифская молодая платформа в южном направлении постепенно переходит в альпийское горно-складчатое сооружение Большого Кавказа. Северный склон последнего (рис. 1, I) по характеру структур и фаций является южным краем Скифской молодой платформы, вовлеченным в альпийский тектогенез. Южнее следуют: геосинклиналь Большого Кавказа (II), Закавказский срединный массив (III), Аджаро-Триалетский (IV¹) и Талышский (IV²) мел-палеогеновые рифты, наложенные на Закавказский срединный массив, Малокавказская (Се-

ванская) офиолитовая шовная зона (V) и квазиplateформенная структура Южной Армении—Начихевани (VI) — край более обширной Иранско-Турецкой квазиplateформы.

Малокавказский офиолитовый шовный пояс разделяет Кавказ на две провинции, резко различающиеся по геологическому строению и истории развития. В северной собственно Кавказской провинции широко развиты эвгеосинклинальные формации палеозоя, раннего и среднего мезозоя; интенсивно проявлены герцинский и раннеальпийский магматизм, метаморфизм и фазы складчатости; в южной (Иранской) провинции эти процессы в палеозое и раннем мезозое практически не проявлены. Однако Малокавказский «барьер» с конца мела почти не проявляется, и по обе стороны офиолитовой зоны развиты сходные фации кайнозоя.

Зоны I¹—I³. В этих зонах Северного склона Большого Кавказа в разрезе квазиplateформенного альпийского чехла, который начинается трансгрессивной нижней юрой, можно выделить три основные формации. Нижняя (нижне-среднеюрская) сложена главным образом шельфовыми и континентальными песчано-глинистыми, часто угленосными осадками (общая мощн. от нескольких сотен до 9.000 м.). В лейасе на разных уровнях локально развиты вулканиты высококальцевой известково-щелочной серии. Следующая выше формация, охватывающая отложения от верхней юры по эоцен (мощн. от нескольких сотен метров до нескольких км), сложена преимущественно карбонатными шельфовыми осадками (органогенные и оолитовые, часто коралловые известняки, доломиты, мергели и др.), фосфоритовыми и глауконитовыми песчано-глинистыми осадками и эвапоритами. Разрез квазиplateформенного чехла венчается позднеальпийскими (олигоцен-квартер) морскими и континентальными молассами (рис. 2,1). Локальные и региональные несогласия отмечаются на разных уровнях юры, мела, палеогена и неогена.

Зоны II¹—II³. Доальпийское основание геосинклинали Большого Кавказа слагается метаморфическими и магматическими породами докембрия (?), палеозоя и триаса. Нижняя юра согласно следует за триасом, либо несогласно перекрывает доальпийские комплексы. Нижняя и средняя юра представлены песчано-глинистыми относительно глубоководными осадками (мощность 3000—5000 м), метаморфизованными до стадии глинистых (аспидных) сланцев. В нижнеюрских отложениях местами встречаются толеит-базальты и маломощные пачки андезит-дацитовых вулканитов, дайки и силлы диабазов. В южном направлении количество вулканитов в разрезе юры резко возрастает, и байосский ярус представлен здесь мощной толщей (3000 м) слабощелочных базальтов, с которыми местами ассоциируют андезиты и трахиандезиты. Следующий выше комплекс альпийского разреза в северной и центральной частях зоны представлен в основном известня-

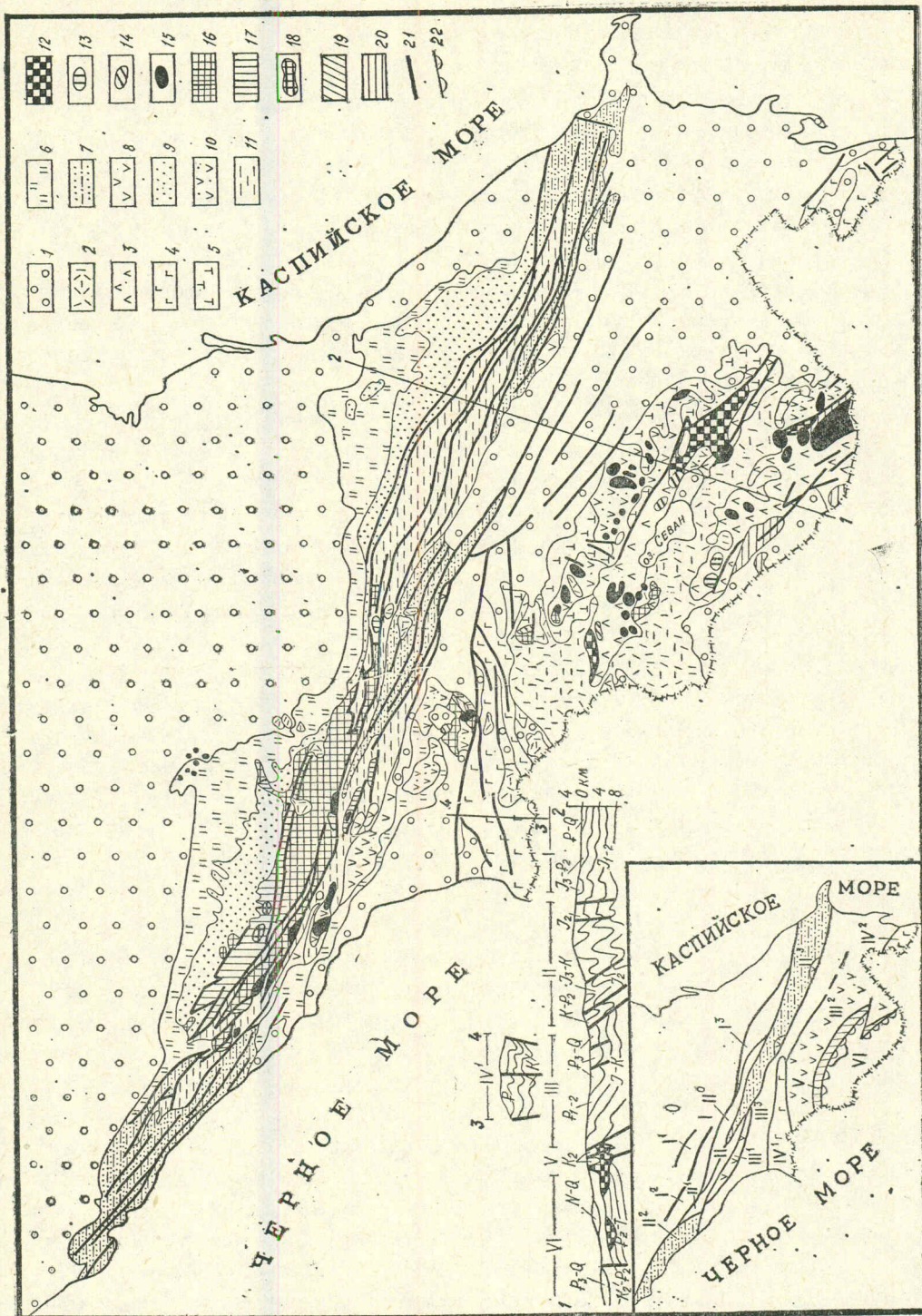


Рис. 1. Схема тектонической зональности и геологическая схематическая карта Кавказа. О—Скифская мольдая платформа; I—VI—альпийская складчатая область: I¹—бечасынская зона, I²—зона передового хребта Северного склона, I³—зона известнякового Дагестана; II—геосинклиналь Большого Кавказа с зонами Главного хребта (II⁰), Сванетского поднятия (II¹), западного (II²) и восточного (II³) флишевых бассейнов; III—Закавказский срединный массив с Гагрско-Джавской (III¹) и Сомхито-Кафанской (III²) краевыми подзонами; IV¹ и IV²—Аджаро-Триалетская и Тальшская зоны, V—Малокавказская (Севано-Акеринская) офиолитовая зона, VI—Иранская (Армянско-Араксинская) квазиплатформа. I—олигоцен-четвертичная моласса, 2—наземные неоген-четвертичные вулканогенные породы, 3—поздний мел и палеоген Севано-Акеринской и Армянско-Араксинской зон, 4—то же Аджаро-Триалетской и Тальшской зон, 5—верхняя юра—эоцен южного края Закавказского срединного массива, 6—верхняя юра—эоцен северного склона Большого Кавказа и северной периферии Закавказского срединного массива, 7—верхняя юра—эоценовый флиш и субфлиш Большого Кавказа, 8—средняя юра южной периферии южного склона Большого Кавказа, 9—нижняя и средняя юра северного склона Большого Кавказа, 10—нижняя и средняя юра центральной и южной частей Закавказского срединного массива, 11—нижняя и средняя юра геосинклинали Большого Кавказа, 12—офиолиты Малокавказской зоны, 13—офиолитовые покровы Вединского района, 14—протрузии офиолитов, 15—альпийские интрузии, 16—доальпийский кристаллический фундамент, 17—палеозой-триас Большого Кавказа, 18—палеозойские аллохтонные офиолиты Большого Кавказа, 19—верхний палеозой Закавказского срединного массива, 20—палеозой-триас Малокавказской части Иранской квазиплатформы, 21—разломы, 22—предполагаемое положение зоны корней офиолитовых покровов Малого Кавказа.

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29
- 30
- 31
- 32

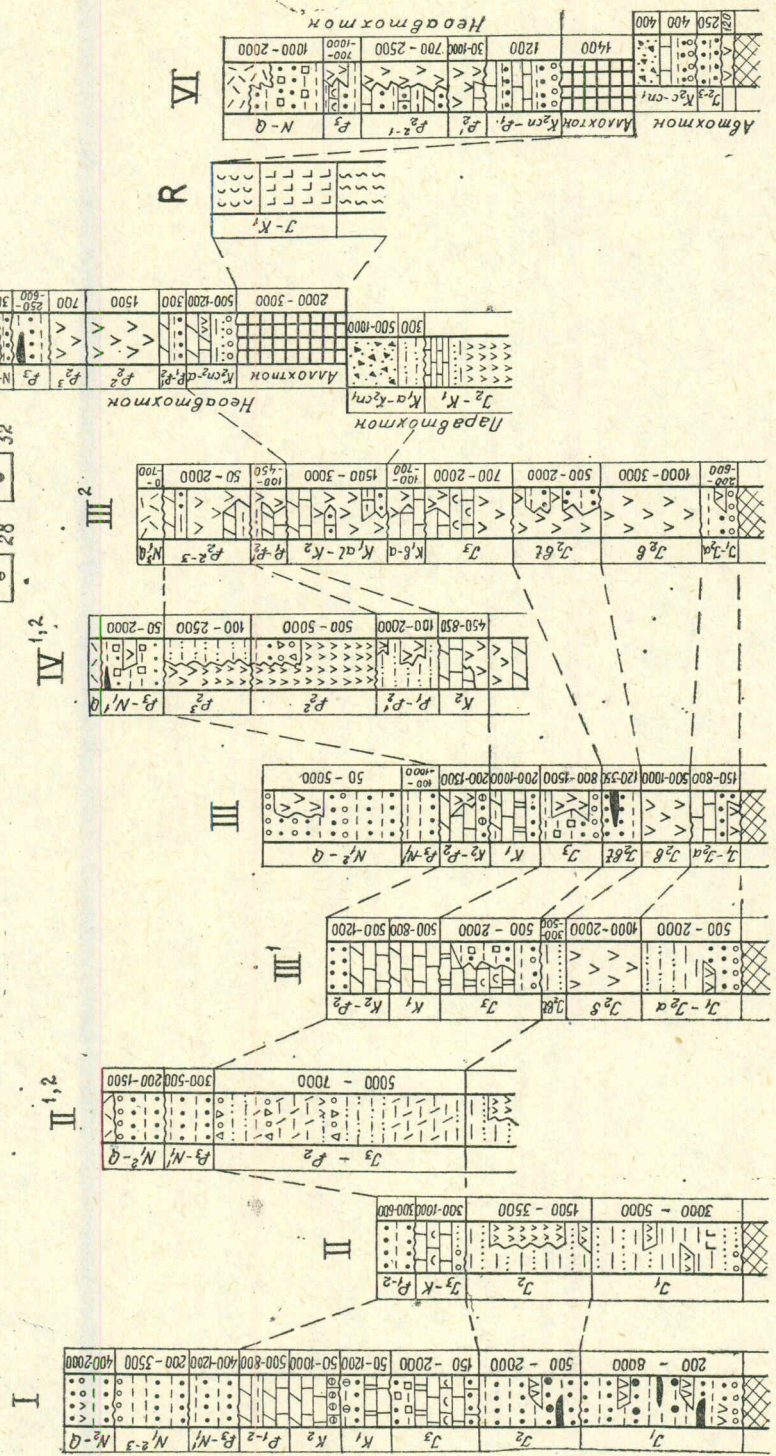


Рис. 2. Генерализованные стратиграфические колонки юры, мела и кайнозой основных тектонических зон Кавказа (I—VI) и предполагаемой зоны корней (R). Основные обозначения: мелководные и субаэральные терригенные осадки: 1—конгломераты, 2—пески, песчаники и гравелиты, 3—глины, аргиллиты и алевролиты; глубоководные терригенные осадки, 4—песчаники, 5—глинистые сланцы, аргиллиты и алевролиты; мелководные карбонатные осадки: 6—органогенные известняки, 7—рифовые известняки, 8—доломиты, 9—мергели, 10—песчанистые известняки, 11—глинистые известняки, 12—глубоководные известняки, флиш: 13—песчано-глинистый, 14—известняково-мергелистый, 15—грубый, 16—олистоострома офиолитовая; вулканогенные образования: 17—наземные (преимущественно лавы), 18—мелководные, 19—глубоководные, 20—диабазы; офиолитовая ассоциация: 21—тектонический мелажи и покровы, 22—эффузивно-радиоляртовый комплекс, 23—габбро-диабаз-диоритовый комплекс, 24—ультрабазитовый комплекс; 25—доальпийский фундамент, 26—пласты каменного угля, 27—фосфоритовые конкреции, 28—глауконит, 29—гипс и галит, 30—несогласное залегание, 31—тектонические контакты, 32—конкреции сидерита.

ками поздней юры и мела, мелководными песчаниками, гравелитами и аргиллитами палеоцена и эоцена (рис. 2, II). Но на восточном и западном краях зоны синхронные осадки представлены мощной серией флиша и субфлиша (5000—7000 м). Отмечается чередование в его составе толщ песчано-глинистого и известняково-мергелистого состава. В отложениях сеномана, маастрихта и позднего эоцена широко развит грубый флиш (см. рис. 2, II^{1,2}). Местами в сеномане отмечаются вулканиты слабощелочных базальтов (300—1000 м), а также выдержанные горизонты силицитов (сеноман-турон). На восточном и западном погруженных частях Большого Кавказа эоцен покрывается молассами олигоцен-четвертичного возраста. В центральной же части зоны известны несколько групп вулканов, извергавших в неоген-четвертичное время андезитово-дацитовые (Кели, Казбек) или риолитовые (Чегем, Эльбрус) серии (Схиртладзе, 1958).

Альпийские осадки геосинклинали Большого Кавказа смяты в линейные, субизоклинальные складки и разбиты частыми взбросонадвигами с перемещением масс с севера на юг.

Зоны III¹—III³. Переход от геосинклинали Большого Кавказа в Закавказский срединный массив происходит постепенно как в фациальном, так и структурном отношении. Пелагические фации замещаются мелководными, либо континентальными; складчатость и метаморфизм осадков альпийского чехла ослабевают, разломы становятся крутыми. Часты перерывы в осадконакоплении. На разных уровнях отмечаются региональные либо местные несогласия.

Доальпийский фундамент зоны III представлен метаморфическими и магматическими породами докембрия (?) и палеозоя, наземными и мелководно-морскими риолитовыми вулканитами верхнего палеозоя. В составе альпийского чехла, который начинается трансгрессивной нижней юрой, можно выделить ряд толщ. Нижняя, лейас-ааленская толща в северной и южной перифериях зоны (см. рис. 2, III¹, III²) слагается мелководными конгломератами, песчаниками, гравелитами и аргиллитами с небольшими пачками дацит-риолитовых вулканитов. В центральной части зоны (III) вулканиты (700 м) занимают всю нижнюю часть толщи, а верхняя представлена органогенно-криноидными железистыми красными известняками (150 м). Возраст следующей выше вулканогенной толщи в северной и центральной частях зоны байосский, в южной части — средне- и верхнеюрский. Это мелководно-морские, местами наземные, дифференцированные, известково-щелочные, преимущественно андезитовые серии. Щелочность пород возрастает с юга на север от низкокалиевых известково-щелочных у южного края Закавказского срединного массива, до шошонитов у его северо-западной периферии (Адамия и др., 1977).

Положение о сродстве среднеюрских вулканических серий южной и северной периферий Закавказского массива и о формировании их в:

пределах единой структуры было впервые выдвинуто и обосновано Д. С. Дзоценидзе (1966). Батские вулканиты к северу фациально замещаются пресноводно-озерными угленосными песчаниками и аргиллитами (III) и мелководно-морскими песчано-глинистыми отложениями (III¹). В этом же направлении происходит фациальное замещение вулканитов верхней юры гипсоносными глинами и песчаниками (III), доломитами, коралловыми известняками, песчаниками и аргиллитами (III¹).

Начиная с альба, в северной и южной частях Закавказского срединного массива формируются различные формации. В зонах IV¹, IV² и южнее (см. рис. 1) альб-эоценовые образования представлены мелководно-морскими или субаэральными «андезитовыми» вулканическими сериями, чередующимися с карбонатными и терригенными породами. Альб-верхнемеловые вулканиты слагаются в основном дифференцированными известково-щелочными сериями, которые характеризуются быстрыми и явно незакономерными изменениями щелочности и трендов дифференциации. На юго-западном крае срединного массива существовал ряд трогов, где вулканизм имел в основном базальтовый состав (от толеитов до высокотитанистых и щелочных). Среди палеогеновых (в основном эоценовых) вулканитов широко развиты высококалиевые и шощонитовые породы. Отмечается четкое увеличение содержания калия и легких литофилов в северном направлении (Адамия и др., 1977).

К северу от зон IV¹ и IV² мел и палеоген представлены мелководно-морскими, часто глауконитовыми известняками и мергелями; песчано-глинистые известняки играют подчиненную роль; в сеноне локально развиты щелочно-базальт-трахитовые серии (см. рис. 2, III¹).

Позднеальпийская моласса заполняет межгорную впадину, наложенную в основном на центральную часть зоны III. Моласса сложена гипсоносными глинами и песчаниками олигоцена — нижнего миоцена, мелководно-морскими песчаниками, глинами с редкими прослоями карбонатов (средний и верхний миоцен), континентальными либо мелководно-морскими конгломератами, гравелитами, песчаниками и глинами плиоцена-квартера. Наземные вулканические известково-щелочные базальт-андезит-дацитовые (Схиртладзе, 1958) образования верхнего миоцена-плейстоцена слагают высокие нагорья, либо заполняют ущелья рек в юго-западной части зоны (Джавахетское нагорье).

Зоны IV¹ и IV². Аджаро-Триалетская и Талышская соответственно, обособляются внутри Закавказского срединного массива, по-видимому, лишь начиная с палеогена, когда происходит их резкое прогибание. Далее они развиваются как относительно глубоководные трогги, где накапливаются мощные турбидитовые и преимущественно базальтовые вулканиты (см. рис. 2, IV^{1,2}). Аджаро-Триалетский трог (IV¹), видимо, закладывается в альбе, когда мощные (более 2000 м)

базальтовые серии, с редкими прослоями мергелей и известняков, формируются вдоль его северного края. Поздний мел — время отложения мелководных известняков и известково-щелочного вулканизма, подобного вулканизму прилегающей южной части Закавказского срединного массива. Последующее погружение в палеогене приводит к окончательному обособлению Аджаро-Триалети. В течение палеоцена и среднего эоцена здесь сформировались мощные серии терригенного флиша (до 2000 м) и базальтовых вулканитов (до 5000 м). Среди последних преобладают слабощелочные и щелочные низкотитанистые базальты. В центральной части трога отмечается уменьшение содержания калия и легких литофилов в породах. Впервые латеральная петрохимическая зональность среднеэоценовых пород Аджаро-Триалети была установлена Г. С. Дзоценидзе (1948), выделившим здесь южную — слабощелочную и северную — щелочную зоны. Позднее в западной Аджаро-Триалети была установлена осевая зона низкокальциевых базальтов (Адамия и др., 1974). Интенсивность вулканизма сильно возрастает в западном направлении — в сторону Черного моря. В центральной части западной Аджаро-Триалети узкая субширотная полоса выходов низкокальциевых субвулканических базальтов содержит огромные глыбы верхнемеловых известняков, которые были вынесены из глубины базальтовой магмой, внедрявшейся в зияющие трещины осевой части рифта. В позднем эоцене резко сократилась площадь вулканической активности. Аджаро-Триалети превратилась в мелководно-островную область, где местами формировались высокощелочные андезитовые и шохонитовые серии.

Древнейшими отложениями, известными в зоне IV² (Талыш), являются верхнемеловые известняки. Палеоген сложен относительно глубоководными вулканогенно-осадочными образованиями, среди которых господствуют слабощелочные и щелочные низкотитанистые базальты. В олигоценовых отложениях известны пикриты и мелкие тела ультрабазитов (Азизбеков и Дзоценидзе, 1970). Более высокие горизонты кайнозоя отмеченных зон представлены почти такими же молассовыми фациями, что и в других районах Закавказского срединного массива. Отличия от них заключаются в присутствии большого количества туфогенного материала в составе олигоцена — нижнего миоцена Талыша и угленосных песчаников в составе олигоцена — нижнего миоцена Аджаро-Триалетской зоны.

Складчатость в зонах IV¹ и IV² довольно интенсивная; развиты линейные, иногда довольно крутые, но в основном умеренно сжатые складки. Разломы обычно крутые.

Зона V. Малокавказский офиолитовый пояс представляет собой узкую субширотную зону, расположенную вдоль южного края Закавказского срединного массива. На восточном конце зоны (Зангезур) обнаружены тектонические линзы габбро-серпентинитов, базальтов,

радиоляритов и офиолитового меланжа, которые расположены у стыка зон III и IV (Асланян, Сатиан, 1978). На большей западной части этого пояса шарьяжи офиолитов перекрывают южный край Закавказского срединного массива. Их описание, приводимое ниже, основано, главным образом, на данных А. Л. Книппера (1975) и С. Д. Соколова (1977).

Автохтон офиолитового пояса сложен мощной (3000 м) мелководной вулканогенно-осадочной свитой среднеюрско-неокомского возраста, которая перекрыта альб-сеноманским песчано-глинистым флишем (см. рис. 2, V). Выше следует мощная офиолитово-олистостромовая толща (верхний сеноман-турон-коньяк), которая, наряду с породами офиолитовой ассоциации, содержит обломки юрско-меловых мелководных известняков и известково-щелочных вулканитов, подобных таковым Закавказского срединного массива. Блоки базальт-радиоляритовых комплексов содержат линзы и биогермы органогенных известняков и известняково-вулканические брекчии, в которых обнаружена средне-верхнеюрская и неокомская фауна (жораллы, микрофораминиферы). Тектонический покров габбро-серпентинитов и серпентинитового меланжа (Ипьякский покров) лежит на нижней олистостроме и, в свою очередь, местами перекрыт крупными блоками базальт-андезит-микритовой ассоциации (Нагдалинский покров?). Оба покрова перекрываются верхней офиолитовой олистостромой (сеноман-турон). Как верхняя олистостромовая толща, так и покров офиолитового меланжа включают, наряду с обломками офиолитов, обломки мелководных известняков, андезитов, мраморов, зеленых и глаукофановых сланцев, слюдяных сланцев и лнейсов. Огромные блоки километровой величины, построенные чередованием лиллоу-лав, радиоляритов, микритов и радиоляритовых брекчий, залегающие в верхней олистостроме и меланжевом покрове, рассматриваются как члены офиолитовой ассоциации. Сеноманско-раннесенонский возраст этих блоков установлен по соответствующей микрофауне, рудистам и радиоляриям.

Неоавтохтон начинается трансгрессивной обломочной верхнеконьяк-сангтонской толщей, содержащей переотложенный материал офиолитов, за которой следуют верхнесенонские известняки, затем палеогеновый терригенный флиш и андезитовые вулканиты.

Породы Малокавказского офиолитового пояса интенсивно складчаты и разбиты многочисленными разломами. В породах верхнего сенона и палеогена отмечаются протрузии офиолитового меланжа К-Агцифры, полученные по офиолитам (ультрабазиты, габбро, плагиограниты, амфиболиты, вулканические породы) дают широкий ряд значений возраста от раннего палеозоя до мела включительно (Книппер, 1975; Багдасарян и Чибухчян, 1976). Фаунистически же датированы средне-верхнеюрские, неокомские и сеноман-раннесенонские комплексы.

сы подушечных лав — радиоляритов (радиолярии, микрофораминиферы, кораллы, рудисты, беллемниты).

Согласно последним данным (Паланджян и др., 1978; Сатиан, 1979; Лордкипанидзе и Закариадзе, неопубликованные данные), вулканические породы, ассоциирующие с радиоляритами и микритами и рассматриваемые как члены офиолитовой ассоциации, по составу весьма различны. Наряду с толеитами типа срединно-океанических базальтов присутствуют также субщелочные и щелочные разновидности. Сенман-нижнесенонские вулканы, встреченные в верхней олистостроме и меланже, представлены серией низкокальциевых базальтов-андезитов-дацитов и риолитов. В нижних частях этих блоков базальты перемежаются с радиоляритами и микритами, тогда как в верхних частях с радиоляритами и радиолярит-вулканическими брекчиями чередуются андезит-базальты и андезиты. В самых верхних горизонтах брекчий встречаются обильные обломки вулканических габбро, серпентинитов; с этими горизонтами связаны пузырчатые лавы, гиалокластиты и туфы. Присутствуют также поля дайковых комплексов, сложенных низкокальциевыми базальтами и андезитами, содержащими блоки сенман-нижнесенонских известняков. В целом вся эта вулканогенно-осадочная ассоциация явно указывает на быстро растущий подводный хребет.

Выходы офиолитов известны и южнее Малокавказского офиолитового пояса, в зоне VI (офиолиты Веди). Здесь, на мергелях нижнего коньяка Армянско-Нахичеванской квазиplatformы, расположена офиолитовая олистостромовая толща (нижний коньяк), которая перекрыта юфиолитовым меланжем и габбро-серпентинитовым покровом (Книппер, 1975; Соколов, 1977). Затем следуют конгломерат с галькой офиолитов и мелководная терригенно-карбонатная свита верхнего коньяка. Вулканические породы олистостромы и покрова представлены пиллоу-лавами, туфами и вулканическими брекчиями щелочно-базальт-трахитового состава типа океанских островов. Они чередуются с радиоляритами, микритами и аргиллитами. Присутствуют также песчаники. Есть указания о наличии в осадках юрско-меловых радиолярий (Сатиан, 1979).

Складчатость зоны V очень интенсивная — развиты линейные складки с СВ и ЮЗ вергентностью. Тектонизированы как автохтон, так и аллохтон и неавтохтон. Локально проявлен альпийский метаморфизм, выразившийся в образовании зеленых, нередко глаукофановых сланцев.

Зона VI. Четко отличается по своему строению и истории развития от всех описанных выше зон. Палеозой и триас, составляющие доальпийский фундамент этой зоны, представлен в основном известняками и доломитами шельфового моря. Нижняя юра отсутствует. Из юрских отложений известны лишь небольшие выходы средней юры и келловея, представленные маломощной толщей (200—250 м) мел-

ководно-морских осадков (глины, песчаники, карбонатные глины). Между ааленом и триасом расположена пачка (120 м) вулканитов неизвестного (юрского?) возраста. Из нижнемеловых отложений известны лишь альбские, тесно связанные с верхнемеловыми. Последние несогласно перекрывают разные горизонты юры, триаса и палеозоя и представлены мелководно-морскими известняками, песчаниками, глинами, мергелями, алевролитами, редко конгломератами. Локально в них развиты линзы и маломощные (до 200 м) пачки пирокластолитов и лав андезит-дацитового состава. Разрез палеогена в общем сходен с таковым Закавказского срединного массива.

Альпийский чехол так же, как и в других зонах, венчается неоген-четвертичными лавами и пирокластолитами, особенно широко развитыми в данной зоне. Складчатость альпийского чехла зоны VI обычно слабая. Разломы крутые.

МЕСТО КАВКАЗА В СИСТЕМЕ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Малокавказский офиолитовой пояс на западе непосредственно продолжается Североанатолийским офиолитовым поясом, с которым проявляет большое сходство как в структурном отношении, так и по возрасту базальт-радиоляритовых ассоциаций и по времени становления. На востоке он достигает Советско-Иранской границы у г. Ордубада и далее погружается под молодые вулканические породы. Зеленокаменные породы окрестностей Савалана, по-видимому, отвечают офиолитам (Didon et al., 1975) и могут относиться к данному поясу. Но восточнее последний, очевидно, не продолжается. Возможно, Малокавказский офиолитовый пояс представляет собой ответвление Североанатолийско-Загросского главного офиолитового шва, который отделяет альпийское обрамление Евразии от обширной карбонатной платформы Гондваны (Ricou et al., 1975; Stöcklin, 1974; Enay, 1976).

Малокавказский офиолитовый пояс является линией раздела двух крупных геоструктурных областей Кавказа. К северу от него все структурные зоны характеризуются значительным проявлением процессов мапматизма, метаморфизма и складчатости в палеозое, мезозое и кайнозое и представляют собой герцинско-альпийское обрамление Евразийской платформы. Отдельные тектонические зоны этой области более или менее четко прослеживаются в западном направлении (рис. 3). Закавказский срединный массив непосредственно прослеживается в Восточные Понтиды, с которыми очень сходен по палеозойской и мезозойской геологической истории. Далее на западе расположены активные в альпийское время зоны Истранджи и Среднегорья (Болгария), которые также проявляют определенное сходство с альпидами Закавказья и Понтид. Геосинклиналь Большого Кавказа соединяется, по-видимому, с Горным Крымом. Далее на западе

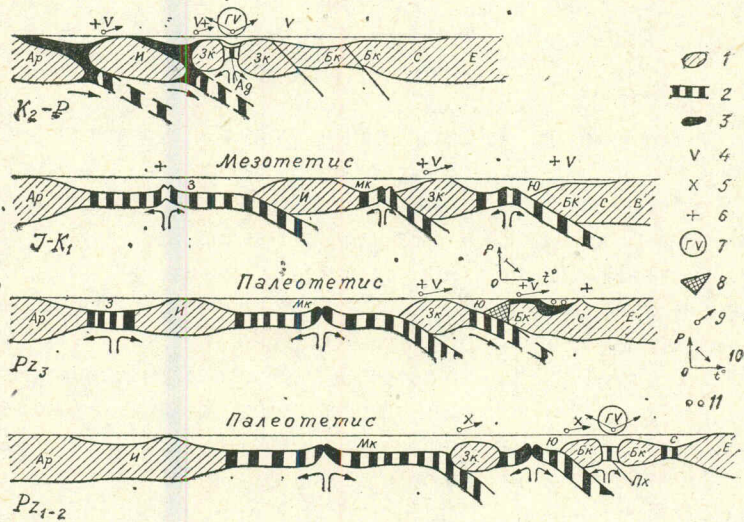
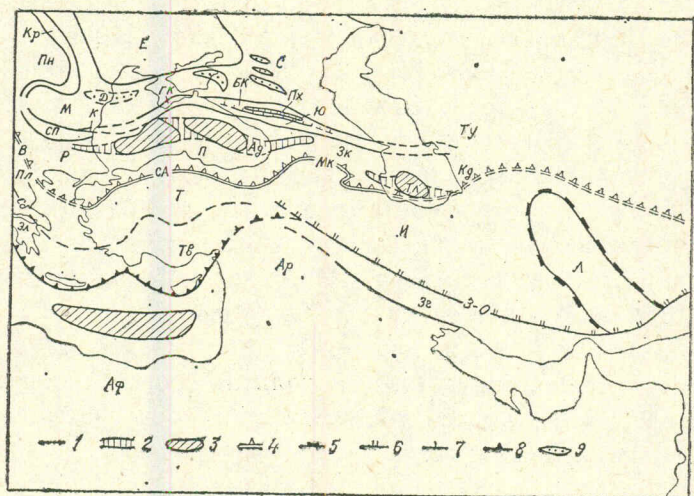


Рис. 3. Основные тектонические единицы Кавказа и сопредельных стран и качественные палинспастические реконструкции по субмеридиональному профилю через Кавказ-Загрос. Условные обозначения карты: 1—границы тектонических зон, 2—интрадуктовые рифты, 3—безграницитные области Восточно-Средиземного, Черного и Каспийского морей, 4—Вардарско-Анатолийско-Малокавказский оphiолитовый пояс, 5—офиолитовое кольцо Центрального Ирана, 6—Загросско-Оманский оphiолитовый пояс, 7—Большекавказский пояс метаофиолитов — современная зона субдукции Восточного Средиземноморья, 9—«киммериды» в составе молодых платформ. Условные обозначения профилей: 1—континентальная кора, 2—океаническая кора, 3—обдурцированные аллохтонные пластины офиолитов и метаофиолитов, 4—«андезитовый» вулканизм, 5—плагиограниты и диориты, 6—граниты, 7—«контрастный» вулканизм интрадуктовых рифтов, 8—«аккреционная призма» метаофиолитов, 9—петрохимическая полярность магматических пород, 10—метаморфическая полярность (P—давление, t^0 —температура), 11—континентальная моласса. Основные тектонические элементы: Е—Восточно-Европейская платформа, М—Мизийская плита, С—Скифская плита, Ту—Туранская плита, Д—Добруджа, Кр—

подобная структура отмечается в северо-восточной Болгарии. Это — зона Котел, являющаяся раннеальпийской геосинклиналию. Западнее эта структура, возможно, выклинивается между Старой Планиной и Мизийской платформой.

На востоке отмеченные выше зоны Кавказа перекрываются Каспийским бассейном. Восточнее Каспия расположены Туранская плита и Копетдаг, представляющие собой альпийский немагматический шельф с эпигерцинским основанием, подобный Скифской платформе (Stöcklin, 1974, 1977). Копетдаг, на юге, по прерывистой линии офиолитов, контактирует с Эльбурсом — областью с докембрийским основанием. Таким образом, Закавказский срединный массив и геосинклиналь Большого Кавказа, по-видимому, выклиниваются где-то в пределах Южного Каспия.

Расположенная к югу от Малокавказского офиолитового шва Малокавказская (Армянско-Нахичеванская) квазиплатформа по возрасту фундамента (докембрий) и палеозойско-триасовой истории подобна Тавридам, Южной Анатолии на Западе и Центральному Ирану — Эльбурсу — на востоке. Она характеризуется флорой и фауной гондванского типа вплоть до конца палеозоя (Tegmier, Tegmier, 1974; Левен, Щербович, 1978). Но по своей альпийской истории, отмеченной мелководной и субаэральной седиментацией, длительными перерывами в осадконакоплении, интенсивной известково-щелочной магматической активностью и сильной тектонизацией отдельных блоков, эта область существенно отличается от Таврско-Загросского немагматического шельфа. По всем отмеченным характеристикам Армянско-Нахичеванская квазиплатформа проявляет четкое сходство с Центральным Ираном — Эльбурсом и является, очевидно, ее западным окончанием.

Следовательно, Кавказ представляется местом сочленения двух (западной и восточной) кулисообразно расположенных активных структурных областей. Они резко различны по своей доальпийской истории. В альпийское время обе характеризуются областями с интенсивным магматизмом и тектогенезом, однако вплоть до позднего палеогена они все еще сохраняют существенную индивидуальность по времени и масштабам проявления магматических процессов, петрохимии и латеральной зональности вулканических поясов.

Карпатская складчатая система, СП — Стара Планина, К — зона Котел, ГК — Горный Крым, БК — складчатая система Большого Кавказа, Пх — Палеозойский рифт Передового хребта, Ю — зона Южного склона Большого Кавказа, Пн — Панонская впадина, Р — Родопский срединный массив, Ад — мел-палеогеновый Аджаро-Черноморский рифт, Тл. — мел-палеогеновый Талыш-Южнокаспийский рифт, Кд — Копетдаг, В — Вардарский офиолитовый пояс, СА — офиолитовый пояс Северной Анатолии, МК — Малокавказский офиолитовый пояс, Пл — Пелагонийский массив, Т — Турецкая квазиплатформа, И — Иранская квазиплатформа, Л — Лутский блок, Сб — субпелагонийская зона, Эл — Эллиниды, Тв — Тавриды, Зг — складчатый пояс Загроса, 3-0 — Загросско-Оманский офиолитовый пояс, Аф и Ар — Афро-Аравийская платформа.

Одной из примечательных особенностей геологии Кавказа является его четкая палеотектоническая и палеогеографическая зональность в течение альпийского цикла развития: сосуществование относительно глубоководных морских бассейнов с корой океанического или субокеанического типа (зоны II, IV^{1,2} и R) и мелководно-островных зон (I, III, V, VI), развитых на коре континентального типа. Для первых характерно развитие фаций открытого и глубокого моря, полнота разрезов, преимущественно базальтовый магматизм, а для вторых — частые перерывы в осадконакоплении, континентальные и шельфовые осадки, преимущественно известково-щелочной андезитовый магматизм. Зоны характеризуются длительностью развития: ряд из них был сформирован уже в доальпийском цикле тектогенеза и затем унаследованно развивался до определенных этапов альпийского цикла. Альпийская тектоническая эволюция Кавказа достаточно удовлетворительно раскрывается на основе положений тектоники плит. Существенные различия мобилистических моделей, отображающих альпийскую геодинамику этого района (Dewey et al., 1973; Смирнов, 1974; Хаин, 1975, 1977; Khain, 1977; Гамкрелидзе, 1976; Адамия и др., 1977; Biju-Duval et al., 1977) обусловлены недостаточностью фактического материала, а также различным подходом к данной проблеме. Предлагаемая нами модель основана на обобщении существующих в настоящее время данных по геологии офиолитов, седиментации, биостратиграфий, магматизму и тектонике континентальных окраин, а также данных по кинематике плит Средиземноморской области. Наиболее информативными нам представляются данные по геологии континентальных окраин, позволяющие наиболее полно восстановить эволюцию этих окраин и прилегающих бассейнов океанического типа, тогда как материалы, почерпнутые из геологии офиолитов, являются фрагментарными. Авторы основываются на положении, что обдукция офиолитов на континентальную окраину указывает скорее на реорганизацию движения плит, чем на континентальную коллизию, и может проявляться как в областях коллизий континентов, так и на окраинах открытых океанов.

В отношении масштабов океанического пространства для рассматриваемого района в прошлом мы придерживаемся данных Л. П. Зоненшайна и А. М. Городницкого (1977), Бижу-Дюваля и др. (1977).

ДОАЛЬПИЙСКАЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Малокавказский офиолитовый пояс уже в палеозое является линией раздела основных палеогеографических и структурных областей Кавказа. Он отделяет герцинское обрамление Евразии (активную континентальную окраину) от немагматической карбонатной платформы (пассивной окраины) Гондваны. Следовательно, этот офиолитовый пояс маркирует мес-

тоположение Палеотетиса (Adamia, 1975; Адамия и др., 1977; Адамия, Шавишвили, 1978) в районе Кавказа. На западе таким же маркирующим представляется офиолитовый пояс Северной Анатолии, а на востоке — палеозойские офиолиты, обнаруженные у южного побережья Каспийского моря (Решт), а также у г. Мешхеда (Stöcklin, 1974, 1977; Termier, Termier, 1974, 1976; Ricou et al., 1975). В доальпийском Кавказе можно выделить следующие главные структурно-морфологические единицы, составляющие активную окраину Евразии (см. рис. 3): 1—Понтийско-Закавказскую островную дугу, гранитоиды которой проявляют северную петрохимическую полярность, 2—малый океанический бассейн Большого Кавказа, 3—островную дугу Большого Кавказа, гранитоиды которой также характеризуются независимой северной петрохимической полярностью (Кекелия и Шавишвили, неопубликованные данные), 4—интрадуговой рифт Передового хребта с биполярными базальтриолитовыми сериями, расположенный внутри Большекавказской островной дуги, 5—Предкавказский бассейн—окраинное море, отделяющий Кавказ от Восточно-Европейской платформы (Адамия, Шавишвили, 1978).

Вопрос эволюции Палеотетиса в Мезотетис является дискуссионным. Ряд исследователей утверждают, что герцинский орогенез привел к коллизии южного и северного континентов, и Палеотетис превратился в эпиконтинентальный бассейн. В основном мезозойский возраст офиолитов Северной Анатолии, Загроса и Малого Кавказа дает основание утверждать, что в начале мезозоя в этих районах вновь происходит заложение бассейнов с океаническим типом коры. Однако другая концепция, основанная на биостратиграфическом материале и палинспастических реконструкциях, защищает мнение о перманентности в палеозое—мезозое Тетиса, океана, широко раскрывающегося с востока на запад (Termier, Termier, 1974; Jeun, Stampfly, 1978; Chateaufneuf, Stampfly, 1978; Biju-Duval et al., 1977; Зоненшайн и Городницкий, 1977). Мы также склоняемся в пользу второй концепции, которая хорошо согласуется с геологическими данными по Кавказу и прилегающим районам Альпийско-Гималайского пояса (Ricou et al., 1975; Fourquin, 1975; Stöcklin, 1974, 1977; Adamia, 1975; Адамия и др., 1977).

Герцинский орогенез очень интенсивно проявился на Кавказе. С ним связано образование гранитов в пределах обеих островных дуг, а также сокращение малого океанического бассейна Большого Кавказа и обдукция его коры на Большекавказскую островную дугу (офиолитовые шарьяжи Передового хребта, рис. 3). Осадки Предкавказского бассейна были смяты в складки, метаморфизованы и интродированы гранитами, Большекавказская островная дуга частично припаялась к Восточно-Европейскому континенту. Лишь небольшие глубоководные трогии сохранились в пределах этого краевого бассейна, где седиментация длилась вплоть до средней юры и где интенсивно проявился базальт-риолитовый контрастный вулканизм.

Несмотря на интенсивность герцинского орогенеза, палеогеографическая и структурная обстановка Кавказа мало изменилась. До самого конца палеозоя все еще существуют две активные островодужные системы, разделенные междуговым бассейном Большого Кавказа, где на протяжении всего позднего палеозоя и триаса происходит накопление песчано-глинистых флишеидных отложений. Южная Армения — Нахичевань все еще представляет собой карбонатный шельф и относится к Гондванской фаунистической провинции, что, по-видимому, свидетельствует о существовании к северу от него океанического пространства, отделяющего гондванский шельф от кавказской активной окраины.

Данных по триасовой истории Кавказа мало. Глыба среднетриасового пелагического известняка, обнаруженная в меланже Малокавказской офиолитовой зоны, является единственным свидетелем наличия этого глубоководного бассейна. Закавказский срединный массив в это время, возможно, представлял собой сушу. Большекавказский междуговой бассейн представляется в качестве открытого моря, а в Предкавказском бассейне продолжают в это время развиваться глубокие узкие трог с активным вулканизмом. Однако вследствие киммерийских фаз складчатости Предкавказский бассейн превращается в шельф Восточно-Европейского континента, а бассейн Большого Кавказа — в окраинное море (см. рис. 3).

АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА

Значительные изменения происходят на Кавказе после триаса. Армянско-Нахичеванская квазиплатформа воздымается и размывается, и море в ее пределы вторгается лишь в среднюю-позднюю юру. Базальтовый вулканизм местами проявляется между триасом и ааленом. Возобновляется субдукция вдоль южного края Закавказской островной дуги, с чем, по-видимому, связан мощный известково-щелочной андезитовый вулканизм в пределах дуги. Одновременно с этим в окраинном море Большого Кавказа происходит растяжение коры, сопровождающееся базальтовым вулканизмом.

В юре Южная Армения — Нахичевань принадлежит к Средиземноморской фаунистической провинции, однако ее фауна все еще существенно отличается от фауны Закавказского срединного массива (Ростовцев, Азарян, 1971). В этот период Иранская плита (Центральный Иран—Эльбурс), западной периферией которой, очевидно, является Нахичеванский блок, уже отделена от Гондваны Загросским бассейном, вдоль северного края которого располагается падающая на север зона субдукции. Начиная с юры, она может рассматриваться как активная окраина Евразийского континента (Stöcklin, 1974, 1977). В юре основная океаническая ось, по-видимому, проходит по офиолито-

вому поясу Северной Анатолии и затем смещается в Загросский пояс, тогда как Малокавказский офиолитовый пояс редуцирован в относительно узкую северную ветвь океана Тетис. Эта ветвь разделяла две кулисообразно расположенные активные окраины Тетиса: Понтийско-Закавказскую островную дугу с Крымско-Большекавказским краевым морским бассейном на западе и Иранскую островную дугу (или систему островных дуг) на востоке.

В альпийской эволюции Кавказа выделяются три основных этапа: доколлизийный (юра—неоком), коллизийный (альб—ранний палеоген) и постколлизийный (от позднего палеогена по настоящее время).

Доколлизийный этап. Альпийский цикл начинается с общего растяжения и погружения северных тектонических зон Кавказа, что сопровождается интенсивным вулканизмом. В течение лейаса-неокома протяженный «андезитовый» пояс сформировался на быстро погружающейся Закавказской островной дуге. В Большекавказском краевом бассейне, который, по-видимому, подстилался корой субокеанического типа, первые базальтовые извержения, локализованные у осевой части бассейна, близки по валовому составу базальтам срединно-океанических хребтов (СОХ). Вулканиды же краевых частей бассейна представлены преимущественно субщелочными базальтами и пикритами. В байосе толеитовый вулканизм типа СОХ тяготеет к осевой части бассейна, а на быстрорастущих островах этого бассейна извергаются вулканиды сложного состава — толеиты, перемежающиеся с низкотитанистыми слабощелочными базальтами, подобными таковым островных дуг (Лордкипанидзе, 1980).

В Малокавказском океаническом бассейне на базит-ультрабазитовом фундаменте формируются вулканические острова, обрамленные рифовыми известняками. Вулканиды представлены низкокальциевыми базальтами и базальтовыми андезитами юрско-неокомского возраста.

Формирование доааленских вулканидов Нахичевани связано с раздроблением Иранской плиты либо с северонаклонной зоной субдукции вдоль северного края Загросского бассейна, обусловившей, видимо, известково-щелочной магматизм в зоне Санандаж-Сирджан (Stöcklin, 1974). Северная субдукция дна бассейнов Малого Кавказа и Загроса, возможно, связана с левосторонним смещением Африка-Аравии, начавшимся в лейасе (Vijval et al., 1977). Среднеюрская складчатость и закрытие остаточных трогов Предкавказья так же, как и складчатость и внедрение гранитоидных интрузий на Большом Кавказе, связаны, по всей вероятности, с перемещением Закавказской островной дуги по отношению к Евразийскому континенту.

Коллизийная стадия. Первые признаки образования офиолитовых шарьяжей у южного края Закавказской островной дуги проявляются в альбе-сеномане, в терригенном флише которых обнаруживается перемытый материал офиолитовой ассоциации (Книппер, 1975).

Основным периодом надвигов офиолитовых пластин является верхний сеноман—турон—ранний коньяк (Книппер, 1975; Соколов, 1977).

Новейшие материалы по внутренней структуре и составу офиолитов Малого Кавказа указывают, что Кавказская коллизия началась столкновением Закавказской и Иранской островодужных систем с подводными хребтами, расположенными внутри Малокавказского бассейна. Северный хребет, надвинутый на край Закавказской островной дуги, согласно предварительным данным, по составу вулканических пород весьма близок примитивным островным дугам, тогда как южный подводный хребет, породы которого обдуцированы на Иранскую дугу, возможно, представлял цепь океанических островов, сформированных над горячей точкой.

На обеих островных дугах в альбе — позднем мелу проявился мощный известково-щелочной вулканизм. Для верхнемеловых вулканических Закавказской дуги, в отличие от более древних и более молодых андезитовых поясов, характерно отсутствие какой-либо явно выраженной латеральной петрохимической и геохимической зональности и резкие вариации состава и трендов дифференциации. В восточной части островной дуги в это же время сформировались два поперечных локальных базальтовых трога, где преобладают высокотитанистые базальты. Такие высокотитанистые базальты изливались в восточном и западном флишевых бассейнах Большого Кавказа, а в туроне-коньяке — в северо-западной части островной дуги.

В альбе, по-видимому, начинается заложение Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта в центральной части Закавказской островной дуги, где накопились базальтовые вулканические мощностью 2000 м. Но в позднем мелу рифтинг, очевидно, прекращается и извергаются известково-щелочные вулканические островодужного типа.

Левостороннее смещение Африки—Аравии в сеномане прекращается (Biju-Duval et al., 1977). Однако вряд ли было бы правильным приписывать это начавшейся коллизии Африки—Аравии с Евразией. Южная ветвь Тетиса (Мезогейя—Загрос и Тавр) к этому времени, по-видимому, была широко раскрыта. Шарьирование офиолитов на островные дуги и края континентов в позднем мелу, частично в палеогене, имеет очень большие масштабы не только в пределах Тетиса. Эта глобальная позднемеловая революция, очевидно, была связана с перестройкой динамики крупных литосферных плит.

Краткий период затишья вулканической активности и накопление однообразных карбонатных пород во всем Кавказе совпадает во времени с правосторонним смещением Африки—Аравии, имевшим место в конце мела—начале палеогена (Biju-Duval et al., 1977).

В конце палеогена в результате вращения Африки—Аравии против часовой стрелки возобновились погружения и вулканическая активность как на Закавказской, так и на Иранской островных дугах. Палеогеновый из-

вестково-щелочной вулканический пояс обеих дуг характеризуется независимыми северонаправленными полярностями и большим объемом высококальциевых пород (Lordkipanidze et al., 1977). В это время интенсивное тектоническое сжатие и ремобилизация офиолитов отмечается на Малом Кавказе (Книппер, 1975). Остаточные части океанической коры Малокавказского бассейна, по-видимому, были поглощены в палеогене, когда все еще происходила направленная на север субдукция. Новый этап эволюции рифта Черного моря — Аджаро-Триалети и Талыш-Южного Каспия начинается в палеоцене и достигает кульминации в среднем эоцене. Образуются в основном низкотитанистые щелочные и слабощелочные базальты. Четкая латеральная зональность с резкой депрессией калия установлена для осевой части Аджаро-Триалети. Начальный спрединг проявляется в крайне западной части этой структуры, а также в пределах Южного Каспия, где формируются области с новой «базальтовой» корой (Адамия и др., 1974). В флишевых же бассейнах Большого Кавказа образуется «дикий флиш».

Постколлизийная стадия. После палеогена офиолитовый шов Северной Анатолии — Малого Кавказа является пассивным. Происходит полная коллизия континентальных блоков, расположенных по обе стороны шва, а также инверсия альпийских осадочных бассейнов и их превращение в горно-складчатое сооружение.

В миоцене Таврско-Загросский бассейн превращается в обширное внутриматериковое море с небольшими участками океанической коры, которые постепенно уничтожались вследствие их погружения вдоль северного края бассейна. Эта остаточная субдукция привела к формированию протяженного андезитового пояса Альпийско-Гималайской складчатой системы, в котором обнаруживается также отчетливая северная полярность (Лорджикианидзе, 1980). Возможность поглощения океанической коры, по-видимому, существовала по плиоцен включительно, когда осуществилась полная коллизия Африки — Аравийской и Евразийской плит. Раскрытие Красного моря усиливает в миоцене сжатие коры в центральном отрезке Альпийско-Гималайского пояса. На Кавказе так же, как и в Турции и Иране, сильно проявлены плиоценовые воздымания, складчатость и надвигообразование. Вдоль линии максимального сжатия, расположенной на меридиане Аравийского «клина», в центральной части Кавказа образовалось поперечное поднятие, которое в позднем миоцене-плейстоцене подверглось раздроблению по системе субмеридиональных разломов, с которыми связаны группы вулканов и вулканических нагорий (Эльбрус, Казбек, Арарат, Тендюрек, Сюпхан, Немрут). В пределах этого ответвления «неовулканического» пояса вместе с известково-щелочными лавами изливались высокотитанистые щелочные базальты и базальт-трахиты, характерные для континентальных рифтов.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Латеральная зональность базальтоидов Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта. ДАН АН ГССР, 1974, т. 216, № 4.
- Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. «Геотектоника», 1977, № 4.
- Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). «Геотектоника», 1979, № 1.
- Азизбеков Ш. А., Дзоценидзе Г. С. Магматизм Кавказа, Ирана, Турции. Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 12.
- Асланян А. Г., Сатиан М. А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. ДАН АрмССР, 1977, IXV.
- Багдасарян Г. П., Чибухчян З. О. Основные петро-геохронологические особенности домеловых ультраосновных, основных и плагиогранитных интрузивов Цахкуняцкого антиклинория. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 1.
- Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси. «Мецниереба», 1976.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геологии и минер. АН ГССР, Монографии, № 1, Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его тектонической историей. «Геотектоника», 1966, № 3.
- Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Статья I. Ранне- и среднепалеозойские реконструкции. «Геотектоника», 1977, № 2.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., «Наука», 1975.
- Левен Э. Я., Щербович С. Ф. Фузулиниды и стратиграфия ассельского яруса Дарвала. М., «Наука», 1978.
- Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тр. ГИН АН ГССР, новая серия, 1980, вып. 69.
- Паланджян С. А., Сатиан М. А., Степанян Ж. О. К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1971, № 1.
- Ростовцев К. О., Азарян Н. Р. Юрские отложения Нахичевани и юго-западной Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 7.
- Сатиан М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1979.
- Смирнов В. И. Зоны Беньюффа и магматогенное рудообразование. Геол. рудн. месторождений, 1975, № 1.
- Соколов С. Д. Олигостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. Тр. ГИН АН СССР, М., «Наука», 1977.
- Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1958.
- Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. «Геотектоника», 1975, № 1.
- Хаин В. Е. Тектонический покров в междуречье Большой и Малой Лабы (Передовой хребет Северного Кавказа). ДАН СССР, 1977, т. 235, № 3.
- Adamiya-Sh. A. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system (Discussion). Geol. Soc. Am. Bull., 1975, v. 86, № 5.
- Biju-Duval-B., Dercourt J., Le Pichon X. From the Tethys ocean

- to the Mediterranean seas: a Plate tectonics model of the evolution of the western Alpine System. In B. Biju-Duval and L. Montader, eds. «Structural history of Mediterranean Basins». Edition Technip, Paris, 1977.
- Chateauneuf J. J., Stampfli G'. Palynoflore permo-triassique de l'Elburz oriental. Note Pal. Paleont. Univ. Genève, 2/8, 1978.
- Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan W. B. F., Bonin J. Plate Tectonics and evolution of the Alpine System. Geol. Soc. Bull., 1973, v. 84, № 4.
- Didon J., Gemain Y. M., Vivirwr G. Le Sabalan-volcan plioquaternaire de l'Azerbaïdjan oriental iranien, sa place dans le volcanisme tertiaire, son dynamisme et la géochimie de ses éléments incompatibles. 4m réunion annuel Sci. Terre, Paris, 1976.
- Enay R. Faunes anatoliennes (Ammonitina Jurassiques) et domaines biogéographiques nord et sud Téthysiens. Bull. Soc. Géol. Fr., 1976, t. XVIII, № 2.
- Jenny J., Stampfli G. Lithostratigraphie du Permien de l'Elbourz oriental en Iran. Eclogae géol. Helv., 1978, v. 71/3.
- Khain V. E. Critical comparison of mobilistic models of tectonic development of the Caucasus. In «Structural history of the Mediterranean basins». B. Biju-Duval and L. Montader. Edition. Technip, Paris, 1977.
- Lordkipanidze M. B., Zakariadze G. S., Nadareishvili G. Sh. The Paleogene volcanism of the Caucasus Himalayan geology, 1977, v. 7.
- Ricou L. E., Argyriadis J. et Marcoux J. L'axecalcaire du Taurus, un alignement de fenêtres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques. Bull. Géol. Soc. France 7e série, 1975, t. 17, № 6.
- Stöcklin J. Possible ancient continental margins in Iran. «The Geology of continental Margins», eds. C. A. Burke et L. Drake. Springer-Verlag—New York Heidelberg, Berlin, 1974.
- Stöcklin J. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. Livre à la mémoire de Albert G. De Lapparent consacré aux recherches géologiques dans les chaînes alpines de l'Asie du Sud-Ouest. Mémoires hors série, № 8 de la Soc. Géol. France, 1977.
- Termier H., Termier G. Distribution of the faunas marines dans le sud de la Téthys et sur le bord septentrional du Gondwana au cours du Paléozoïque Supérieur. Annales Soc. Géol. Belgique, 1974, t. 97, № 2.
-

УДК (551.24:551.21):551.762(479.22)

Н. И. СХИРТЛАДZE, Н. И. МРЕВЛИШВИЛИ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРЕДААЛЕНСКОГО КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА БАСSEИНА р. АРАГВИ

В последние годы своей жизни Георгий Самсонович Дзоценидзе с большим увлечением работал над проблемой кислого вулканизма. Этому вопросу он посвятил несколько специальных статей (Dzotseni-zde, 1964, 1964), одна из которых вышла из печати после его смерти (1976).

Имея в своем распоряжении богатый фактический материал по этой проблеме, он с самого же начала подчеркивал, что продукты кислого вулканизма — дацитового и реже риолитового состава... обычно проявляются на периферии геосинклинали, в полосе соприкосновения со срединным массивом. При этом приуроченность этих пород к границам между геосинклиналью и срединным массивом естественнее объяснить, во-первых, наличием на границе двух неотектонических единиц ослабленных, более проницаемых для магмы зон разломов и, во-вторых, контаминацией — поокислением базальтовой магмы, которая соприкасается с кислыми породами платформы или срединного массива. В результате формируется магма дацитового состава (Дзоценидзе, 1976). В качестве примера, подтверждающего такое допущение, он среди других пород разных регионов Кавказа указывает также и риолит-дацитовые пирокластолиты (т. н. «нижние туффиты») бассейна р. Нарула (Дзирульский массив), где над палеозойскими гранитоидами и под вулканогенно-осадочными образованиями среднего лейаса выступают разноцветные пирокластолиты, возраст которых по стратиграфическому положению определяется как нижний лейас-триас. Г. С. Дзоценидзе, специально изучивший эти образования (1948), в восходящем разрезе выделяет: а — горизонт зеленых туфов; б — горизонт буровато-красных туфов; в — горизонт зеленоватых и красных туфов; г — горизонт светло-серых туфов. При этом все четыре горизонта слагаются из пепловых туфов, состоящих из угловатых обломков заметно измененного вулканического стекла и мелких обломков кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров. Такой состав выдерживается как по мощности, так и по простираанию.

Указанные выше соображения Г. С. Дзоценидзе нами подкрепляются новыми фактическими данными. В частности, в пределах Восточ-

ной Грузии, в районе Душети, в бассейне р. Акала (правый приток р. Арагви) были констатированы (Мревлишвили, 1957) небольшие выходы кислых пирокластических образований кварцпорфирового и альбитофирсового состава — совершенно аналогичных с нарульскими пепловыми туфами. Эти образования обнажаются к югу от с. Пхундави, вдоль дороги, ведущей в с. Мглиани (см. схему). Аналоги «нижних туфитов» здесь выступают под лейасовыми песчаниками, имея мощность до 60 м. Это зеленоватые, буровато-желтые, синевато-зеленые и светло-серые туфы, иногда сильно оглиненные с полностью каолинитизированными участками. Интересно отметить, что среди этих пород выступают черные тонкослоистые, окремненные аргиллиты.

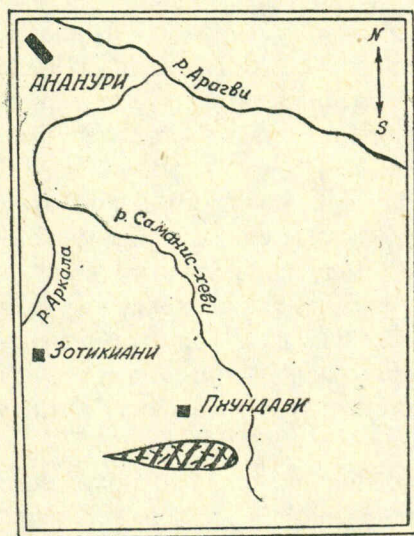


Схема распространения кислых вулканитов (заштриховано) в районе Душети

ризованы двумя химическими анализами (см. таблицу).

Микроскопическим анализом подтверждается, что и здесь все эти разноцветные туфы по составу соответствуют кислым породам, пепловым туфам, кварцевым альбитофирам, кварцпорфирам и реже дацитам. Правда, эти породы сильно изменены процессами оглинения и карбонатизации, но все же явно кластическая структура сохраняется. Обломки вулканического стекла, с характерным пузырьчатым и волокнистым строением, сильно оглинены, хлоритизированы и карбонатизированы. Обломки стекла (по количеству) всегда преобладают над обломками кварцевых альбитофиров и порфиров. Темный минерал, по-видимому, разрушился процессами карбонатизации и хлоритизации. Эти туфы нами охарактеризованы двумя химическими анализами (см. таблицу).

Таблица

Химические анализы кислых вулканитов Пхундави

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	ппп	H ₂ O	Сумма
1	72,36	0,15	9,89	0,86	1,61	0,03	0,57	2,83	3,22	1,31	0,19	0,61	5,68	0,80	100,11
2	71,78	0,15	10,51	3,29	0,81	0,03	1,85	0,59	3,96	0,56	0,07	0,07	4,00	2,44	100,16

1. Желтовато-серый измененный литокластический туф кварцевого альбитофира
2. Зеленовато-серый измененный литокластический туф кварцевого альбитофира (аналитик О. Ф. Размадзе).

Приведенные данные подтверждают принадлежность анализируемых пород к кислым вулканитам.

Прежде чем перейти к вопросу о тектонических условиях проявления кислого вулканизма Душетского района, несколько слов о возрасте этих вулканитов. Как известно, на юго-восточной периферии Дзирульского кристаллического массива породы «нижних туффитов» по стратиграфическому положению датируются ранним лейасом, хотя не исключается их более древний — доюрский возраст (Схиртладзе, 1964).

К такому допущению настраивает интересный фактический материал по Локскому массиву. Здесь на палеозойском кристаллическом массиве коренные выходы свиты «нижних туффитов» не известны. Однако в базальных конгломератах лейаса, датируемых геттангом, установлены переотложенные кислые породы альбитофирового и кварц-порфирового состава. По предположению В. И. Зесашвили (1955), они являются продуктами размыва аналогов «нижних туффитов», когда-то широко развитых в пределах Локского массива, но впоследствии полностью размытых юрской трансгрессией. Возраст этих образований автором, вполне обоснованно, определяется доюрским и при этом считается, что возраст храмских и дзирульских «нижних туффитов» следует пересмотреть в пользу доюрского. Надо полагать, что обнаруженные нами породы свиты «нижних туффитов», также доюрские, при этом не исключена возможность их параллелизации с храмскими верхнепалеозойскими туффитами. На эту мысль наводит весьма сходный петрографический состав храмских и пхундавских доюрских кислых вулканитов.

И, наконец, вопрос о тектонических условиях проявления кислого вулканизма исследованного района. Если связь со срединными массивами дзирульских, храмских и локских кислых вулканитов не вызывает никаких возражений, то вопрос о тектонической природе территории развития аналогов «нижних туффитов» Душетского района до сих пор не решен однозначно.

Еще В. П. Ренгартен (1932) считал этот район областью развития покровных структур, расположенных на Аркалинском параавтохтоне («сколотая часть аутохтона»), рассматривая ее как южную периферию складчатой зоны Б. Кавказа (Душетско-Ананурский прифронтальный пояс). При этом все отложения, развитые в этой полосе, в том числе и ааленские песчанистые сланцы и песчаники, байосские вулканогенные образования и верхнеюрские рифогенные известняки он относил к палеогену, в результате чего получалась сложная фациальная и стратиграфическая картина, для упорядочения и объяснения которой в то время единственным путем казалась соответственно сложная тектоническая ситуация. Впоследствии И. Р. Кахадзе и Н. А.

Канделаки (1946) отвергли факт наличия шарьяжей в этом районе, а несколько позже на основе анализа фаций, развитых в полосе Жинвали—Ананури, было показано, что «изученная полоса не может рассматриваться как часть геосинклинали южного склона Большого Кавказа» и далее, «что начиная если не с лейаса, то по крайней мере со средней юры, район представляет северную периферию жесткой глыбы. Наличие этой последней фиксируется уже в лейасе, содержащем материал ее гранитного субстрата» (Н. Мревлишвили, 1954, 1957). К такому же выводу пришел и Ш. Адамия (1958) после детального изучения геологического строения южных предгорий Большого Кавказа в пределах бассейнов рр. Меджуда, Лехура, Ксани, Нареквави и верхнего течения р. Аркала (западное продолжение района исследований Н. Мревлишвили): «Такая значительная разница в характере фаций, мощностей и степени дислоцированности отложений показывает, что уже с верхней юры южная часть района представляет консолидированную область, что должно являться следствием батской орофазы» (Ш. Адамия, 1958). Хотя за истекшие два десятка лет были внесены лишь незначительные изменения в стратиграфическую схему и геологическую карту Жинвали—Ананурской полосы, тем не менее ее тектоническая природа и, в первую очередь, глубинное строение авторами интерпретируется совершенно по-иному (Д. Канделаки, 1973; П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977). Судя по схемам предположительного глубинного строения, составленных этими авторами, фации, развитые на территории южнее Ананурского надвига (т. н. Ксанско-Аркалинский парааутохтон), здесь погружаются на большую глубину, будучи перекрыты породами Жинвальско-Пховельского шарьяжа. При этом Ксанско-Аркалинский парааутохтон относится к геосинклинали Южного склона Большого Кавказа и его платформеноидные фации считаются продуктами размыва предполагаемой где-то севернее, исчезнувшей впоследствии кордильеры. Что касается северной границы Грузинской глыбы, то она проводится немного южнее Ананурского надвига, в пределах развития неогеновых отложений.

Не касаясь вопроса о покровном строении всей южной части флишевой зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, отметим только, что геосинклинальную природу т. н. Ксанско-Аркалинского парааутоктона вышеуказанных авторов пока можно считать только гипотетической, как и существование кордильеры, допущение которой базируется на некоторых неверно интерпретированных фактах. Назовем только три из них:

1. Укрупнение гранитного материала в лейасе происходит не в северном направлении, а в южном — в сторону Грузинской глыбы. По левой стороне р. Аркала в северной полосе выходов лейасовых песчаников нигде не наблюдаются сколько-нибудь крупногалечные конгломераты, в то время как в южной полосе выходов лейаса (между сс. Ведзатхеви и Этвалиси) отмечаются крупнообломочные (местами

почти глыбовые) конгломераты с гранитным материалом (Н. Мревлишвили, 1954, 1957; Д. Канделаки, 1973). Не остается никакого сомнения, что гранитный материал поступал с юга — со стороны Грузинской глыбы, а не с севера.

2. Горизонт «глыбовых брекчий» венчает не меловой флиш, а подстилает совершенно постепенно сменяющий его верхний эоцен (Н. Мревлишвили, 1954).

3. Что касается размеров переотложенных в этом горизонте глыб верхнеюрских рифогенных известняков, то, во-первых, в основании верхнего эоцена они отмечаются не везде, и, во-вторых, на разных участках материал разрушения мертвого рифа имеет разные размеры. И это вполне естественно, если учесть, что в процессе длительного перерыва, длившегося в данном районе с верхней юры вплоть до эоцена, значительная часть рифогенных известняков была уничтожена и лишь их отдельные, разрозненные останцы (местами, видимо, внушительных размеров), наряду с терригенными породами лейаса и вулканогенными образованиями байоса, снабжали эоценовый морской бассейн материалом различной величины в зависимости от характера берега. Именно этим следует объяснить, что в основании верхнего эоцена отлагаются конгломераты и брекчии совершенно различного состава: местами глыбовые брекчии из материала рифогенных известняков (скалистый берег из мертвого рифа!), местами же конгломераты с преобладанием галек нумулитовых песчанистых известняков нижнего и среднего эоцена (окрестности с. Араниси, левый склон ущелья р. Аркала), или же конгломераты с гранитной галькой вместе с материалом верхнеюрских известняков и байосской порфиритовой свиты и щелочных трахитов.

Не вдаваясь в более подробный фациальный анализ всех осадочных и вулканогенно-осадочных образований, развитых в полосе Жинвали—Ананури и имеющих явно платформенную природу (Н. Мревлишвили, 1957), отметим только, что и три разновозрастных проявления вулканизма установленных нами данной территории (Н. Мревлишвили, 1954; Н. Схиртладзе, Н. Мревлишвили, 1961; Н. Схиртладзе, В. Коява, 1965), по своему характеру свидетельствуют об их приуроченности к периферии срединного массива. Это кварцпорфиры и альбитофиры — аналоги кислых вулканитов Дзирульского, Храмского и Локского массивов, среднеюрские порфириты и, наконец, доэоценовые (меловые?) щелочные трахиты, проявления которых обычно приурочены к стабильным участкам.

Таким образом, нам кажется, что вопрос о геосинклинальной природе Жинвали—Ананурской полосы нельзя считать окончательно решенным. Что касается наличия шарьяжей южнее Ананурского надвига, то разве можно только Аргунский массив считать покровом грави-

тационного типа, который оторвался от надвинутого на Грузинскую глыбу по Ананурскому надвику флиша и соскользнул к югу на срединный массив.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш. А. Материалы о геологическом строении предгорий Большого Кавказа между бассейном рек Малой Лиахви и меридианом г. Душети. Геол. инст. АН ГССР, 1958.
- Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, новая серия, вып. 57, 1977.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Кислый вулканизм доорогенной стадии развития эвгеосинклинали. Очерки геологической петрологии. М., «Наука», 1976.
- Зесашвили В. И. Геология части бассейна р. Поладаури. Тр. Геол. ин-та. Геологическая серия. Том IX (XIV), вып. I. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1955.
- Канделаки Д. Н. История геологического развития предгорья Большого Кавказа (междуречье Лиахви и Иори). Автореф. дисс. работы. Тбилиси, ТГУ, 1973.
- Мревлишвили Н. И. Фауна и стратиграфия палеогена Душетского района. Автореф. дисс. работы. Тбилиси, 1954.
- Мревлишвили Н. И. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, сер. геол., т. X (XV), 1957.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк р-на Военно-Грузинской дороги. Тр. ВГРО, 1932, вып. 148.
- Схиртладзе Н. И., Мревлишвили Н. И. О трахитах Душетского района. Сообщ. АН ГССР, 1961, т. XXVII, № 6.
- Схиртладзе Н. И. Верхний палеозой-триас (Грузинская глыба). Геология СССР, т. X, часть I, М., «Недра», 1964.
- Схиртладзе Н. И., Коява В. С. Петрография среднеюрской вулканогенной свиты нижней части долин рек Ксани и Арагви. Тр. ТГУ, 1965, т. 111.
- Dzotsenidze G. S. Characteristic features of the Cretaceous Volcanism of the Caucasus and its relation to tectonics. Bull. Volcanol., 1964, 27.
- Dzotsenidze G. S. Problem of relationship between volcanism and tectonics on the example of the Caucasus. Report 22 Ses., IGC, 1964, Pt. XI.
-

УДК 552.11:(551.21/552.14)

Г. М. ФРЕМД

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Основные закономерности вулканогенно-осадочного литогенеза, впервые намеченные Н. М. Страховым (1963), получили дальнейшее развитие в трудах Г. С. Дзоценидзе (1948, 1965, 1969 и др.).

Особенно большое значение в разработке этой проблемы сыграло IV Всесоюзное литологическое совещание, организованное по инициативе Г. С. Дзоценидзе в 1963 г. в Тбилиси. На этом совещании были рассмотрены общие вопросы вулканогенно-осадочного литогенеза и конкретные вулканогенно-осадочные формации Кавказа. Трудно также переоценить роль Всесоюзных семинаров по вулканогенно-осадочному литогенезу, которые начали проводиться с 1968 года по инициативе и при непосредственном участии Г. С. Дзоценидзе. 1-й и 2-й семинары были проведены в 1968 и 1971 годах в Тбилиси, 3-й — в 1972 году в Петрозаводске, 4-й — в 1974 году в Южно-Курильске, 5-й — в мае 1979 года в Караганде. На этих семинарах различные аспекты проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза и рудогенеза получили широкое и разностороннее освещение.

Среди многих еще дискуссионных вопросов вулканогенно-осадочного литогенеза нам хотелось бы коснуться проблемы формирования некоторых типов вулканогенно-осадочных пород, а также проблемы внутреннего строения и фациальной изменчивости вулканогенных толщ, поскольку эти вопросы имеют существенно важное значение для палеовулканологических реконструкций, картирования и выяснения закономерностей локализации оруденения.

ОБРАЗОВАНИЕ ВУЛКАНОГЕННО-МОЛАССОВЫХ (ЛАХАРОВЫХ) КОМПЛЕКСОВ

Формирование орогенных вулканогенно-осадочных комплексов, как это неоднократно подчеркивал Г. С. Дзоценидзе, происходит в субаэральных условиях в связи с деятельностью наземных вулканов. В этом случае при грандиозных эксплозиях на поверхность земли поступает колоссальное количество газообразных, твердых, пирокластиче-

ских и жидких продуктов, которые по-разному участвуют в формировании вулканогенно-осадочных и осадочных толщ литосферы.

Рыхлый пирокластический материал, выбрасываемый наземными вулканами, играет главную роль в образовании вулканогенно-осадочных толщ. Естественно, что часть пирокластического материала, особенно островных вулканов, поступает в морские бассейны. Однако большая часть этих продуктов накапливается на суше. Главная масса пирокластического материала осаждается вокруг центров извержений в радиусе 20—50 км (Дзоценидзе, 1965). Естественно, что накопление пирокластического материала происходит далеко не симметрично. Этому препятствуют господствующие направления ветров, которые способствуют переносу пеплового материала в определенных направлениях. Кроме того, важное влияние на распределение материала оказывает направленность взрывов, в результате чего вулканический материал выбрасывается только в определенных направлениях. Так, например, при хорошо известном извержении вулкана Безымянного на Камчатке в 1956 г. (Горшков, Богоявленская, 1965) направленный взрыв юго-восточного направления создал ареал пирокластических продуктов длиной до 40 км при ширине до 25 км. При направленном взрыве вулкана Катмай в 1912 г. огромное количество изверженного материала заполнило долину длиной более 50 км (Тирель. Долина десяти тысяч дымов, 1934). Часть пирокластического материала накапливается непосредственно в вулканических конусах или вблизи от них.

Непосредственно после отложения пирокластический материал подвергается размыву, транспортировке и переотложению, в результате чего образуются вулканогенно-осадочные толщи, практически неотличимые от нормально-осадочных пород. Это особенно относится к слоистым толщам, которые зачастую, без достаточных оснований, описываются как продукты морских трансгрессий.

Между тем, актуалистические методы, основанные на изучении процессов современного вулканизма, свидетельствуют о значительной сложности этой проблемы и о принадлежности в ряде случаев нормально-слоистых пород к вулканогенно-осадочным образованиям, возникающим в непосредственной связи с деятельностью отдельных вулканических центров. В этом отношении весьма характерный пример представляют условия накопления, транспортировки и переотложения пирокластики в районе Ключевской группы вулканов на площади, превышающей 8000 кв. км (Фремд, 1963).

Здесь, у подножья Ключевской сопки, можно отчетливо наблюдать, как огромные массы вулканического, существенно пирокластического материала, выброшенные при эксплозивной деятельности Ключевского вулкана, непрерывно перемещаются в виде рыхлых масс или грязевых потоков вниз по склону вулкана, накапливаясь в обширной депрессии, так называемого Ключевского дола.

В процессе транспортировки происходит дифференциация материала по удельному весу и крупности обломков. В итоге возникает толща с великолепно выраженной слоистостью, по своему характеру близко напоминающая речные или озерные отложения.

Прекрасные слоистые разрезы современных пирокластических продуктов можно наблюдать, например, на стенках каньона реки Сухой Апицы, высота которых достигает 70 м, и в руслах других древних водотоков, прорезывающих склоны Ключевского вулкана. Такие реки, питающиеся за счет талых ледниковых вод и атмосферных осадков в течение непродолжительного летнего сезона, вырабатывают русла глубиной до нескольких десятков метров, транспортируя при этом огромные массы пирокластических продуктов, накопившихся в депрессии Ключевского дола.

В пределах депрессии в широких долинах сухих русел на площадях в десятки квадратных километров происходит перевевание ветрами уже отсортированного вулканического материала с образованием при этом типичного эолового ландшафта. Так А. А. Былинкина (1954) отмечала, что вулканические пески сплошной полосой опоясывают нижнюю часть склонов Ключевского вулкана. Эти пески находятся на различных стадиях развития — от «живых» подвижных, лишенных растительности, до «умерших», заросших кустарником и березовыми рощами. Например, пески Киргугир, в которых теряется река Сопочная, представляют собой черную пустыню, протягивающуюся на десять километров при ширине от 200—300 м в верхней до 700—800 м в нижней части долины. Сильные ветры способствуют образованию на этой площади типичных эоловых форм от холмов и барханов до отдельных дюн высотой 10—12 м.

Наблюдения в районе Ключевского вулкана, таким образом, свидетельствуют о том, что транспортировка и переотложение пирокластического материала с образованием слоистых, хорошо отсортированных толщ протекают одновременно с вулканической деятельностью, а не обусловлены какой-либо специальной палеогеографической обстановкой, изменением базиса эрозии, морскими трансрессиями и т. д.

Также чрезвычайно интересной проблемой является нахождение в составе древних вулканических толщ лахаров и других подобных им образований. Лахары, или грязевые потоки, возникающие вследствие прорыва кратерных озер, тропических дождей или таянья ледников (Ван-Беммелен, 1957), распространяются на огромных площадях, неся с собой нередко опустошительные разрушения.

При извержении вулкана Келуд на Яве в 1919 г. лахары, возникшие в результате прорыва кратерного озера, залили более 130 кв. км плодородных земель, расположенных у подножия вулкана. Мощность грязевого потока составляла от 50 м в верхней части до 2,5 м — в нижней. Длина отдельных языков потока достигала 40 км.

Подобные же лахары возникли после извержения вулкана Мерапи на Яве в 1930 г. и при извержении вулкана Безымянного на Камчатке в 1956 г. (Горшков, Богоявленская, 1965). Ископаемые третичные лахары впервые были описаны Андерсоном в Калифорнии (С. А. Anderson, 1933). Вслед за тем подобные же образования были зафиксированы на других участках Тихоокеанского побережья Америки (С. Н. Curtis, 1954; R. V. Fisher, 1960, и др.).

На Камчатке неогеновые лахаровые брекчии впервые были описаны в бассейне реки Авачи Б. И. Пийпом (1956). В последние годы мощные толщи лахаровых брекчий установлены в срединном Камчатском хребте в составе верхнетретичной алнейской свиты, протягивающейся вдоль хребта на 500 км при мощности до 1000—1200 м. Находка таких образований побудила исследователей Камчатки выделить их в самостоятельную лахаровую или вулканогенно-молассовую формацию (Ротман, Жигалов, 1960; Ротман, 1963). Лахаровые брекчии каменноугольного и пермо-триасового возраста (Фремд, 1963) широко развиты среди вулканогенных толщ Южного Казахстана, где они долгое время рассматривались как отложения горных рек, возникшие в связи с поднятием страны и усиливающейся при этом эрозией.

За последние годы разнообразные вулканогенно-осадочные толщи, принадлежащие к вулканогенно-молассовой формации, описаны во многих районах древнего вулканизма (Фремд, 1972). Это свидетельствует об их важной роли в строении вулканогенных толщ, что неоднократно подчеркивал в своих работах Г. С. Дзюценидзе.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

Вопрос о внутреннем строении и фациальной изменчивости вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ имеет исключительно важное как теоретическое, так и практическое значение.

На заре палеовулканологических исследований при отсутствии крупномасштабных геологических карт и недостаточной изученности разрезов бытовали представления о литологической однородности и выдержанности по латерали вулканогенных толщ. Подобные взгляды были основаны на представлениях о цикличности развития магматизма, которые особенно пропагандировались в работах Г. Штилле (Stille, 1940), Тирреля (1956) и других. Подобные циклические и полициклические схемы с гомодромным или антидромным развитием вулканизма допускали закономерное и многократное чередование на обширных территориях кислых и основных пород. Такие полициклические схемы были разработаны для Казахстана (Коптев-Дворников, 1940, 1957), Дальнего Востока (Быковская, 1966) и некоторых других регионов СССР.

Между тем, при детальном картировании стало очевидным, что орогенные вулканические пояса состоят из отдельных вулканотектонических структур, которые являются элементарными ячейками, развивающимися синхронно, но независимо друг от друга в связи с деятельностью разноглубинных, отличающихся по составу магматических очагов. Таким образом, в пределах вулканических поясов разновозрастные вулканотектонические структуры отличаются по составу пород, строению разрезов и металлогенической специализации. В связи с этим вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, участвующие в строении вулканических поясов, меняются от структуры к структуре и в целом характеризуются резкой фациальной изменчивостью.

Примеры такой литологической неоднородности и резкой фациальной изменчивости вулканогенных и вулканогенно-осадочных свит хорошо известны и описаны многими исследователями.

Так, например, одной из наиболее характерных особенностей внутреннего строения верхнепалеозойской вулканогенной формации Южно-Джунгарского вулканического пояса является ее пестрый петрографический состав, варьирующий в широких пределах от липаритов до андезитобазальтов (Фремд, 1963). В соотношениях кислых и основных вулканических продуктов в вертикальном разрезе наблюдаются значительные колебания. Максимальная роль кислых эффузивно-пирокластических пород отмечается в средней части разреза, примерно равное значение кислых и основных пород — в нижних и верхних горизонтах. Другой особенностью является заметное изменение коэффициента explosивности в различных частях разреза. Причем коэффициент explosивности основных пород заметно уменьшается вверх по разрезу, а коэффициент explosивности кислых пород остается почти без изменения. Кроме того, наблюдается необратимая эволюция петрохимического состава кислых липаритовых, трахилипаритовых пород в сторону увеличения их щелочности. В то же время эволюция состава основных пород выражена менее отчетливо. Все это говорит о том, что формирование свиты протекало в условиях одновременной или близкосоновременной деятельности многочисленных вулканических центров как с «кислыми», так и с «основными» самостоятельными магматическими камерами, расположенными на разных глубинах и представляющих различные типы вулканической деятельности.

Примерно такой же резкой фациальной изменчивостью и сложным внутренним строением отличаются вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса (Фремд, 1972) и других вулканических поясов Дальнего Востока (Фремд, 1970).

Таким образом, особенности внутреннего строения и фациальной изменчивости вулканогенных толщ, рассмотренные выше, свидетельствуют о необходимости при картировании и разработке стратиграфи-

ческих схем районов орогенного вулканизма отказаться от обычных для осадочных толщ хорошо выдержанных по простиранию стратиграфических подразделений — свит, ярусов и прочее и заменить их представлениями о полифациальных вулканических комплексах, развивающихся в рамках определенных вулканических или вулканотектонических структур.

Так, например, для Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса мы выделяем сеноман-туронский, сенонский, датский, палеогеновый и неогеновый вулканоплутонические комплексы, каждый из которых развивался в рамках определенных вулканотектонических структур.

В рамках этих же структур следует проводить стратификацию вулканогенных образований. Корреляция разрезов, относящихся к различным палеовулканическим структурам, возможна при учете вероятных изменений петрохимического состава, возникающих при специфических условиях развития данной вулканической структуры, включая и особенности дифференциации питающего магматического очага.

Заканчивая этот краткий обзор, следует подчеркнуть, что среди многочисленных проблем вулканогенно-осадочного литогенеза, выдвинутых и рассмотренных Г. С. Дзоценидзе, проблемы формирования вулканогенно-молассовых пород (комплексов, формаций), закономерностей их внутреннего строения и фациальной изменчивости представляют первостепенный интерес и требуют дальнейших углубленных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Беммелен ван. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.
- Быковская Е. В. Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген. В кн.: «Геологическое строение 3 части Тихоокеанского подвижного пояса». М., «Недра», 1966.
- Былинкина А. А. К исследованию сухих рек Ключевского вулкана. Тр. лаб. вулканологии, 1954, вып. 8.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. М. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М., «Наука», 1965.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН СССР, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Коптев-Дворников В. С. История вулканизма Центрального Казахстана в палеозое. Материалы по геологии Центрального Казахстана, 1940.
- Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С. Интрузивные комплексы гранитондов палеозоя Бетпак-Далы. «Советская геология», 1956, № 51.
- Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения. Тр. лаб. вулканологии, 1956, вып. II.

- Ротман В. К. Вулканогенно-молассовая формация. Тр. лаб. палеовулканологии, 1963, № 1.
- Ротман В. К., Жегалов Ю. В. Вулканогенные формации и эволюция вулканизма внутренней дуги Камчатки. Мат. I Всесоюзн. конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Геолтехиздат, 1963.
- Тиррель Г. В. Вулканы. Геолнефтеиздат, 1934.
- Фремд Г. М. К истории верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии. Тр. лаб. палеовулканологии, Алма-Ата, 1963, вып. I.
- Фремд Г. М. Фациальная изменчивость вулканогенных формаций и проблемы цикличности. Тр. лаб. палеовулканологии, Алма-Ата, 1963, вып. 2.
- Фремд Г. М. Вулканические пояса и зоны юга Дальнего Востока. Мат. объединенной научн. конф. по пробл. палеовулканологии ДВ. Владивосток, 1970.
- Фремд Г. М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов. Изд-во Томского университета, 1972.
- Фремд Г. М. Значение актуалистических методов при решении некоторых вопросов палеовулканизма. Тр. лаб. палеовулканологии, Алма-Ата, 1963, вып. I.
- Anderson C. A. The Tuskan formation of Northern California with a discussion concerning the origin of volcanic breccias. Univ. of Calif. Publ. Geol. Sci. 1933, 23, N 7.
- Curtis C. H. Mode of origin of pyroclastic debris in the Northern formation of the Sierra-Nevada. Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. 1954, 29.
- Fisher R. V. Criteria for recognition of laharc breccias Southern Cascade mountains, Washington Bull. Geol. Soc. of America, 71, N 2, 1960.
- Stille H. Einfuhrung in den Bau Americas Berlin, 1940.
-

УДК (551.21/552.14):553.06

В. Т. ФРОЛОВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Чисто вулканические формации, как известно, редки. Вулканические породы, слагая более или менее крупные геологические комплексы, обычно ассоциируются с осадочными. Точно так же вулканогенные компоненты горных пород и руд нередко смешаны с экзогенными. Познавание сложных и многообразных закономерностей таких ассоциаций значительно продвинуто вперед, благодаря работам прежде всего Г. С. Дзоценидзе, одного из выдающихся советских геологов. На специальных симпозиумах, одним из организаторов которых являлся академик Г. С. Дзоценидзе, советские петрографы, литологи, вулканологи и геологи коллективно выработали основы петрографической классификации смешанных вулканогенно-осадочных пород (Дзоценидзе, 1969; Классификация и номенклатура..., 1970; Малеев, 1979, и др.). Чаще стали появляться публикации по генетическим типам вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований (Фролов, 1970; Ботвинкина, 1974; Малеев, 1975; Краевая, 1977, Кременецкая, 1977, и др.). Однако проблема выделения генетических типов вулканогенно-осадочных образований и их классификации не может считаться решенной.

В течение последних двадцати лет на Урале, Кавказе, в Крыму, на Курилах, Командорах и в других районах СССР и за его пределами автор данной статьи изучал и выделял генетические типы вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований и разрабатывал их петрографические и генетические классификации (Фролов, 1967, 1969, 1970, и др.). Изучение процессов накопления и переотложения пирокластического материала во время извержения Толбачика на Камчатке (Фролов, 1978; Геологические и геофизические данные..., 1978 и др.), продуктов и накоплений недавних извержений Тяги (о. Кунашир, извержение 1973 г.), вулкана Менделеева (о. Кунашир), Ксудача и других камчатских вулканов, Везувия, вулканов Новой Гвинеи и Канарских о-вов, хорошо сохранившихся неогеновых вулканических аппаратов юга Австралии и других, с учетом многочисленных работ вулканологов и геологов, позволили более полно представить систему процессов взаимодействия вулканизма и осадконакопления и выработать

классификацию генетических типов вулканических и вулканогенно-осадочных образований.

Под генетическими типами, в соответствии с общеизвестными определениями А. П. Павлова, Е. В. Шанцера, Н. И. Николаева и др., а также с определением автора (Фролов, 1968, и др.) понимаются образования, возникшие в результате определенного эндогенного или экзогенного геологического процесса или его модификации в тех или иных условиях. В качестве отдельных генетических типов различаются, например, лавовые потоки (или просто лавы), экструзии, некки, шлаковые конуса, тефра, точнее тефровые накопления и т. д. Если понятие генетического типа выражает способ накопления, или генезис в собственном смысле слова, то другая сторона происхождения — комплекс условий формирования типов отложений — выражается понятием об обстановках осадконакопления или фациях в палеогеографическом смысле. Помимо типов отложений различают генетические типы компонентов пород: пирокластические, лавокластические, гидротермно-химические, экзогенно-кластические, органогенные и т. д. В горных породах они находятся в самых разнообразных соотношениях, что с наибольшей полнотой показано Г. С. Дзоценидзе (1969 и др.) и его учениками.

Вулканическая деятельность, как известно, происходит в трех основных формах: эффузивной (включая и экструзивную), эксплозивной и гидротермальной. В соответствии с этим выделяются три группы вулканических образований, или три группы генетических типов. При этом условно к гидротермально-вулканической группе относятся и не связанные прямо с вулканизмом гидротермальные процессы зон разломов и, возможно, других проницаемых для глубинных флюидов участков коры. Возможно, они заслуживают выделения в самостоятельную группу, но пока для этого мало материала. В зависимости от положения по отношению к поверхности лито- и стратисферы в каждой из групп различаются интракрустальные (внутрикоровые) и суперкрустальные (надкоровые, т. е. наслоенные) образования (подгруппы), а по различиям экзогенной среды — водной или воздушной — подводные или наземные суперкрустальные накопления.

Одновременно с вулканической деятельностью происходит переотложение продуктов вулканизма экзогенными агентами — ветром и водой, а также гравитационным путем. Наиболее интенсивно переотложение в высокоэнергетических зонах аэро- и гидросферы, а также при расчлененном рельефе, в том числе и создаваемом самим вулканизмом. В результате рядом с вулканическими формируются экзогенные отложения, образующие часто теснейшие парагенетические «срастания», или ассоциации, которые еще не всегда расчленяются. При переотложении пирокластического материала (тефры) формируются тефрогенные отложения, или тефроиды (Хворова, 1970, стр. 246—248; Дзоценидзе, 1969, стр. 42 и др.), а при его смешении с экзокластиче-

ским и иным экзогенным материалом — туффиты, как орто-, так и паратуффиты (Дзоценидзе, 1969; Дзоценидзе, Хворова, 1970, и др.). В областях современного вулканизма, включая стадии активного извержения, в значительных масштабах совершаются оба процесса переотложения — без разбавления экзогенными компонентами (тефроиды) и с существенным смешением (туффиты), происходящим как на суше, так и в морях.

Таким образом, намечаются три генетических ряда вулканогенно-осадочных образований (табл.): вулканический, включающий как суперкрупные (лавы), так и интракрупные (экструзии, некки, жилы и др.) типы; осадочно-вулканический (лаво- и гиалокластиты, туфы и гидротермные образования) и вулканогенно-осадочный (тефроиды, туффиты и др.).

Эффузивная группа помимо чисто магматических типов (экструзий, некков, потоков лав и др.) включает осадочно-вулканические обломочные образования: гиалокластиты и впервые выделенные Е. Ф. Малеевым (1974) лавокластиты. И те и другие типичны для подводного вулканизма, а в наземных условиях возникают при извержении под лед или в водоем. Лавокластиты образуются по периферии, фронту, в подошве и кровле движущихся лавовых потоков в результате их фрагментации, например, механического дробления отвердевших корок потока, и захоронения фрагментов, обычно крупных, в глинистом, известковом, песчаном и ином осадке, на который изливаются лавы. Вероятно, к этому типу надо относить и наземную агломеративную мантию, формирующуюся у подножья растущего экструзивного купола, например, у камчатского вулкана Безымянного (с 1956 г.). Наиболее же типичные лавокластиты — морские. В верхнем байосе Юго-Западного Крыма (р. Бодрак, с. Трудолюбовка) мощность их пластов свыше 10 м. Фрагменты андезито-базальтов (5—50 см), сохраняющие признаки первичной пластичности при расчленении и перемещении (изгибы, закругленность углов, конформность и др.), находятся в глинистом заполнителе (20—50% объема слоя), испытавшем термическую аргиллитизацию и потерявшем способность размокать, тогда как глинистые породы этой же формации ее сохранили. В верхнемеловой крабозаводской свите подушечных базальтов о. Шикотан (Фролова и др., 1978) крупные (5—40 см) сегменты подушек сгружены или рыхло расположены в гиалокластитовом заполнителе, а в эоценовых флишевых отложениях преображенской серии о. Медного (Командорские о-ва, с. Преображенское) фрагменты подушек размером до 0,8 м находятся в песчано-глинистом заполнителе. Гиалокластиты — обычно средне- и мелкообломочные отложения в основном базальтового стекла, накапливающиеся под водой в результате распыления (пульверизации) лавы и иной ее фрагментации (термический шок), как правило, без окисления железа (сидеромелановое стекло), что способствует быстрой гидратации (палагонитизации) стекла

и последующей его глинизации (превращению в смектит), как это показал А. Р. Гептнер (1977).

Эксплозивная группа помимо эруптивных брекчий трубок взрыва и кластических даек представляется туфами, все разнообразие которых сводится к четырем генетическим типам: пирокластическим потокам, шлаковым конусам, тефровым туфам и туфам из резургентного материала. Из них первые еще близки по способу образования и признакам частичной сваренности к лавовым, а последние — к экзогеннокластическим осадочным отложениям. Пирокластические потоки объединяют довольно разнообразные отложения, в целом промежуточные между лавовыми, например игнимбритовыми, потоками, к которым они еще близки, и другими туфами. Об эксплозивной природе свидетельствует их первичная рыхлость. Однако нередко имеются признаки спекания (впрочем, слабые), что вместе с ярко-красным цветом обломков указывает на перемещение в горячем состоянии. Потоковая, а не плащеобразная форма залегания (как у типичных туфов) и сравнительно небольшая, редко превышающая 10—15 км, протяженность свидетельствуют о перемещении по поверхности земли в виде каменно-газовой смеси под действием силы тяжести и взвешивающей силы обильной газовой фазы, недостаточной, однако, для более сильного взрыва и разобщения потока. От внешне близких лавокластитов они отличаются большей площадью распространения и тем, что не связаны с лавовыми потоками. Кроме того, в них либо отсутствует, либо содержится в малом количестве тонкий инородный заполнитель. Пирокластические потоки отличаются и от лавовых — не только монолитных, но и брекчиевых (кластолавы), поскольку в последних их обломочная структура быстро «залечивается» при застывании. Вероятно, типичными представителями пирокластических потоков являются пемзовые, липаритового или дацитового состава, а также «агломератовые потоки» среднего и основного, реже — дацитового состава типа потока извержения Шивелуча (Камчатка, 1964 г.), сводную характеристику которых можно получить у Е. Ф. Малеева (1975). Нами эти потоки изучались на о. Кунашир, на вулкане Ксудач (Камчатка), а также на Урале (Фролов, 1970), где нижнедевонская ирендыкская свита андезитобазальтов и базальтов не менее чем на четверть сложена отложениями агломератовых пирокластических потоков. Сюда следует, вероятно, относить и отложения типа палящих туч, возникающих при извержениях типа Мон-Пеле в 1902 г., Безымянного (Камчатка) 30 марта 1956 и катастрофического извержения Везувия, приведшего к гибели Помпеи и других городов.

Шлаковые конуса необходимо выделять в качестве самостоятельного генетического типа из-за специфичности способа и формы их накопления: эксплозивные выбросы изобилуют бомбами, нередко первично округлыми, по склонам конусов происходит интенсивное переотложение гравитационным путем, причем господствующее пере-

мещение материала в виде осыпей не только объясняет определенную крутизну конуса (отвечает углу естественного откоса сыпучих тел), но и внутреннюю слоистую текстуру с первичным наклоном слоев до 40—45° и специфическую сортировку по размеру (наиболее крупные бомбы скатываются к подножью) и вторичную округлость.

Тефровые туфы, т. е. отложения, формирующиеся из тефры без ее перемещения, являются, вероятно, наиболее типичными туфами. Хотя мощность их даже вблизи конуса редко превышает 10 м, за один этап извержения они покрывают огромные площади (в сотни км²), распространяются на десятки и сотни километров и, выпадая в целом на горизонтальную или субгоризонтальную поверхность, меньше подвергаются сингенетичному переотложению (за исключением эолового) и лучше сохраняются в ископаемом состоянии. Обычно это лапиллиевые, псаммитовые и алевро-пелитовые туфы как лито-, так и кристалло- и витрокластические, испытывающие фациальные изменения (уменьшение крупности зерна) по мере удаления от вулкана. Сортировка и слоистость плохо выражены или отсутствуют. Сохраняется остроугольность пирокластов.

Туфы из резургентного материала в качестве самостоятельного генетического типа отложений выделяются из-за специфичности способа кластогенеза: взрывается ранее сформированная постройка вулкана, чаще всего конус стратовулкана, и угловатый, обычно и неоднородный по составу и несортированный материал переносится на десятки километров в холодном состоянии; отдельные глыбы диаметром до 10 м переносятся на 5—12 км. Для других типов туфов, по-видимому, такой размер не характерен. Чаще всего туфы этого типа возникают при катастрофических взрывах, которые называют направленными. Однако этот последний термин, несмотря на его выразительность, не может быть использован для названия типа, поскольку взрывы этого типа могут быть и не направленными, а с другой стороны, и обычные выбросы ювенильного материала, формирующие тефру, чаще всего имеют какое-то одно преимущественное направление отложения. Типичные, хорошо изученные примеры — взрыв Безымянного (1956 г.) и Шивелуча (1964 г.; Горшков, Богоявленская, 1965, и др.; Горшков, Дубик, 1969) и доисторического извержения Авачи на Камчатке (Малеев, 1975, и др.). Мощность вблизи вулкана достигала 40—70 м. Вероятно, лишь этот параметр, свидетельствующий о большой силе извержения, вместе с несортированностью и наличием весьма крупных глыб (свыше 5 м в диаметре) могут быть руководящими при распознавании подобных туфов в ископаемом состоянии. Мелкие взрывы имеют мало шансов быть узнанными в древних отложениях. Туфы из резургентного материала сходны с некоторыми экзокластическими накоплениями — пролювием, в том числе с лахаровыми отложениями, с обвальными и подводными оползневыми отло-

жениями (олистоостромами, грязекаменными потоками, моренами и др.).

Гидротермальная группа представлена гидротермальными жилами, «вулканическим элювием» и гидротермными химическими отложениями. «Вулканический элювий» — сульфаторно-фумарольные поля метасоматической переработки туфов и других вулканических, а также и осадочных образований. По составу вторичных минералов и зональности они нередко близко напоминают латеритный профиль выветривания, что и послужило причиной условного названия, которое им дают камчатские вулканологи. Большею частью это глины (монтмориллонитовые, каолинитовые и др.), опалиты, из которых в будущем могут образоваться вторичные кварциты, разнообразные сульфаты (алуниты, ярозиты и др.), реже сульфидные, серные, мышьяковые и др. руды. Взаимоотношения в разрезе и на площади сложные. Мощность образований этого типа в зонах повышенной проницаемости достигает сотен метров, площади — десятков км². Типичные представители — метасоматиты кальдеры Узон и Паужетки (Набоко и др., 1965, и др.) на Камчатке, вулканов Менделеева (о. Кунашир) и Богдана Хмельницкого (о. Итуруп) на Курилах.

Гидротермные отложения — хемогенные образования, осаждающиеся из гидротермальных источников на поверхности Земли как в области развития синхронных вулкаников, так и на удалении от них и в зонах разломов, не связанных прямо с вулканизмом. Это разнообразные силициты, в том числе яшмы, железные руды, серные осадки, сульфиды и многие другие, представляющие не только теоретический, но и практический интерес (Дзоценидзе, 1969, и др.). От экзогенных хемогенных отложений гидротермные отличаются своеобразными парагенезами минералов, химико-минералогической зональностью, связью с эндогенным источником и вулканиками, что не позволяет их сводить в один тип.

Практически все перечисленные типы образований свойственны как наземному, так и подводному вулканизму, только одни из них преимущественно субаэральные (шлаковые конуса, пирокластические потоки, может быть туфы из резургентного материала и «вулканический элювий»), другие — субаквальные (гиалокластиты, лавокластиты, гидротермные отложения). Однако с расширением исследований океана все чаще открываются на его дне казались бы типичные наземные образования, а углубление изучения наземного вулканизма приводит к открытию субаэральных аналогов (вариантов) подводных генетических типов, как это случилось с гиалокластитам и лавокластитам.

Вулканогенно-осадочный ряд генетических типов объединяет переотложенные и смешанные отложения, т. е. тефроиды и туффиты. Поскольку переотложение осуществляется экзогенными процессами, положенными в основу выделения генетических типов экзогенных накоп-

лений, вся группа тефроидов расчленяется на обычные генетические типы, главнейшими из которых являются эоловые, коллювиальные, пролювиальные, аллювиальные, лагунные и другие застойноводные, прибойные, отложения различных морских течений, в особенности турбидиты (Геологический словарь, 1978, т. 2, стр. 315). Поскольку трудно отличить в ископаемом состоянии продукты переотложения гиаля и литокластитов от переотложенной тефры, тефроидами приходится называть и первые. В историко-геологическом отношении большой погрешности здесь нет, поскольку они в целом отвечают этапу вулканической деятельности и ее документируют. При переотложении тефры реками или прибрежными течениями и волнением возникают отложения с прекрасно выраженной крупной косою слоистостью как одно, так и разнонаправленной, улучшается сортировка материала, и обломки приобретают окатанную форму. Однородность, несмешанность состава часто остается, что можно видеть на примере позднегеретичных тефроидов южноавстралийской трапповой формации (штат Виктория). Тефроидные турбидиты широко распространены как в молодых (Курильские и Командорские о-ва), так и древних (Урал, Тасмания, Восточная Австралия) геосинклиналях.

Смешанные пирокласто-экзокластовые отложения, или туффиты, также представлены теми же типами экзогенных отложений, которые характерны для тефроидов, поскольку они «...по способу формирования... типично осадочные образования», как справедливо подчеркивал Г. С. Дзоценидзе, возражавший против объединения туффитов с пирокластическими породами (1970, стр. 237).

Предложенная классификация генетических типов осадочно-вулканогенных образований поможет более конкретно выявлять способы формирования горных пород и руд при палеовулканологических и палеогеографических исследованиях и поисках полезных ископаемых. Она, несомненно, будет уточняться и дополняться. Вместе с тем необходимо выявлять диагностические признаки типов, что начато Г. С. Дзоценидзе (1969) и др., Е. Ф. Малеевым (1975) и др., Т. С. Краевой (1977) и рядом других исследователей. Особая задача — генетический анализ компонентов горных пород и, в частности, выявление эндогенной, вулканической их составляющей, в значении которой для пороодо- и рудообразования после работ Г. С. Дзоценидзе никто не сомневается. При этом приходится иметь в виду, что отделение химической формы эндогенного вещества от экзогенной — еще более трудная задача, чем разделение кластических компонентов. Для этого шире следует применять изотопный анализ элементов и другие геохимические исследования. О значительности эндогенного вклада в хемогенные руды и широко происходящем смещении с экзогенными компонентами при их образовании свидетельствуют важнейшие работы и идеи Г. С. Дзоценидзе.

Таблица

Генетические типы вулканических и вулканогенно-осадочных образований

Р я д					
Группа	1. Вулканический	2. Осадочно-вулканический	3. Вулканогенно-оса-дочный		4. Экзогенно-осадочный
			а. переотложенные накопления	б. смешанные накопления	
I Эффузивная	1. Экструзии 2. Некки 3. Лавовые потоки	1. Лавокластиты 2. Гиалокластиты			Вулканические (вулканомиктовые) породы
	1. Трубки взрыва 2. Кластические дайки	1. Пирокластические потоки 2. Шлаковые конуса 3. Тефровые туфы 4. Туфы из резургентного материала	Эоловые Коллювиальные Проллювиальные Аллювиальные Прибойные Флювиально-морские Турбидиты и др.	Эоловые Коллювиальные Проллювиальные Аллювиальные Прибойные Флювиально-морские Турбидиты и др.	
II. Эксплозивная					Эоловый Коллювий Проллювий Аллювий Лагунные Болотные Прибойные Волновые Флювиально-морские Коллювиально-морские Турбидиты Ледниковые отложения и др.
	1. Жилы гидротермальные	1. «Вулканический элювий» 2. Гидротермальные отложения	Турбидиты и др.	Турбидиты и др.	

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., «Наука», 1974, 314 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 263).
- Влодавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. В кн.: Вопросы вулканизма, М., 1962, с 26—30.
- Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 450.
- Гептнер А. Р. Палагонит и процесс палагонитизации. Литология и полезные ископаемые, 1977, № 5, с. 113—130.
- Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976. М., «Наука», 1978, с. 255.
- Геологический словарь. М. «Недра», 1978, т. 2, с. 315.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955—1963). М., «Наука», 1965, с. 171.
- Горшков Г. С., Дубкин Ю. М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч. — В кн.: Вулканы и извержения. М., «Наука», 1969, с. 3—37.
- Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука», 1965.
- Гущенко И. И. Типы эруптивной деятельности и их фациальные аналоги в современных и недавних отложениях. В кн.: Современный вулканизм, «Наука», 1966.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969, с. 344.
- Дзоценидзе Г. С. Дискуссия. В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 235—237.
- Дзоценидзе Г. С., Хворова И. В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенных обломочных пород. В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород, Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 7—22.
- Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука», 1972, с. 216.
- Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 262.
- Краевая Т. С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М., «Недра», 1977, с. 126.
- Кременецкая Т. Н. Речные, лагунные, озерные отложения в вулканических районах (Камчатка). М., «Наука», 1977, с. 100.
- Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. I. М., «Наука», 1971, с. 490.
- Малеев Е. Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., «Наука», 1975, с. 256.
- Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М., «Недра», 1977, с. 213.
- Малеев Е. Ф., Петрова М. А., Фролов В. Т., Хворова И. В., Щербакова М. Н. Современные представления о классификации вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород. Литология и полезные ископаемые, 1979, № 2, с. 55—62.
- Набоко С. И. Метасоматиты областей активного вулканизма и их рудоносность. В кн.: Метасоматиты и рудообразование, М., «Наука», 1978, с. 194—203.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Набоко С. И., Карпов Г. П., Розникова А. П. Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование. В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке, М., «Наука», 1965.

- Наковник Н. И. Вулканогенно-метасоматическая формация вторичных кварцитов СССР и полезные ископаемые, связанные с ней. В кн.: Рудоносность вулканических формаций, «Недра», 1965.
- Фролов В. Т. О классификации вулканогенно-осадочных пород. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 47(1), 1967, с. 102—108.
- Фролов В. Т. Опыт выделения и систематики генетических типов морских отложений. Вестник МГУ. Геология, 1968, № 6, с. 29—41.
- Фролов В. Т. О принципах построения петрографической и генетической классификации вулканогенно-осадочных пород. В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго уральского петрографического совещания, Свердловск, 1966, с. 43—48.
- Фролов В. Т. Вулканогенно-осадочные породы ирендыкской свиты Южного Урала и вопросы их классификации и номенклатуры. В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород, Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 97—112.
- Фролов В. Т. Дискуссия. В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 244—246.
- Фролов В. Т. Осадконакопление в районе действующего вулкана Толбачик (Камчатка). Автореф. доклада. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 53(1), 1978, с. 154—155.
- Хворова И. В. Дискуссия. В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 246—248.
-

УДК (551.21-552.14):553.98

Л. Э. ЛЕВИН, А. Н. ВИРТА, Г. Ш. НАДАРЕИШВИЛИ

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ НЕФТИ И ГАЗА

Изучение вулканогенно-осадочных формаций до недавнего времени проводилось главным образом в двух направлениях: в плане выяснения общей направленности эволюции вулканизма в пределах различных тектонических областей: в связи с выявлением закономерностей формирования и размещения некоторых видов месторождений твердых полезных ископаемых — марганца, фосфора, бора и других. Значение исследований по указанным направлениям особенно возросло с середины 60-х годов в результате работ в Мировом океане, где были выявлены новые типы месторождений вулканогенно-осадочного генезиса — зоны повышенной концентрации металлоносных илов, связанные с активно развивающимися рифтами, а также обширные поля железо-марганцевых конкреций с промышленным содержанием основных компонентов — железа, марганца, кобальта, никеля и меди. Многолетние исследования Г. С. Дзоценидзе были посвящены именно этим двум направлениям, представляющим собой тесно взаимосвязанные стороны единой проблемы (Дзоценидзе, 1948, 1965, 1966, 1969; Дзоценидзе и др., 1976).

В области прикладной геологии значение разработок Г. С. Дзоценидзе, наряду с выяснением закономерностей распространения ряда видов месторождений твердых полезных ископаемых, определяется и тем, что с современными и древними активными океаническими окраинами связаны крупные седиментационные бассейны, выполненные по существу не осадочными, а вулканогенно-осадочными толщами. В этих бассейнах промышленно-нефтегазоносными являются не только терригенные и карбонатные, но и вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования. В этой связи в последние годы жизни внимание Г. С. Дзоценидзе было обращено на вулканогенно-осадочные формации и как на вместилища нефти и газа. Однако этот аспект проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза не успел получить отражения в опубликованных им работах. Если кроме Кавказского региона иметь в виду и Тихоокеанский сегмент Земли, то следует признать, что в вулканогенно-осадочных формациях зачастую могут быть обнаружены и значительные по запасам месторождения углеводородов типа Самго-

ри на восточном погружении Аджаро-Триалетской зоны Малого Кавказа, Мурадханлы в Куринской впадине, Миранго в лагуне Ла Вела на южном побережье Венесуэльской котловины Карибского моря. Тем не менее, значение вулканогенно-осадочных формаций в общем балансе нефтегазоносности Земли, конечно, не следует переоценивать. Обобщение и количественный анализ данных по нефтегазоносности Тихоокеанского подвижного пояса и его обрамления показали, что для месторождений, находящихся в породах вулканогенно-осадочного генезиса, составляет не более 6% от общемирового их числа. В осадочных бассейнах современных и древних активных окраин это значение возрастает до 6,1—6,7%, в бассейнах орогенных впадин областей эпиплатформенного орогенеза до 14,3% и, напротив, снижается в бассейнах внутриплатформенных синеклиз до 3,2%, а в бассейнах современных пассивных окраин — до 2,9% (Еременко и др., 1978).

Ныне вулканогенно-осадочные формации все более привлекают внимание геологов-нефтяников в связи с накоплением данных о приуроченности к ним промышленных залежей нефти и газа. Закономерности размещения месторождений в этом новом для геологии нефти и газа типе продуктивных пластов все чаще рассматриваются в литературе (Бакиров и др., 1971; Левин и др., 1975; Клубов, 1978; Бланк и др., 1976; Еременко и др., 1978; Максимов и др., 1976; Акаева и др., 1976; Рябухин и др., 1969; Трофимук и др., 1975).

Как уже отмечалось, наибольшим процентом встречаемости залежей в вулканогенно-осадочных формациях характеризуются либо осадочные бассейны, связанные с активными океаническими окраинами, либо бассейны в областях эпиплатформенного орогенеза. Все это находится в закономерной связи с повышенными масштабами островодужного и орогенного вулканизма, создающими более частые случаи формирования пород-коллекторов и пород-покрышек вулканогенно-осадочного и вулканогенного генезиса. Однако закономерности распределения пород-коллекторов в вулканогенно-осадочных формациях пока еще не выяснены и с трудом поддаются изучению.

Один из возможных путей решения возникшей задачи — это сравнительный анализ коллекторских свойств типовых для современных и древних островных дуг вулканогенно-осадочных формаций в тех районах, где они широко обнажены на поверхности Земли. Соответственно, из широкого круга вопросов, касающихся прогнозирования перспектив нефтегазоносности вулканогенно-осадочных формаций, в данной статье рассматривается только один, а именно — результаты подобного анализа на примере западного окончания Алеутской дуги (Командорские острова), Камчатско-Курильской дуги и Закавказья, для геодинамической эволюции которого на протяжении доолигоценного фанерозоя намечались ситуации, свидетельствующие о периодическом возникновении и смещении во времени и пространстве активных океанических окраин (И. Гамкрелидзе, 1974; Хаин, 1975, 1978;

Закариадзе, Лордкипанидзе, 1975; Адамия и др., 1977). В этих районах было изучено 146 разрезов вулканогенно-осадочных пород в естественных обнажениях и в скважинах, охарактеризованных затем 510 определениями пористости и проницаемости¹.

Предполагается, что сравнительный анализ коллекторских свойств вулканогенно-осадочных пород в трех различных по тектонической позиции, но близких по направленности эволюции районах, будет способствовать решению более общей задачи — выявлению закономерностей распространения пластов-коллекторов в осадочных бассейнах древних и современных активных океанических окраин. Бассейны первого из указанных типов получают преимущественное развитие в Черноморской и Южно-Каспийской котловинах, а их составными частями являются Куринская и Рионская впадины в Закавказье. Таким образом, поставленная задача имеет прямое отношение к поискам нефти и газа в окраинных и внутренних морях.

Комплекс формаций, слагающих современную систему островных дуг, был изучен на примерах Командорских островов, а также южной группы Больших и Малых Курильских островов с привлечением литературных материалов по Кроноцкой впадине на Восточной Камчатке.

Формирование этой системы, включая Восточную Камчатку, подобно Японским островам, происходило на крайне гетерогенной коре. Блоки континентальной коры незавершенного становления, представляющие собой отторгнутые при рифтогенезе обломки раннемезозойских складчато-метаморфических комплексов, выявлены как в районе южного, так и северного окончания Большой Курильской дуги (Б. И. Васильев, устное сообщение). Аналогичные блоки могут быть и в основании Алеутской дуги, например, вблизи подводного плато Умнак. Между этими блоками протягивается узкая зона меланократового (океанического) фундамента, совпадающая по местоположению с Малыми Курильскими островами и их структурным продолжением — хребтом Витязя.

Начальную стадию эволюции рассматриваемой островодужной системы представляют на Малых Курильских островах матакатанская и малокурильская свиты коньяк-маастрихтского возраста, а также толстовская и буяновская свиты эоцен-олигоценного возраста на Командорских островах. Матакатанская и толстовская свиты, являющиеся собственно меланократовым субстратом структур этих островов, пластов-коллекторов практически не содержат. Во всяком случае, вероятность наличия подобных в этих свитах так же, как и во втором слое коры океанических котловин, остается проблематичной. Осадки двух вторых свит (малокурильской и буяновской) накапливались, по-видимому, в условиях, весьма похожих на обстановку седиментации на кон-

¹ Определения коллекторских свойств были проведены в лабораториях НПО «Союзморгео», ВНИГНИ и Новосибирского ТГУ.

тинентальном склоне. Эти две свиты характеризуются переслаиванием в разрезе проницаемых и непроницаемых пород. Пласты-коллекторы обладают пористостью до 18—33,7% и проницаемостью около 1,5 мдарси.

Следующая, основная стадия эволюции Алеутской и Курило-Камчатской островных дуг была существенно различной по интенсивности вулканической деятельности, но в принципе идентичной по составу ее продуктов на Командорских островах и в южной группе Больших Курильских островов.

В первом из указанных районов события основной стадии привели к преимущественному накоплению риолитовых туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов каменной свиты олигоцен-миоценового возраста. Среди них наилучшими коллекторскими свойствами выделяются риолитовые туфы, обладающие пористостью до 40% и проницаемостью от 2,6 до 4141 мдарси (рис. 1). Непроницаемыми покрыв-

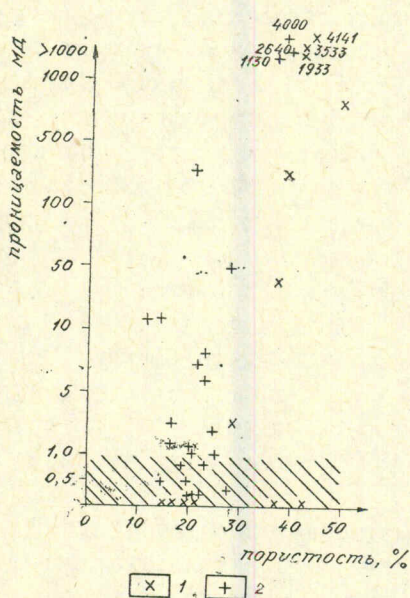


Рис. 1. Диаграмма встречаемости пород-коллекторов в туфах риолитового и дацитового состава.

1—Командорские острова, эоцен-миоцен;
2—Южные Курильские острова, миоцен-плиоцен.

шими коллекторскими свойствами обладают туфы риолит-дацитового состава, пористость их псаммитовых разностей составляет от 10 до 27,6%, а проницаемость от 0,16 до 2 мдарси. Коллекторские свойства андезитовых туфов несколько ниже, пористость 5—10% и проницаемость около 2,5 мдарси (рис. 2).

ками для пород-коллекторов могут служить лавовые покровы андезито-базальтов верхней части каменной свиты, обнаженные на поверхности на мелких островах-спутниках, окружающих о-ва Беринга.

В пределах второго района (о-ва Кунашир и Итуруп) получает развитие мощная толща андезито-базальтов, риолит-дацитов, туфов основного, среднего и кислого состава (зеленотуфовый комплекс), перекрытых вулканогенно-осадочными породами с элементами флишoidного напластования (вулканогенно-флишoidный комплекс). Суммарная мощность этих двух комплексов достигает 3000 м.

В зеленотуфовом комплексе (кунаширская свита раннемиоценового возраста) намечаются элементы циклического строения, выражающиеся чередованием эффузивов среднего и кислого составов. Наилуч-

К вулканогенно-флишoidalному комплексу относятся ловцовская свита ранне-среднемиоценового возраста, куйбышевская и рыбаковская свиты средне-позднемиоценового возраста. Аналогом этого комплекса в Кроноцком районе Восточной Камчатки являются богачевская, ольгинская и тышевская свиты олигоцен-среднемиоценового возраста. Среди нескольких литологических разновидностей вулканогенно-осадочных пород, слагающих данный комплекс, удовлетворительными коллекторскими свойствами также выделяются риолит-дацитовые туфы со средней открытой пористостью 21% и проницаемостью 11 мдарси; туфопесчаники со средней открытой пористостью 20% и проницаемостью 5 мдарси (см. рис. 2, 3). Пласты-коллекторы, так же как и в подстилающем зеленотуфовом комплексе, перемежаются с относительно непроницаемыми породами. Одновременно условия формирования вулканогенно-флишoidalного комплекса придают большую вероятность

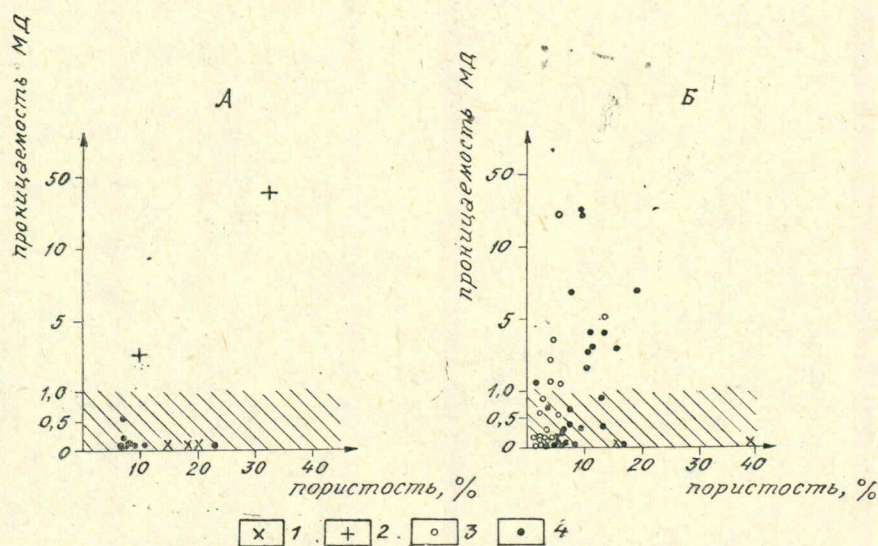


Рис. 2. Диаграмма встречаемости пород-коллекторов в туфах андезитового (А), базальтового и андезито-базальтового состава (Б).
1—Командорские острова, эоцен (А) и эоцен-миоцен (Б); 2—Южные Курильские острова, ранний миоцен; 3—Большой Кавказ, средняя юра; 4—Малый Кавказ, эоцен.

наличия в его составе регионально выдержанных пластов-коллекторов.

Таким образом, ранняя и основная стадии формирования островных дуг на северо-западе обрамления Тихого океана, проходившие на различных отрезках геологической истории (эоцен-миоценовом на Командорских островах, позднемиоценовом-миоценовом на Восточной Камчатке и Курильских островах), обусловили образование мощной тол-

щи вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, характеризующихся наличием в их составе пород-коллекторов и пород-покрышек.

Изучение коллекторских свойств вулканогенно-осадочных пород в пределах древних островных дуг, возникавших в пределах Закавказского срединного массива, также выявили некоторые закономерности в распространении и положении в разрезе пластов-коллекторов. С этой целью были исследованы вулканогенно-осадочные формации байоса Южного склона Большого Кавказа, мела и палеогена Аджаро-Триалетской зоны Малого Кавказа.

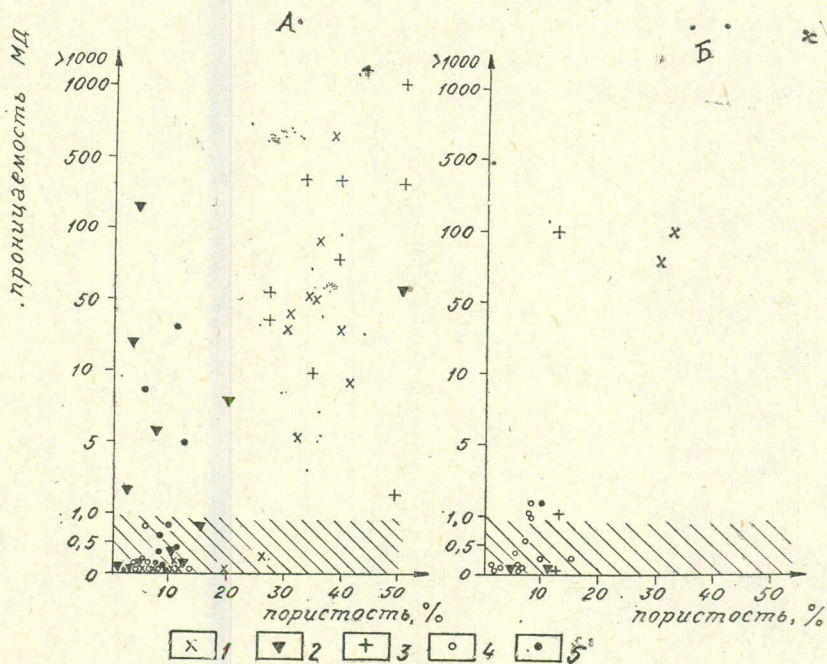


Рис. 3. Диаграмма встречаемости пород-коллекторов в туфогенных песчаниках и алевролитах (А), туфогенных гравелитах, конгломератах и брекчиях (Б).

1 — Командорские острова, эоцен-миоцен (А) и олигоцен-миоцен (Б); 2 — Кроноцкая впадина Восточной Камчатки, олигоцен-миоцен; 3 — Южные Курильские острова, поздний миоцен-плиоцен; 4 — Большой Кавказ, средняя юра, 5 — Малый Кавказ, эоцен.

Формирование байосской вулканогенно-осадочной формации происходило в процессе растяжения и деструкции континентальной коры юрской островодужной системы Кавказа. Он сопровождался мощными извержениями слабодифференцированной базальт-андезитобазальтовой магмы, продукты которой в дальнейшем претерпели зеленокаменное преобразование. В результате в мелководно-морских и островных условиях образовалась мощная (до 3 км) спилит-порфири-

товая формация вулканогенно-осадочного типа, с характерными для нее внутрiformационными несогласиями, резкой сменой мощностей и фаций по латерали и другими чертами мелководно-морского и островного типа вулканогенно-осадочного литогенеза. Это обстоятельство свидетельствует о неравномерном распределении центров вулканической активности на дне морского бассейна и, соответственно, о большой вероятности образования регионально выдержанных пластов-коллекторов. Однако коллекторские свойства пород спилит-порфиритовой свиты байоса оказываются существенно более низкими по отношению к одинаковым литологическим типам в разрезах современного островодужного комплекса формаций.

Так, например, базальтовые и андезит-базальтовые туфы характеризуются пористостью не выше 5—6% и проницаемостью менее 0,5 мдарси, при единичных определениях пористости до 12,5% и проницаемости до 5 мдарси. Туфопесчаники и туфоалевролиты имеют пористость от 4 до 12,5% и проницаемость не более 0,8 мдарси. Туфогравелиты и туфоконгломераты обладают пористостью от 2 до 14% и проницаемостью до 0,6 мдарси, при единичных значениях от 1 до 6 мдарси (см. рис. 2, 3).

Формирование меловой и палеогеновой вулканогенно-осадочных толщ связано с развитием Черноморско-Аджаро-Триалетского внутривулканогенного рифта, зародившегося в конце раннего мела в теле Закавказского срединного массива (Адамия и др., 1977; И. Гамкрелидзе, 1976). Одновременно с этим к востоку начал развиваться Предмаокавказский прогиб. Обе структуры в меловое время являлись ареной интенсивного вулканизма. В них первые проявления вулканической активности приурочены к альбскому времени (Дзоцендзе, 1948; Акаева, 1974; Агабеков, Мошашвили, 1977), что, несомненно, указывает на общность процессов активизации Закавказского срединного массива.

В северной части Аджаро-Триалетской зоны в альб-раннетуронское время сформировались две разные по составу и строению вулканогенно-осадочные толщи: нижняя — спилитовая (альб) и верхняя — контрастная оливин-базальт-риолитовая (поздний альб — ранний турон).

На южной периферии зоны вулканизм начался в туроне и продолжался до раннего маастрихта. Продуктом его является слабо дифференцированная серия базальт-андезит-базальтового состава.

В центральной части Аджаро-Триалетской зоны, в отличие от северной и южной, в сеноман-раннем туроне образовалась контрастно дифференцированная серия — базальтовый андезит-риолит-дацит, с преобладанием кислых разновидностей.

В Аджаро-Триалетской зоне, за исключением ее южной периферии, меловой вулканизм полностью затухает с позднего турона, уступая место карбонатной седиментации.

После долго длящегося затишья вулканизм вновь активизируется в эоцене. Однако его первые слабые вспышки отмечаются уже в палеоцене, в период флишевой седиментации. В самой верхней части палеоценового терригенно-карбонатного флиша появляются туфы базальтового состава, роль которых в восходящем разрезе постепенно возрастает (Надарейшвили, 1973). Первоначально слабый вулканизм максимального развития достигает в среднем эоцене. Его продуктом является мощная вулканогенно-осадочная толща, сложенная главным образом породами базальтового состава. Однако в восточной части Аджаро-Триалетской зоны (Триалетский хребет), наряду с базальтоидами, широко развиты породы андезит-базальтового, андезитового и дацитового состава (Микадзе, 1969).

В строении вулканогенно-осадочной формации ведущая роль принадлежит вулканокластическим породам. Они составляют 70—80% общего объема продуктов вулканизма. Верхняя часть формации образовалась в условиях сильной дифференциации тектонических движений, имевших место во второй половине среднего эоцена. Этим движениям сопутствовало резкое усиление вулканической деятельности. В западной части Аджаро-Триалетской зоны, где среднеэоценовый вулканизм достиг максимума своего развития, вулканогенно-осадочная формация представлена исключительно вулканокластикой и эффузивами. Несколько иная картина наблюдается в восточной части зоны — на Триалетском хребте, где вулканическая активность в среднем эоцене была значительно слабее. Здесь, наряду с грубой пирокластикой, широко развиты мелкообломочные туфы, туфопесчаники и туфоалевролиты, известняковые и мергелистые туффиты, а также мергели и известняки. Среди указанных разновидностей туфов мелового и эоценового возраста, так же как в пределах Курило-Камчатской и Алеутской дуг (район Командорских островов), наиболее высокими значениями пористости (до 26%) отличаются риолитовые и риолит-дацитовые. Андезитовые туфы имеют пористость от 5 до 12% при единичных значениях в 23% и проницаемость не более 0,5 мдарси. Базальтовые и андезит-базальтовые туфы обладают пористостью в основном от 2,5 до 8%, а иногда 16% и проницаемостью от нуля до 30 мдарси. При этом наиболее основные разновидности туфов выделяются повышенным количеством значений пористости в 10—16% при проницаемости от 2 до 7 мдарси (см. рис. 2, 3). Существенно, что региональное распространение андезитовых, андезит-базальтовых и базальтовых туфов в пределах Аджаро-Триалетской зоны от ее западного до восточного окончания является вполне очевидным. Однако аналогичное распространение риолитовых и риолит-дацитовых туфов не установлено и может только предполагаться. Одновременно материалы по Аджаро-Триалетской зоне дают основание предполагать, что и в пределах морского продолжения Курило-Камчатской дуги могут быть выявлены региональные пласты-коллектора.

Начало заключительного, раннеорогенного этапа эволюции Аджаро-Триалетской зоны приходится на вторую половину среднеэоценового времени, соответствующего периоду накопления верхней свиты среднего эоцена. Именно эта свита, в пределах Триалетского хребта, сложенная преимущественно туфопесчаниками и туфоалевролитами, является промышленно нефтегазоносной в Притбилисском районе. Применительно к этому району значения пористости и проницаемости были определены всего лишь для 13 образцов туфопесчаников и туфоалевролитов, что не дает решающих оснований для суждений о коллекторских свойствах разреза верхней свиты среднего эоцена в целом (см. рис. 3). В первом приближении по физическим свойствам могут быть выделены лишь три группы образцов: с пористостью от 1 до 8% и проницаемостью от 0 до 0,2 мдарси; с пористостью от 7,5 до 12% и проницаемостью от 0,4 до 0,8 мдарси; с пористостью от 5 до 12,5% и проницаемостью от 5 до 30 мдарси. Известно также, что продуктивные пласты на месторождении Самгори характеризуются не поровой, а трещинной проницаемостью. Приведенные данные показывают, что несмотря на относительно низкие физические свойства в разрезе среднего эоцена все же могут быть выявлены горизонты поровых коллекторов.

Сравнительный анализ геологического строения, направленности эволюции и физических свойств разреза современной активной океанической окраины на северо-западном обрамлении Тихого океана и древних активных океанических окраин в пределах Кавказского региона обнаруживает существенные черты сходства и различия. Сходство присуще в большей степени тектоническим показателям. Оно проявляется в однотипных для основной стадии эволюции островных дуг вертикальных рядах формаций, представленных повсеместно сменой вверх по разрезу базальт-андезит-риолитовой (или подводно-вулканогенной андезитовой по Е. Е. Хаину) формации флишевой формацией с субформациями терригенного, туфогенного и грубого (праувакки) флиша. Однотипные формационные ряды, в свою очередь, дают основание полагать, что три рассматриваемые разновидности островодужных систем являются наложенными на структуры типа срединных или краевых массивов без полной деструкции их континентальной коры. Подобная направленность эволюции ныне установлена для Курило-Камчатской дуги (Б. И. Васильев), предполагалась для Аджаро-Триалетского рифта и, по-видимому, присуща событиям среднеюрской эпохи на южном склоне Большого Кавказа (И. Гамкрелидзе, 1976; Хаин, 1978).

С позиций геологии нефти и газа, напротив, выяснилась совокупность черт сходства и различия. Сходство выражается в особенностях размещения пластов-коллекторов в разрезе, как правило, связанных с одинаковыми литологическими типами вулканогенно-осадочных пород. Наиболее высокими физическими свойствами характеризуются

риолитовые и дацитовые туфы, являющиеся в пределах Японской дуги важным объектом поисков и добычи углеводородов. Эти туфы образуют так называемую «формацию зеленых туфов», являющуюся по существу риолит-дацитовым компонентом подводно-вулканогенной андезитовой формации. Около 60% анализов, выполненных на образцах риолит-дацитовых туфов, обнаружили хотя и средние, но все же вполне удовлетворительные их физические свойства. Отдельные образцы характеризовались экстремальными значениями пористости от 36 до 44% и проницаемости от 1130 до 4140 мдарси. Для туфопесчаников и туфоалевролитов процент пород-коллекторов от общего числа выполненных анализов оказался более низким и составил 41%. Наиболее высокими значениями физических свойств с пористостью от 30 до 40% и проницаемостью от 10 до 700 мдарси выделяются образцы из разрезов Алеутской и Курило-Камчатской дуги, а наиболее низкими с пористостью от 3 до 13% и проницаемостью от нуля до 0,8 мдарси — образцы из порфиритовой свиты байоса (см. рис. 1, 3).

В количественном отношении к туфопесчаникам и туфоалевролитам близки туфогравелиты и туфоконгломераты, поскольку 44% выполненных анализов выявили образцы, относящиеся к породам-коллекторам. Однако физические свойства грубообломочных пород значительно более низкие. Пористость от 8 до 12% и проницаемость от 1 до 1,5 мдарси (см. рис. 3).

Самыми худшими физическими свойствами характеризуются андезитовые, базальтовые и андезито-базальтовые туфы. Среди образцов андезитовых туфов вероятные породы-коллекторы составляют 16%, а для базальтовых и андезито-базальтовых туфов — около 33% (см. рис. 2).

Еще одной чертой сходства разреза вулканогенно-осадочных пород современных и древних островных дуг является отсутствие отчетливой зависимости физических свойств от гранулометрического состава. Только в отдельных случаях крупнообломочные разновидности туфов кислого и щелочного состава (риолитовых, риолит-дацитовых и в меньшей степени андезито-базальтовых) обладают лучшими физическими свойствами по отношению к тонкообломочным. Тем не менее, не исключено, что при более детальных исследованиях подобная зависимость все же будет установлена.

Различие в рассматриваемых параметрах вызвано повсеместными более низкими показателями коллекторских свойств островодужных систем Кавказского региона по отношению к Курило-Камчатской и Алеутской дугам. Причины такого различия представляются довольно разнообразными. Прежде всего следует предполагать, что интенсивное тангенциальное сжатие, которому подверглись породы в эпохи складкообразования и орогенеза, обусловили сильное уменьшение их емкостного пространства. Другой причиной явились вторичные изменения пород под влиянием постмагматических процессов в геохимиче-

ской обстановке, свойственной островодужным условиям (пропилитизация, цеолитизация и другие). Влияние вторичных процессов на физические свойства было рассмотрено С. В. Клубовым. В разрезах древних аналогов островных дуг поствулканические процессы были более длительными и вызвали значительное заполнение первичного порового пространства. Для риолит-дацитового комплекса Курило-Камчатской дуги, напротив, оказывается, что замещение цеолитами бесструктурной массы породы улучшало ее фильтрационные свойства.

Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что отдельные виды вулканогенно-осадочных пород, пользующиеся региональным распространением в современных и древних островных дугах, — риолитовые и дацитовые туфы, туфопесчаники и туфоалевролиты, андезит-базальтовые туфы — представляют собой породы-коллекторы с фильтрационными свойствами, обеспечивающими условия для развития процессов нефтегазонакопления. Определенное подтверждение этот вывод находит и в данных о нефтегазопроявлениях, зафиксированных в тектонической обстановке, исключающей возможность формирования промышленных скоплений нефти и газа. Подобного рода сведения известны как для порфиритовой свиты байоса в области ее выходов на поверхность, так и для позднемелового-эоценового комплекса в центральной приподнятой части Аджаро-Триалетской зоны. Отсюда следует, что восточное и западное погружение Аджаро-Триалетской зоны оказывается перспективным на выявление залежей углеводородов не только в туфопесчаниках среднеэоценового возраста, но также в риолит-дацитовых туфах верхнего мела — палеоцена. Горизонты подобных туфов участвуют и в разрезе нефтяного месторождения Мурадханлы в Куринской впадине. Вполне вероятно, что район сочленения нефтяных месторождений Самгори-Мурадханлы представляет собой еще не выявленную крупную зону нефтегазонакопления с широким стратиграфическим диапазоном нефтегазонакопления, как минимум от верхнего мела до среднего эоцена.

Вероятным генетическим аналогом туфопесчаников и туфоалевролитов среднего эоцена Аджаро-Триалетской зоны на обрамлении Дальневосточных морей являются образования неогенового возраста (холмская, чеховская и др. свиты) на Сахалине. Очень похожа по составу на верхнюю свиту среднего эоцена и малокурильская свита на Малых Курильских островах, но ее накопление проходило в иной тектонической обстановке. Все это обнаруживает, что в районах морского обрамления Сахалина и северного продолжения структур Малых Курильских островов (хребет Витязя и др.) с вулканогенно-осадочными образованиями могут быть связаны регионально выдержанные пласты-коллекторы.

Для детализации районирования осадочных бассейнов современных островных дуг на западе Тихого океана по степени перспектив нефтегазонакопления необходимо дальнейшее изучение ряда вопросов:

особенностей регионального распространения пластов и пачек, обладающих повышенными коллекторскими свойствами; закономерностей образования пластов и зон с повышенными коллекторскими свойствами в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах; направленности и интенсивности и вторичных, постмагматических изменений в этих породах, как одного из важнейших факторов, влияющих на улучшение и ухудшение коллекторских свойств.

Таким образом, теоретические разработки Г. С. Дзоценидзе, касающиеся природы и закономерностей распространения различных типов вулканогенно-осадочных формаций в геосинклинально-складчатых областях, получили ныне важнейшее практическое значение и для выявления перспектив нефтегазоносности этих формаций не только в ряде типов осадочных бассейнов континента, но и Мирового океана. Как было показано Г. С. Дзоценидзе, а позднее и А. П. Лисициным (1978), последнее определяется тем, что в системе Мирового океана получает развитие не типично осадочная, а вулканогенно-осадочная толща.

ЛИТЕРАТУРА

- Агабеков М. Г., Мошашвили А. Б. Кюрдамир-Саатлинское погребенное поднятие Куринской впадины — неотъемлемая часть Малого Кавказа в меловое время. ДАН СССР, 1977, т. 232, № 6.
- Адамия Ш. А., Закарнадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. Геотектоника, 1977, № 4, с. 83—103.
- Акаева В. П. О вулканогенно-осадочном литогенезе в меловой Малокавказской геосинклинали. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1974, № 6.
- Акаева В. П. и др. Размещение пород-коллекторов в верхнемеловом вулканогенно-осадочном комплексе Среднекуринской депрессии. Геол. нефти и газа, 1976, № 12, с. 50—54.
- Бакиров А. А., Варенцов М. И., Бакиров Э. А. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., «Недра», 1971.
- Бланк М. И., Витрик С. П., Волошения С. Г. и др. Новые данные о нефтегазоносности девонских отложений ДДВ. Нефт. и газ. промышл., 1976, № 5, с. 1—2.
- Гамкрелидзе И. П. Формирование тектонической структуры Аджаро-Триалети. В сб.: Проблемы геологии Аджаро-Триалети. Тр. ГИН АН СССР, нов. сер., 1974, вып. 44.
- Гамкрелидзе И. П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тр. ГИН АН СССР, нов. сер., 1976, вып. 52.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, изд-во АН СССР, 1948, с. 408.
- Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.
- Дзоценидзе Г. С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. Геотектоника, 1966. № 3, с. 15—29.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969, с. 344.

- Дзоценидзе Г. С. и др. Мезо-кайнозойский вулканизм Грузии. Тезисы докладов научной сессии, посв. 50-летию Геол. ин-та АН ГССР. Тбилиси, 1976, с. 37—41.
- Еременко Н. А., Красный Л. И., Левин Л. Э., Матвеев А. К. и др. Нефтегазоносность и угленосность Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М., НИЛЗарубежгеология, 1978, с. 230.
- Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Древние аналоги интрадуговых рифтов в мел-палеогеновой островной дуге Малого Кавказа. В кн.: Проблемы рифтогенеза, Иркутск, «Наука», 1975.
- Клубов С. В. Особенности нефтегазоносности вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. В сб.: Актуальные вопросы геологии нефти и газа, М., 1978, с. 51—53.
- Левин Л. Э., Байбулатова З. К., Зорина Ю. Г. и др. Закономерности размещения морских месторождений нефти и газа. М., 1975.
- Лисицин А. П. Процессы океанской седиментации. М., «Наука», 1978, с. 392.
- Максимов С. П., Клещев К. А., Шеин В. С. и др. Особенности строения нефтяных месторождений Кубы. Геол. нефти и газа, 1976, № 9, с. 70—76.
- Микадзе Г. А. Палеогеновый вулканизм Юго-Восточной Грузии. Тбилиси, «Мецниереба», 1969.
- Надарейшвили Г. Ш. Фации и генетические типы палеогеновых вулканогенно-осадочных образований северного склона Месхетского хребта. В сб.: Вопросы геохимии и петрологии. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., 1973. вып. 38.
- Рябухин Г. Е., Бурштар М. С., Музыченко Н. М. Нефтегазоносные провинции и области СССР. М., «Недра», 1969.
- Трофимук А. А., Вассоевич Н. Б., Будников Н. П. и др. Об осадочной толще Курильских островов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 8, с. 25—31.
- Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. Геотектоника, 1975, № 1, с. 13—27.
- Хаин В. Е. Тектоника Кавказа, 1973: некоторые очередные проблемы. В сб.: Проблемы геологии Грузии. Труды Геол. ин-та АН ГССР, новая серия, 1978, вып. 59, с. 274—286.
-

УДК 553.661.6:552.313,8(479.22)

Г. А. МАЧАБЕЛИ, Л. Ш. ГАБИСОНИЯ, З. Н. МЖАВИЯ

О МЕХАНИЗМЕ И НАПРАВЛЕНИИ ПРОЦЕССОВ БЕНТОНИТИЗАЦИИ ТРАХИАНДЕЗИТОВЫХ ПЕМЗОВЫХ ТУФОВ ГУРИИ

Асканское месторождение бентонитов является уникальным объектом как по геолого-литологическим и генетическим особенностям, так и по широкому использованию сырья в различных отраслях промышленности и сельского хозяйства. Правда, в ее пределах балансовые запасы Са-Na и Na-Ca бентонитов не превышают 14 млн. тонн, но перспективы их расширения намечены в пределах глубоких горизонтов разведанных участков и тех пунктов Аджаро-Имеретинского хребта, где развиты специфичные в петрохимическом отношении эоценовые трахиандезитовые пемзовые туфы и стекловатые лавы.

Ранее эти материнские для бентонитов породы датировались верхним эоценом, но детальные исследования, проведенные М. Б. Лордкипанидзе и Г. Ш. Надарейшвили (1964), Г. С. Закариадзе и др. (1968), З. Н. Вольским и др. (1974), позволили отнести их к самым верхам чидильской свиты (гурийская подсвита). Гурийская подсвита охватывает почти всю верхнюю часть среднего эоцена и широко развита на территории юго-восточной Гурии.

В пределах промышленной залежи Цихисубанского, Ванискедского, Учхубского и других участков Асканского месторождения голубовато-серые и зеленые гиалокласты трахиандезитового состава избирательно, но участками интенсивно монтмориллонитизированы. В бентонитах другие продукты девитрификации вулканического стекла составляют лишь 3—5% от общей массы породы и представлены: хлоритом, кальцитом, кристобалитом, адуляром, томсонитом, гидрослюдой и смешаннослойными образованиями, состоящими из чередования гидрослюдистых и монтмориллонитовых пакетов.

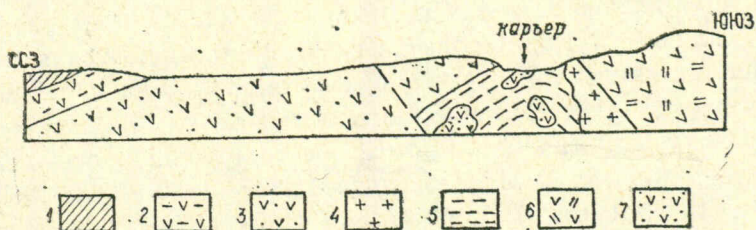
Примечательно, что все эти силикаты слоистой и каркасной структур развиты исключительно по вулканическому стеклу, а содержащиеся в продуктах бентонитизации реликты биотита, хлорита, пирита и андезина совершенно не изменены. Лишь в отдельных участках, тяготеющих к приконтактной части с светло-серыми трахитами андезин иногда преобразован в альбит-олигоклаз, а также анальцим (Твалчредзе и др., 1959).

Привлекает внимание тот факт, что в приконтактовой части бентонитов с трахитами имеет место иной, по сравнению с основной бентонитовой толщей, минеральный парагенезис. Кроме адуляра, гидрослюда и смешаннослойных образований с преобладанием гидрослюдистых пакетов, в этой 12-метровой зоне авторами были констатированы галенит, сфалерит и кварц, образующие жилу мощностью 0,2 м. Вместе с тем, здесь интенсивно изменены пирит (в гидрокислы железа), плагиоклаз (в гидрослюда и кварц) и биотит (в гидрослюда), а пироксен совершенно деградирован.

В продуктивной бентонитовой толще, особенно в пределах Цихисубанского карьера, часто встречаются линзовидные включения неправильной формы и разной ориентации отмеченных гиакокластов трахиандезитового состава, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до 60 м. Они несравненно в меньшей степени монтмориллонитизированы, адуляризированы и окварцованы.

В пределах Цихисубанского участка светло-серые трахиты секут трахиандезитовые пемзовые туфы, а также продукты их изменения и в его южной части создают ложную картину, подстилания бентонитовой залежи (см. рис.).

По восходящему разрезу трахиандезитовые туфы, стекловатые лавы и монтмориллонитовые продукты их изменения согласно сменя-



Схематический геолого-литологический разрез (близмеридиональный) района Цихисубанского месторождения бентонитов. 1—хадумский горизонт (н. олигоцен), глинистые песчаники и карбонатные полиминеральные глины; 2—басилетская свита (в. эоцен), фораминиферовые мергели с прослоями полиминеральных песчаников и биотитовых туфов андезитового состава; 3—зенубанская свита (в. эоцен), трахиандезитовые туфобрекчии, туфопесчаники, гравелиты, туффиты, полиминеральные глины и мергели; 4—чидильская свита (ср. эоцен), трахиты; 5—гурийская подсвита (ср. эоцен), бентониты; 6—гурийская подсвита (верхняя толща), лавовые покровы и пирокластолиты трахитов, биотитовых трахиандезитов, трахиандезитовых пемзовых туфов, реже калибазальтов; 7—реликты материнских пород в бентонитовой залежи

ются туфобрекчиями андезитового и трахиандезитового состава (см. рис). Несмотря на их близкий петрохимический состав с материнскими для бентонитов породами, они нигде в районе месторождения не бен-

тонитизированы, хотя могли служить ареной для гидротермальных и тем более гипергенных процессов.

За пределами мощных (до 210 м) и протяженных (до 800 м) линзовидных тел бентонитов материнские для них породы широко развиты и обнажены на разных гипсометрических уровнях, но они более плотные и изменены еще в меньшей степени, чем реликты, содержащиеся в бентонитовой залежи. В них количество обломков пемзы нередко достигает 85—90% от общей массы породы, однако они лишь слабо хлоритизированы.

По мнению первооткрывателя Асканского месторождения А. А. Твалчрелидзе (1931), бентонитизация трахиандезитовых пемзовых туфов была обусловлена гидротермальными растворами, связанными со среднеэоценовыми сиенитами. Однако в поздней работе, опубликованной совместно с Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе (Твалчрелидзе и др., 1959), гидротермы с большей определенностью увязываются с вулканическими очагами, давшими гиалокласты трахитового и трахиандезитового состава.

Д. С. Белянкин и В. П. Петров (1950), а также М. Л. Роква (1959) считают, что асканские бентониты являются продуктами изменения тех же гиалокластов в условиях линейной коры выветривания. Первые процессы бентонитизации объединяют с латеритизацией, интенсивно проявившейся на побережье Черного моря.

В. Я. Эдилашвили и Р. Д. Леквинадзе (1951), Леквинадзе и др. (1959) склонны к гальмиролитической гипотезе, допуская подводную раскристаллизацию трахитового вулканического стекла в монтмориллонит и другие сопутствующие ему минералы.

На механизм гидротермальной бентонитизации особо заострено внимание в работах Г. С. Дзоценидзе (1948, 1960, 1963, 1969), М. А. Ратеева (1968, 1970), Г. А. Мачабели (1965, 1974, 1980), В. Н. Разумовой (1971) и В. И. Гугушвили (1974). В результате подтверждено мнение, высказанное впервые Г. С. Дзоценидзе, по данным которого девитрификация вулканического стекла трахитового состава была обусловлена эксгаляционно-сульфатарной деятельностью, связанной с подводным вулканизмом, синхронным по возрасту с отмеченными породами. Однако в цитируемых работах механизм, направление и относительное время бентонитообразования расшифрованы по разному.

По нашему мнению, асканские бентониты формировались в начальной стадии накопления гиалокластов трахиандезитового состава до их литификации. Собственно гидротермальная деятельность активировалась после становления бентонитов и была связана с секущими продуктивную залежь трахитами. Ими обусловлены, очевидно, процессы гидрослюдизации и ректоритизации (по Ратееву) самих трахитов, а также аргиллизации трахиандезитовых пемзовых туфов и стекловатых лав после становления бентонитовой залежи.

Следует отметить, что в совместной публикации Г. А. Мачабели и Т. А. Магулария (1974) было высказано ошибочное мнение о связи бентонитизирующего флюида с секущими трахитами, для чего основанием послужило лишь отмеченное выше приконтактовое изменение, четко выраженное в южной части карьера. Кстати, полученные М. А. Ратеевым и Б. П. Градузовым выводы, по-видимому, также основаны на результатах исследований каменного материала из послонного литологического разреза, составленного ими в этой же части месторождения Цихисубани. Они считают, что монтмориллонит является конечным продуктом гидротермального изменения вулканического стекла, пройдя промежуточную стадию гидрослюдизации и смешаннослойных образований типа ректорита.

М. А. Ратеевым (1968, 1970 и др.), детально изучившим продукты изменения вулканитов трахитового и трахиандезитового состава, процесс стадийного глинообразования связывается с эволюцией термальных растворов фумарольно-мафетовой природы. По их данным, этот процесс был направлен ювенильным привнесом атомов калия и алюминия, постепенным снижением температуры растворов и повышением рН. Ими выделяются следующие 5 зон глинизации: 1) гидрослюда полиморфной модификации IM; 2—4) смешанно-слойные образования с разным соотношением гидрослюдистых и монтмориллонитовых пакетов, с тенденцией к их упорядоченному чередованию; 5) монтмориллонит с незначительной примесью хлорита.

Эти зоны глинизации мы склонны рассматривать в обратном направлении. Так, синтезу монтмориллонита в начальной стадии деви-трификации должны были способствовать, по нашему мнению, физическое состояние гялокластов (пористость, проницаемость, слабая литификация), их химический состав и обусловленные этим щелочные условия среды. Сравнительное петрохимическое изучение материнских для бентонитов пород показало нам, что баланс щелочей в них близок таковому в бентонитах и поэтому не было необходимости их привноса гидротермами, как это считают М. А. Ратеев и Б. П. Градузов (1970).

Кроме того, в кристаллохимическом отношении труднее представить формирование в начальной стадии более устойчивой гидрослуды, силикатные слои которой прочно связаны катионами калия. Для его перерождения в смешаннослойные образования и тем более Са-На-монтмориллонит потребовалась бы колоссальная энергия и длительный период времени. Вместе с тем, при допущении формирования монтмориллонита в конечной стадии гидротермальной аргиллизации остается открытым вопрос о путях высвобождения и миграции калия. Сопоставление данных определений обменного натрия и Na_2O по химическому анализу показывает, что в асканских бентонитах почти весь натрий компенсирован обменными центрами и лишь незначительная часть атомов натрия располагается в кристаллической решетке полевых шпатов.

Следует подчеркнуть, что монтмориллонитовые продукты изменения на Асканском месторождении являются более мономинеральными, мощными и протяженными по сравнению с гидрослюдистыми и ректоритовыми скоплениями. Сопоставление геологических разрезов и данных минералого-петрографического изучения указывает на то, что последние имеют весьма локальное развитие не только в продуктивной бентонитовой толще, но и в их материнских и вмещающих породах. Циркуляция газов и паров, выделившихся сразу же из тех же вулканических очагов, откуда выбрасывались разнообразие гялоклоааы, определили, очевидно, ааометасоматический характер изменения, как это было показано Г. С. Дзюенидзе (1960).

Гипергенной и осадочной (гальмиролитической) концепциям генезиса бентонитов Асканского месторождения противоречат: избирательная девитрификация вулканического стекла в монтмориллонит, кристобалит и адуляр; сульфидизация, альбитизация и цеолитизация; сохранение в первичном виде биотита, пирита и андезита; резкие контакты бентонитовой залежи с туфобрекчиями; отсутствие в последних бентонитовых глин.

Таким образом, гидротермально-фумарольная бентонитизация асканских гялоклоааов протекала, очевидно, по следующей схеме: вулканическое стекло → монтмориллонит → смешаннослойные образования → гидрослюда. Причем этот процесс преимущественно завершался на стадии монтмориллонитизации.

В этот ряд мы не включаем хлорит, поскольку допускаем его кристаллизацию раньше монтмориллонита при становлении материнских для бентонитов и других, сопутствующих им вулканогенных пород. Вместе с хлоритом формировались палагонит, пирит и крипнокристаллический кальцит. Количественное содержание хлорита во всех литологических разновидностях среднеэоеновых образований редко превышает 7%. Его диагностирующее базальное отражение ($d_{001} \sim 14 \text{ \AA}$) не проявляется и хлорит идентифицирован на основании $d_{002} \sim 7,1 \text{ \AA}$, четко зафиксированный на всех дифрактограммах, а также петрографическим и химическим анализами. В связи с фиксацией отмеченного рефлекса ($7,1 \text{ \AA}$) некоторые исследователи в характеризуемых бентонитах ошибочно идентифицировали каолинит.

Заслуживает интереса тот факт, что для других, бесспорно раннепоствулканических месторождений бентонитов Советского Союза (Саригюхское, Даш-Салахлинское, Убаганское) и Алжира (Хаммам-Бугаринское) характерны почти аналогичные асканскому механизму и направлению гидротермально-фумарольной девитрификации вулканического стекла в монтмориллонит, а также минеральный парагенезис (Мачабели, 1979). Подчеркнутые выше закономерности могут быть ис-

пользованы для направления поисково-оценочных и геологоразведочных работ на наиболее высококачественные бентониты раннепоствулканического генетического подтипа гидротермальных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С., Петров В. П. Петрографический состав и происхождение аскавских глин. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950; № 2, 13.
- Вольский З. Д., Гамкрелидзе И. П., Надарейшвили Г. Ш. К геологии северного склона Месхетского хребта. В сб.: Проблемы геологии Аджаро-Триалети, Тбилиси, «Мецниереба», 1974.
- Гугушвили В. И. Щелочные метасоматиты и гидротермальные аргиллиты Гурии. В сб.: «Проблемы геологии Аджаро-Триалети». Тр. ГИН АН СССР, 1974, вып. 44.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН СССР, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии). В сб.: «Вопросы магматизма и металлогении СССР», Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1960.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Закарнидзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. О сопоставлении эффузивных пород палеогенового магматического комплекса юго-западной Аджарии. • Собр. АН СССР, 1968, т. 52, № 3.
- Леквинадзе Р. Д., Роква М. Л., Эдилашвили В. Я. Об условиях залегания, свойствах и генезисе бентонитовых глин Аскавского района. Геол. сб. КИМС, 1959, № 1.
- Лордкипанидзе М. Б., Надарейшвили Г. Ш. Палеогеновый вулканизм Северной Гурии и Имеретии. В сб.: Вопросы геологии Грузии, К XXII сессии МГК, Тбилиси, 1964.
- Мачабели Г. А. Месторождения бентонитовых глин СССР и их связь с вулканизмом. В сб.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые», М., «Наука», 1965.
- Мачабели Г. А., Магулария Т. А. Бентонитовые глины. Геология СССР, т. X. Полезные ископаемые Груз. ССР, М., «Недра», 1974.
- Мачабели Г. А. О некоторых закономерностях бентонитообразования на примере месторождений Грузии и некоторых районов СССР. В сб.: «Бентониты». М., «Наука», 1980.
- Надарейшвили Г. Ш. Среднеэоценовый вулканизм Гурийского хребта и Южно-Имеретийского предгорья. Автореф. дисс. Тб., «Мецниереба», 1968.
- Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра», 1967.
- Разумова В. Н. Гидротермальные монтмориллонитовые глины как материнские породы коры выветривания Черноморского побережья Аджарии. Бюлл. МОИП, т. XVI(1), 1971.
- Ратеев М. А. Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе. В сб.: «Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого». М., «Наука», 1968.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П. Структурные фазы преобразования андезитотрахитовых туфов в зоне гидротермального сульфидного оруденения. Лит. и полезн. ископ., 1970, № 1.
- Роква М. Л. О генезисе бентонитовых глин Груз. ССР. Бюлл. КИМС, 1959, № 2.

- Твалчрелидзе А. А. Флоридиновые и бентонитовые глины Закавказья. Тр. конференции по отбеливающим землям. М., 1931.
- Твалчрелидзе А. А., Дзоцендидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. Верхне-эоценовая щелочная вулканогенная толща Аджаро-Имеретинского хребта и связанные с ней бентонитовые глины. Тр. Тбил. гос. ун-та, т. 72, 1959.
- Эдилашвили В. Я., Леквинадзе Р. Д. К генезису Асканских бентонитовых глин. Сб. тр. Ин-та геол. АН ГССР, 1951, № 44.
- Dzotsenidze G. S., Matchabeli G. A. The genesis of bentonites of the Georgian SSR. International clay Conference, v. II. Pergamon Press, 1963.
-

УДК 553.2:553.32

Н. И. ХАМХАДЗЕ

О СВЯЗИ КРЕМНЕ- И РУДООБРАЗОВАНИЙ В МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ГРУЗИИ

Основные марганцевые месторождения Грузии, если не принимать во внимание источник рудного вещества, по условиям образования можно сгруппировать на осадочные и гидротермальные.

В осадочной — объединяются Чиатурское, Чхари-Аджаметское, Квирильской депрессии и Шкмерское, приуроченные к Грузинской глыбе, а в гидротермальной — Тетрицкарройская группа Малого Кавказа, Цедиси, Фасраго, Гагра-Джавской и Карельский рудный узел Аджаро-Триалетской зон.

Рудная залежь всех осадочных месторождений, фаунистически и по стратиграфическому положению датирована нижним олигоценом. Рудный пласт или непосредственно расположен на более древних отложениях (верхний мел — Чиатура, Шкмери; верхний эоцен — Квирильская депрессия) или же под ними прослеживаются типично прибрежно-морские терригенные образования, которые, чередуясь с рудными прослоями пласта, увеличивают мощность рудного горизонта в восточном направлении. В западных частях месторождений Грузинской глыбы рудный пласт более монолитный и практически не содержит инородных прослоев, кроме силицитов и гидроокислов железа. В нижней части с рудами ассоциируются прослой опалитов, затем опоки спонголитов. Как в рудном, так и в надрудном отложениях наблюдается непрерывное чередование анорганогенных опаловых пород со спонголитами. В последних халцедоновые спиккулы связаны опалом. Нередки случаи, когда спиккулы и связующая их масса сложены опалом. Наличие в опоках опаловых глобулярных тел, сцементированных опалом, указывает на стадийность выделения кремнезема, характерное для коллоидов. Все это говорит о химической садке кремнезема в морском бассейне. По-видимому, в морском олигоценовом бассейне сначала происходило поступление и осаждение аморфного опала, что стимулировало бурное процветание кремневых организмов; последние развивались на фоне усиленного поступления кремнезема. Сторонники биогенной садки кремнезема (Хворова, 1968; Дистанов, 1968); чередование опалолитов со спонголитами объясняют растворением кремневых организмов при эпигенетических превращениях. Во-первых,

трудно представить такое избирательное растворение, как в чередовании, так и в пределах одного слоя, а во-вторых, ассоциирующие с силицитами другие отложения (песчаники, глины) не несут следов такого эпигенетического превращения (Челидзе, Хамхадзе, 1974). Силициты почти постоянно сопровождаются высококремнеземистыми минералами — монтмориллонитом и клиноптилолитом, а также селадонитом. Последний встречается и с рудами, наряду с минералами железа — гётита, гидрогётита, пирита и марказита.

Аутигенная минерализация, сопровождающая первые порции рудного вещества, в основном выражается в образовании опала, монтмориллонита, глауконита (селадонита), кальцита, барита, гипса, курскита, франколита и набором малых элементов (Ni, Co, V, Cr, Ti), характерных для заведомо гидротермальных марганцевых руд. Кстати, стратиграфически эквивалентные рудному горизонту отложения Рачинско-Лечхумской синклинали (зона сочленения Грузинской глыбы с Южным склоном Большого Кавказа) характеризуются таким же набором минералов и одинаковым комплексом малых элементов. В них впервые нами обнаружен туфовый материал (Хамхадзе, 1969), который по своему составу идентичен туфовому материалу руд и рудовмещающих отложений Квирильской депрессии.

В Чиатура, в подошве рудного горизонта верхнемеловые известняки изменены: перекристаллизованы, доломитизированы и омарганцованы. В Квирильской депрессии же верхнеэоценовые мергели доломитизированы, окремнены, монтмориллонитизированы и цеолитизированы. На юго-западной окраине мергели почти нацело замещены опоками. Здесь под рудами постоянно присутствует прослой зеленого «глауконитита», по своему минералогическому составу соответствующий монтмориллониту, в котором спорадически расположены мелкие округлые зерна селадонита.

Ассоциация указанных вторичных минералов, судя по локальности их проявления в пределах кремнисто-рудных образований, вероятнее всего свидетельствует не о диагенетической, а гидротермальной их природе.

Состав собственно марганцевых руд в Чиатура меняется с запада (от Чиатурского Главного взброса) на восток, окисные замещаются карбонатными, а последние — окисленными. В Квирильской депрессии такой строго выдержанной закономерности в площадном распределении руд не наблюдается.

Гидротермальные марганцевые рудопроявления Аджаро-Триалети приурочены к верхнетурон-сенонским известнякам и среднеэоценовым вулканогенным образованиям. Вмещающие известняки изменены: перекристаллизованы, доломитизированы, монтмориллонитизированы, селадонитизированы и окремнены. Рудообразующими, кроме марганцевых минералов, являются кальцит, халцедон, кварц, барит. Рудные минералы находятся в тесной связи с кремнистыми. В около-

рудных измененных известняках силицилиты непосредственно примыкают к рудным телам, а также принимают участие в сложении последних. Обычно силицилиты по причине распыленных в них дисперсных минералов марганца и железа окрашены в коричневатокрасный до черного цвета; без примесей же они голубовато-серого цвета.

В среднеэоценовых вулканогенных породах оруденение (Читихеви) представлено исключительно марганцовистым опалом — цеотоцитом и пиролюзитом. Околорудные породы соответствуют кварцселадонит-карбонат-цеолитовым гидротермалитам.

Аргоновый возраст этих рудно-метасоматических образований 30 ± 1 млн. лет соответствует олигоцену. Молодой возраст оруденения в Карельском рудном поле подтверждается также рудоконтролирующим тектоническим нарушением, благодаря чему нижнемеловые известняки надвинуты на верхнеэоценовые вулканогенные образования.

Марганцевые рудопроявления Южной Грузии залегают в вулканогенных и карбонатных мощных отложениях от коньяк-сантона до палеоцена включительно. Оруденение встречается в виде вкрапленников, гнезд, линз, жил и пластообразных тел. Околорудное изменение в известняках выражено их перекристаллизацией, кальцитизацией, замещением окислами железа и марганца и окремнением. Обычно рудные тела в лежащем боку постепенно сменяются кварц-халцедон-опаловой породой (Гогишвили, Имедидзе, 1965), переполненными мелкой сыпью рудного вещества. Вместе с окремнением наблюдается селадонитизация и цеолитизация.

По геолого-петрологическому определению В. Г. Гогишвили (1965) считает все марганцевые месторождения Южной Грузии, несмотря на разновозрастность вмещающих пород, синхронными и образованными в верхнеэоцен-олигоценное время.

Железо-марганцевые месторождения Гагрско-Джавской зоны приурочены к контактовой полосе байосской порфиритовой свиты и известняков верхней юры. Оруденение встречается в основном в виде линз и сложено псиломеланом, манганитом, пиролюзитом, гаусманитом, гематитом, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом. Околорудное изменение выражено в доломитизации, кальцитизации, сколитизации и в окварцевании.

Как видно из вышеприведенного фактического материала, минералы марганца и кремнезема, а также рудные залежи и кремнистые породы встречаются вместе. Взаимоотношение между ними свидетельствует о расщеплении единого рудообразующего раствора на преимущественно марганцевый и преимущественно кремниевый. Их генетическая связь в гидротермальных условиях не является спорным (Гогишвили, Имедидзе, 1965; Соколова, 1967; Нааде, 1964, и др.). На ряде месторождений установлена связь основного вулканизма с его газо-гидротермальной деятельностью, которая со своей стороны вызывает интенсивное изменение вмещающих пород и соответственно на-

копление кремнезема, марганца и железа. Во многих месторождениях непосредственная связь с вулканизмом не улавливается, но тем не менее она не исключается.

В олигоценовое время вулканическая деятельность, если не считать некоторых прослоев вулканического пепла и бентонитовых глин в майкопской серии (Лалиев, 1964), пирокластического материала фосфорит-глауконитовых отложениях Рачинско-Лечхумской синклинали (Хамхадзе, 1969), туффиты в верхнеэоцен-нижне-олигоценовых отложениях Квирильской депрессии (Махарадзе, Икошвили, 1970) в других районах Грузии пока не обнаружены.

Несколько трудно объяснить вопрос генетической связи марганцевого оруденения и силицитов осадочных месторождений, если не коснуться вопроса возможных источников марганца и кремния.

Мнение исследователей об источнике марганца для формирования месторождений в пределах Грузинской глыбы сводится к двум основным точкам зрения. В соответствии с одной из них источником марганца и вмещающих отложений служили продукты выветривания гранитоидов Дзирульского массива (Бетехтин, 1946; Авалиани и др., 1963) или пород порфиритовой и пестроцветной свит региона (Страхов, Штеренберг, 1965). По мнению других исследователей, источник марганца ювенильный (Дзоценидзе, 1965; Хамхадзе, 1971; Икошвили, 1971).

Анализ палеогеографической обстановки нижнеолигоценового времени рудоносных областей, вещественный состав предполагаемых материнских пород и допущение огромных (несуществующих) площадей размываемой суши с тенденцией привноса терригенного материала с востока, отраженная в размещении руд и рудовмещающих отложений на площади, позволили поставить под сомнение возможность процессов выветривания как поставщика марганца. Это подкрепляется следующими фактами: отсутствием наряду с марганцем других продуктов химического выветривания и несовместимостью во времени разрушения материнских пород с выносом марганца и осаждением сравнительно монолитного марганцевого горизонта. Поэтому наиболее вероятной представляется вторая точка зрения, которая подкрепляется наличием на марганцевых месторождениях и рудопроявлениях высококремнеземистых минеральных ассоциаций (монтмориллонита, клиноптилолита, халцедона, опала); приуроченностью к рудам минерализаций барита, курскита, франколита, глауконита, доломита, позволяющих допустить гидротермальный источник, связанный с эоценовым вулканизмом (Дзоценидзе, 1965), а именно с гидротермальными растворами, дренирующими в тектонических нарушениях в районе марганцевых месторождений Грузинской глыбы (Хамхадзе, 1969, 1971; Махарадзе, Икошвили, 1970).

Усиленную садку в морском олигоценовом бассейне марганца и кремния можно объяснить привносом этих элементов гидротермаль-

ными растворами. Последние, возможно, и являлись поствулканическими продуктами палеогенового магматического процесса, наиболее интенсивно выраженного в истории альпийской орогенной фазы Закавказья (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965). В закрытых системах доказательством гидротермальных процессов служат вышеописанные изменения на рудопроявлениях Карельского рудного узла и Южной Грузии.

На дне морского бассейна гидротермальные растворы по аналогии с областями современного вулканизма и субмаринными термами (Лисицин, 1960; Бишоф, 1970 и др.), видимо, поступали через открытые системы — тектонические нарушения.

В районе марганцевых месторождений Грузии многочисленны тектонические нарушения, некоторые из них явно носят следы гидротермального изменения и являются дренирующими каналами (Хамхадзе, 1969; Икошвили, 1971). Возникновение или возобновление тектонических нарушений, а следовательно, и марганцевой и кремнистой минерализации естественно связано с преолигоценовой орогенической фазой. Воздымание субстрата в олигоценовых морских отложениях отражается появлением галечного и прубозернистого материала в нижней части рудного горизонта (Чиатура, Шкмери), что однозначно указывает на парагенетическую связь осаждения грубозернистого материала с рудообразовательным процессом, т. е. с воздыманием — образованием тектонических нарушений — каналов для просачивания гидротермальных растворов.

Аналогичная парагенетическая связь тектоники с кремне- и рудонакоплением наблюдается и в пределах Квирильской депрессии. В ее центральной части прослеживается постепенный переход верхнеэоценовых отложений в олигоценовый и трансгрессивное залегание последних на северном борту, что указывает на воздымание северного крыла в преолигоценовую орогеническую фазу. Море заняло только центральную часть, где и происходило постепенное погружение дна Квирильской депрессии. В силу таких дифференцированных движений, видимо, возникли тектонические нарушения трещинного типа, которые в дальнейшем послужили каналами для поступления гидротерм.

В начале гидротермальные растворы, насыщенные кремнеземом, легко воздействовали на еще нелитифицированные мергели, в результате чего образовалась целая гамма кремнисто-мергелистых и кремнисто-глинистых пород. Видимо, эти же нарушения служили подводными каналами для гидротерм, обогащенных железом, марганцем, фосфором и кремнеземом в олигоценовый морской бассейн. Рудные компоненты с одинаковой интенсивностью накопились в разных частях бассейна от самых прибрежных до относительно глубоководных, что, очевидно, нельзя объяснить нормальным седиментогенезом в морском бассейне при поступлении вещества из кор выветривания.

Все вышесказанное указывает на то, что в олигоценовом морском седиментационном бассейне кремнезем и марганец поступали из суб-маринных терм.

Синхронность проявления кремнистой и марганцевой рудной минерализации, сходство петро-минералогических особенностей заведомо гидротермальных и осадочных месторождений позволяют считать их продуктами общего минерагенического процесса, связанного с тектоно-гидротермальной активизацией, однако, сформировавшихся в различных геологических условиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Авалиани Г. А. Генетические типы марганцевых месторождений Кавказа и их районирование. Тр. Груз. политехн. ин-та, 1963.
- Бетехин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд-во АН СССР, 1946.
- Бишоф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря. В кн.: «Современное гидротермальное рудоотложение», т. 56, «Наука о Земле», 1970.
- Гогшвили В. Г., Имедидзе Г. А. Гидротермально-измененные породы и некоторые вопросы генезиса марганцевых рудопоявлений Южной Грузии. Тр. КИМС, 1965, вып. VI(8).
- Дзоценидзе Г. С. О генезисе Чиатурского месторождения марганца. Литология и полезные ископаемые, 1965, № 1.
- Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. О некоторых общих особенностях вулканизма и металлогении Болгарии и Грузии. Карпато-Балканская геологическая ассоциация, VII конгресс. София. Доклады, часть III, 1965.
- Дистанов У. Г. Об условиях кремнезема в палеоценовом бассейне Поволжья и Прикамья. ДАН СССР, 1968, т. 180, № 1.
- Икошвили Д. В. Литология олигоценовых отложений Чиатурского района. Автореф. кандид. дисс., 1971.
- Лалиев А. Г. Майкопская серия Грузии. М., «Недра», 1964.
- Лисицин В. П. Осадкообразование в южной части Тихого и Индийского океанов. В кн.: «Морская геология». Изд-во АН СССР, 1960.
- Махарадзе А. И., Икошвили Д. В. О баритах в Чиатурском марганцевом месторождении. ДАН СССР, 1970, т. 190, № 5.
- Соколова Е. А. Некоторые закономерности размещения рудных концентраций в марганценовых вулканогенно-осадочных формациях. В кн.: «Марганцевые месторождения СССР». М., «Наука», 1967.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е. К вопросу о генетическом типе Чиатурского месторождения. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1965.
- Хамхадзе Н. И. К вопросу генезиса олигоценовых глауконитов и фосфоритов Рачинско-Лечхумской синклинали. Сообщ. АН ГССР, 1969, 54, № 3.
- Хамхадзе Н. И. Об источнике в Шкмерском олигоценовом бассейне. Тр. КИМС. вып. VIII(10), сер. полезн. ископ., 1969.
- Хамхадзе Н. И. Литология олигоценовых отложений северной части Грузинской глыбы. Автореф. кандид. дисс., 1971.
- Хворова И. В. Кремнезема в геосинклинальных областях прошлого. В кн.: «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого». М., «Наука», 1968.
- Челидзе Д. Г., Хамхадзе Н. И. Кремнистые породы Грузии. В кн.: «Сырьевая база кремнистых пород СССР». М., «Наука», 1974.

УДК (551.21/551.14):553.492

Б. М. МИХАЙЛОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГЛИНОЗЕМНОГО СЫРЬЯ

В работах 60-х—70-х годов Г. С. Дзоценидзе неоднократно обращался к проблеме возможного обнаружения «залежей бокситов, образованных в прибрежно-морских или озерных отложениях за счет вынесенного гидротермами глинозема из вулканогенных толщ» (Дзоценидзе, 1965, стр. 75). В качестве возможного аналога подобных образований Г. С. Дзоценидзе приводил данные К. К. Зеленова о гидротермальном выносе глинозема водотоками в областях современного вулканизма (Зеленов, 1972), а также многочисленные примеры возникновения повышенных концентраций глинозема в вулканогенных толщах, связывая эти явления с поствулканическими процессами миграции глинозема (Дзоценидзе, 1969, 1977).

В последние годы к вопросам возможного участия гидротерм в образовании месторождений бокситов обращались некоторые исследователи на региональных материалах Урала (Разумова, 1977 и др.), Сибири (Черкасов, 1978), Тимана (Михайлов, 1978) и др.

На сегодняшний день совершенно очевидно, что эта проблема не столь проста, как это кажется на первый взгляд. В ней следует выделить два главных аспекта:

1. Возможно ли допустить вулканогенный (гидротермальный) генезис известных промышленных месторождений бокситов?
2. Возможно ли предположить (а следовательно прогнозировать) принципиально иные, чем известные в настоящее время, промышленные месторождения высокоглиноземного сырья, определенно связанные с вулканогенным, либо вулканогенно-осадочным процессом?

Если на первый вопрос работами многих советских и зарубежных исследователей дан определенный отрицательный ответ (см. работы Г. И. Бушинского, Д. Г. Аалена, Г. Бардоши, Д. Г. Сапожникова, В. А. Тенякова, В. А. Броневого и многих других), то второй вопрос требует более тщательного рассмотрения.

Ряд лет занимаясь вопросами эволюции бокситонакопления на протяжении всей истории Земли, мы пришли к выводу о том, что теоретически вполне возможно предположить возникновение промышленных кон-

центраций глинозема путем осаждения его при нейтрализации ультракислых богатых глиноземом гидротерм (Михайлов, 1978). Согласно кривой растворимости глинозем (Magister, 1925) в интервалах pH менее 3,5 способен растворяться в огромных количествах, в то время как растворимость кремнезема ограничена десятками и первой сотней мг/л. В природе, в частности в озерных кратерах действующих вулканов, известны ультракислые воды с содержанием Al_2O_3 до 2000—3000 мг/л при 70—80 мг/л SiO_2 . Необходимо лишь «придумать», а затем найти в геологическом разрезе геохимический барьер (природные обстановки), где бы этот глинозем мог осадиться, не «загрязняясь» прочими элементами. Например, ультракислые богатые глиноземом воды, попадая в море, не могут привести к возникновению бокситов, поскольку содержащаяся в морской воде кремниевая кислота немедленно реагирует с глиноземом, образуя аморфные алюмокремниевые гели, которые затем раскристаллизовываются в различные глинистые минералы. Аналогичный процесс будет протекать и в речных системах (Дзодендзе, 1977).

Наиболее благоприятной могла бы быть обстановка, где ультракислые богатые глиноземом воды попадают на известняковую закарстованную поверхность. Именно она может явиться идеальным геохимическим барьером, на котором осядет глинозем. В геологическом разрезе такие обстановки следует искать среди мощных вулканогенно-осадочных толщ, где имеет место переслаивание вулканических (лавы, туфы) и карбонатных пород, особенно несущих следы синхронной гидротермальной деятельности.

Подобные разрезы широко развиты на северных склонах Малого Кавказа, где среди отложений верхней юры наблюдаются мощные пласты известняков, туфов, туффитов и лав среднего и основного состава.

Именно это обстоятельство дало нам основание прогнозировать на Малом Кавказе особый тип вулканогенно-осадочных высокоглиноземистых формаций.

В 1976 г. нами были проведены полевые исследования на Малом Кавказе, в районе Загликского месторождения алунинов, с целью изучения вопроса поведения глинозема в условиях, максимально сходных с теоретическими предположениями.

Загликское месторождение алунинов предшествовавшими исследователями (Паффенгольц, 1928; Кашкай, 1939, 1970 и др.) описывалось как закономерный член горизонтальной зоны гидротермального метасоматоза вулканогенно-осадочной толщи юры (оксфорд-киммеридж) под воздействием Дашкесанской гранодиоритовой интрузии верхнего мела. Мощность этой зоны, по мнению М. А. Кашкай, составляет около 10 км. Наблюдать на месторождении умозрительно составленную М. А. Кашкаем метасоматическую колонку ни в обнажениях, ни в скважинах не представляется возможным из-за интенсивной расчле-

ненности рельефа и предполагаемого размыва промежуточных зон. Детальное изучение обнажений, а главное, вскрытых действующим карьером взаимоотношений пород, позволило нам высказать существенно иную концепцию о генезисе месторождения, полностью отказаться от прежних представлений об участии в его образовании Дашкесанского интрузива и обосновать вулканогенно-осадочное происхождение рудных залежей (Михайлов, 1978). Загликское месторождение представляет собой единую плоскую линзу диагенетически измененных алуни-туфовых пород площадью около 8 км² и мощностью от 1—2 до 30—40 м. Эта линза, падая на ЮЮЗ под углом 10—15°, повсеместно залегает либо непосредственно на известняках верхней юры (оксфорд), либо на слабо алунизированных туфах, отделяющих ее от известняков (рис. 1). Алунитовые породы перекрыты относительно «свежими» туфами и туффитами киммериджа.

В составе рудного тела наиболее широко распространены туфовые, сгустковые и очковые руды (рис. 2), состоящие из 3 основных компонентов: 1) туфовый материал первично андезитового состава; 2) алуни-т, образующий псевдоморфозы по туфовым частицам; 3) алуни-т, возникший в результате раскристаллизации гелевых сгустков, выпадавших в осадок одновременно с осаждением пепла. Кроме того, в рудах содержится кварц, гематит и каолинит.

В итоге камеральной обработки материала и анализа литературы мы пришли к выводу о том, что Загликское месторождение алуни-тов представляет собой отчетливо стратифицированное и обособленное в пространстве тело. Оно приурочено к контакту известняков оксфорда и туфовых пород киммериджа. В строении рудного тела не наблюдается каких-либо закономерных изменений как в вертикальном, так и в горизонтальном сечениях, которые можно было бы объяснить более поздней переработкой туфовой толщи кислыми высокоглиноземистыми гидротермами. Наоборот, изучение структур и текстур пород, а также строение всей толщи свидетельствуют о совместном осаждении в бассейне туфового материала и алунитового геля. Наблюдающееся в разрезе рудной толщи как макро-, так и микрофлюидальное строение является результатом сингенетичного движения коллоидальных осадков.

Алуни-товая залежь Заглика является закономерным членом юрского вулканогенно-осадочного комплекса, формировавшегося в условиях весьма напряженного режима. Наличие туфового материала в известняках оксфорда свидетельствует о том, что экструзивная вулканическая деятельность началась еще в те времена, когда территория Загликского месторождения была покрыта водами позднелюрского бассейна. По-видимому, на границе оксфорда и киммериджа имело место резкое усиление вулканической деятельности с одновременной регрессией моря. Обилие пеплового материала, поступающего в бассейн, а также приток поверхностных ультракислых термальных вод привели

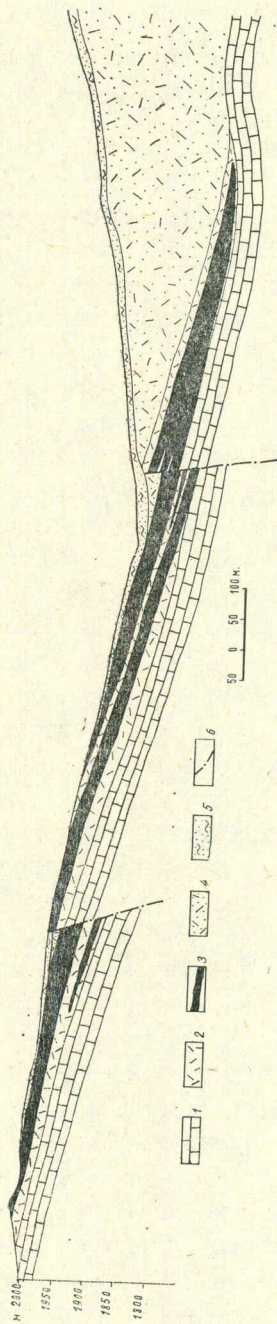


Рис. 1. Геологический разрез Загликского алунитового месторождения. 1—известняки с включениями туфового материала (J₃), 2—туфы продуктивной толщи с алунитом, 3—алунитовые руды, 4—перекрывающие туфы (без алунита), 5—суглинки (Q), 6—разломы.

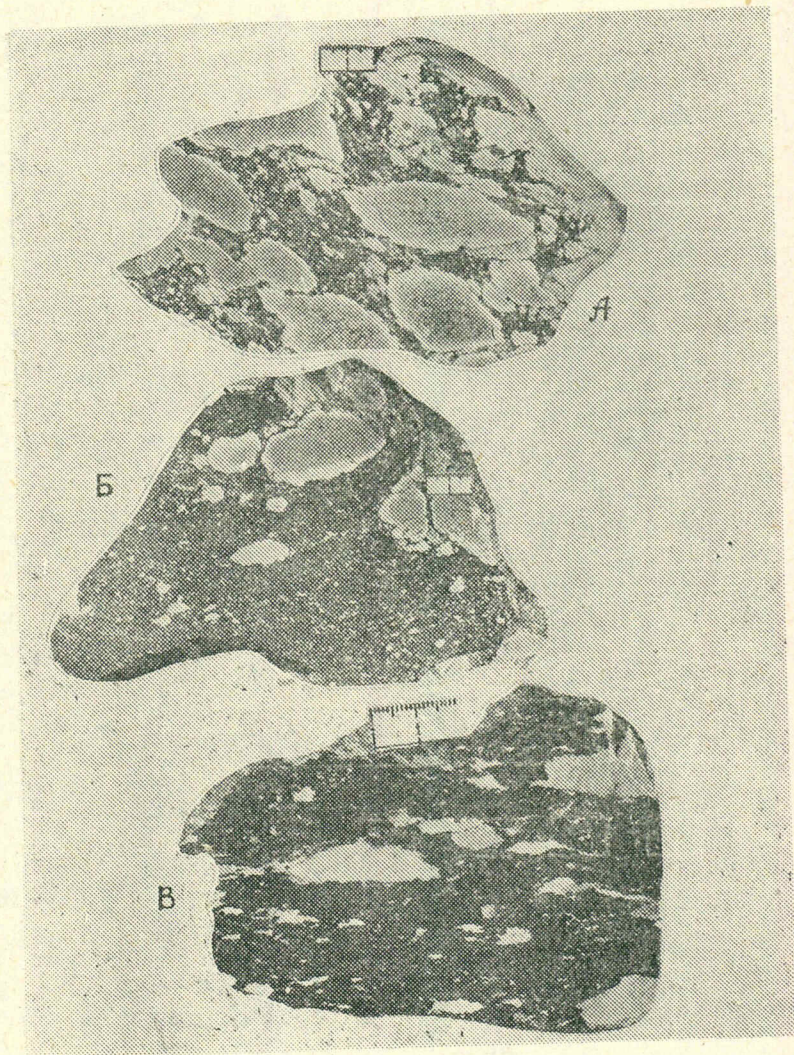


Рис. 2. Типы алунитовых руд. А—очковая, Б—туфовая, В—сгустковая.

к полному уничтожению фауны и флоры, прекращению карбоната-копления и возникновению на месте обширного морского бассейна изолированных, практически безжизненных водоемов (рис. 3). Как известно, растворимость алюминия при $\text{pH} < 3$ чрезвычайно высока и значительно превышает растворимость кремнезема. Именно это обстоятельство обуславливает формирование в областях современного вулканизма озер и ручьев, заполненных термальными водами, содер-

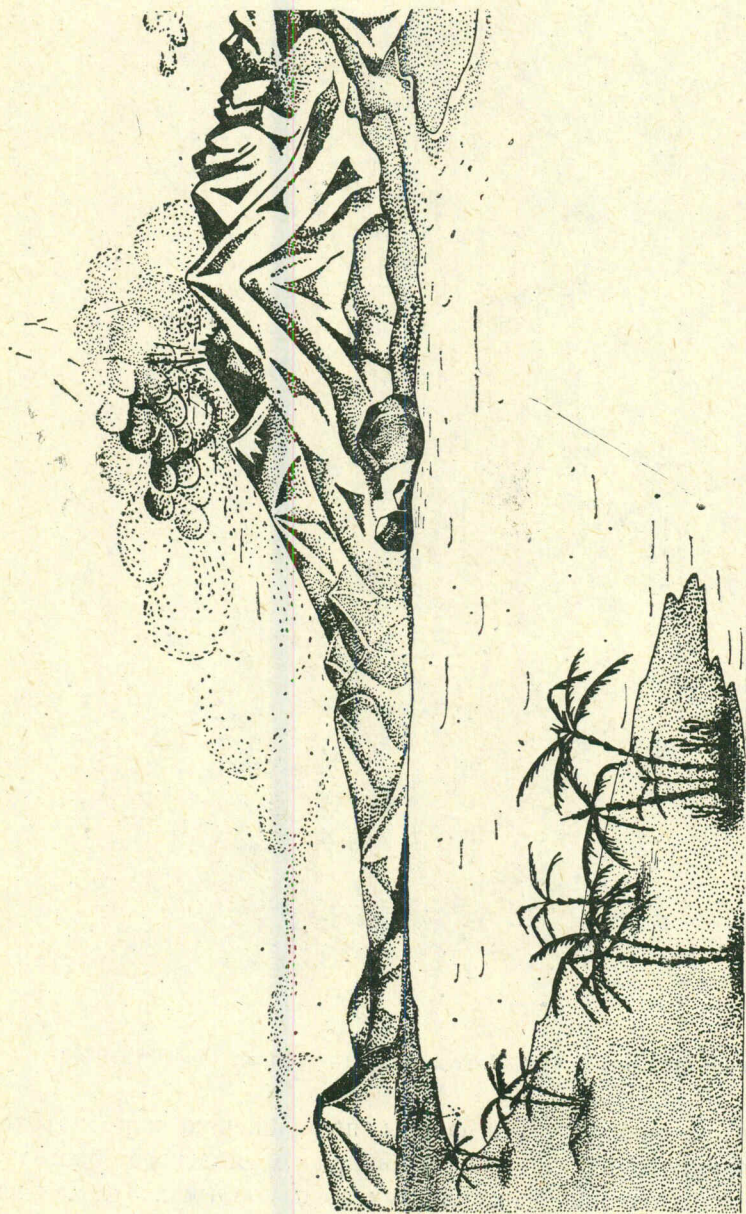


Рис. 3. Ландшафт района Загликского месторождения в период накопления алунитов (Э. И. Галицкая).

жащими иногда до 4,9 г/л алюминия при 0,07 г/л SiO_2 . При поступлении подобных вод в бассейн, расположенный на карбонатном субстрате и одновременно заполняющийся туфовым легко гидролизующимся потенциально щелочным материалом, мы вправе ожидать резкого повышения щелочности вод и быстрого выпадения гелей соединений алюминия. Этот механизм весьма распространен в областях современного вулканизма и неоднократно описан в литературе (Зеленов, 1972 и др.). Минеральная форма, в которой будут выпадать эти соединения алюминия, в значительной мере определяется составом анионной части растворов. В случае Загликского месторождения алунитов мы должны допустить, что растворы были преимущественно сернокислые. Таким образом, ил водоемов должен был состоять из туфового материала, попадающего из воздуха, и коллоидальных сгустков алунитового геля. Поскольку те или иные образования явились крайне неустойчивыми в условиях теплых (горячих) сернокислых вод, то в природных илах должны были протекать (и энергично протекали) процессы гальмиролиза, приводившие к существенной диагенетической переработке туфового материала — его разложению и алунитизации. Последующая контракция илов при переходе его в породу обусловила возникновение уплощенных (лепешковидных) образований (сгустков и «очков»), которые ранее представляли собой изометрические скопления геля (см. рис. 2).

Выводы

Загликское месторождение алунитов можно рассматривать как результат природной реализации процесса, теоретически предсказанного Г. С. Дзоенидзе. Алунитовые руды Загликского месторождения представляют собой «вулканогенно-осадочные (гидротермальные) бокситы», возникшие в результате выноса глинозема ультракислыми гидротермами из вулканогенных толщ и осадившегося в бассейне совместно с туфовым материалом. Анионная часть гидротермальных вод имела сернокислый состав. Именно этим и обусловлено вхождение алюминия в состав сернистого минерала — алунита. Можно уверенно предполагать, что в случае циркуляции в районе гидротерм с иной анионной основой (например, углекислой, солянокислой) на карбонатном субстрате будут возникать иные высокоглиноземистые накопления, состав которых может больше соответствовать составу бокситов. Правда, ожидать полную конвергенцию пород, возникших гидротермальным и осадочным путем, вряд ли возможно. В частности, существенные различия должны быть в поведении титана и ряда других элементов, а также в структурно-текстурных особенностях пород.

Критериями прогнозной оценки территории на вулканогенно-оса-

дочные стратиформные месторождения высокоглиноземистых пород являются:

1) широкое развитие в районе экструзивной вулканической деятельности, сопровождавшейся поверхностными излияниями ультракислых гидротерм;

2) репрессивный тип вулканогенно-осадочного разреза, выражающийся в смене карбонатно-морских отложений лагунными и континентально-озерными туфогенными, либо осадочно-туфогенными;

3) основной, либо средний состав туфового материала;

4) благоприятным прогностным признаком является широкое развитие в районе гидротермальной деятельности, фиксируемой в настоящее время полями вторичных кварцитов, гидротермальной рудной минерализацией и др.;

5) наиболее перспективными на поиски вулканогенно-осадочных месторождений высокоглиноземистого сырья являются горизонты туфогенных толщ, залегающих на карбонатном субстрате.

ЛИТЕРАТУРА

- Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков, М., «Недра», 1965.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных горных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Дзоценидзе Г. С. О возможности вулканогенно-осадочного происхождения бокситов. В кн.: «Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых». Новосибирск, «Недра», СО, 1977.
- Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука», 1972.
- Кашкай М. А. Алунитизация и каолиннизация в Загликском месторождении. Баку, Изд-во АзФАН, 1939.
- Кашкай М. А. Алуниты, их генезис и использование. М., «Недра», 1970.
- Михайлов Б. М. Локальные и региональные закономерности размещения месторождений бокситов. Л., «Недра», 1978.
- Михайлов Б. М. Обоснование вулканогенно-осадочного генезиса Загликского месторождения (Малый Кавказ). Литология и полезные ископаемые, 1978. № 6.
- Паффенгольц К. Н. Дашкесан и Заглик. Тр. Геолкома, нов. сер., 1928, вып. 170.
- Разумова В. Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. Тр. ГИН АН СССР, М., «Наука», 1977, вып. 303.
- Черкасов Г. Н. Геология, вещественный состав и генезис бокситов и гиббсит-аллофановых пород Западной Якутии и Прибайкалья. «Литология и полезные ископаемые», 1978, № 6.
- Magister O. C. The aluminium content of soil solution and its relation to soil reaction and plant growth. Soil. sci, 1925, v. 20, № 3.

УДК 551.21:553.011,6(477)

В. И. ЛЕБЕДИНСКИЙ, Л. П. КИРИЧЕНКО

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ОБРАЗОВАНИИ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН УКРАИНЫ

Уже с начала геологического изучения бентонитовых глин было известно, что их образование в ряде случаев, несомненно, связано с вулканизмом. Однако лишь за последние 10—15 лет выяснилась особая роль вулканизма в генезисе бентонитовых глин. Ныне известно четыре главных способа образования монтмориллонитовых глин (Кирсанов, 1970; Роква, Мачабели и Мерабишвили, 1971; Лебединский и Кириченко, 1972). В глинах поствулканического (гидротермального) происхождения вулканизм поставляет пирокластический и лавовый материал, далее трансформируя его в монтмориллонит. В глинах туфогенно-осадочного происхождения вулканизм дает пирокластику, которая при гальмиролизе превращается в бентонитовые глины. В глинах элювиального происхождения влияние вулканизма косвенное, поскольку магматические породы являются исходным материалом для образования бентонитовых глин. Такое же косвенное, но еще более затухшее влияние вулканизма иногда улавливается в осадочных бентонитах, образовавшихся за счет размыва и переотложения монтмориллонитсодержащих пород суши.

Выдающийся геолог нашего времени академик Г. С. Дзоценидзе показал большое влияние вулканизма на осадочный процесс, подытожив знания по этой проблеме в монографии «Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд» (1969). В частности он считал, что в СССР многие месторождения бентонитовых глин Закавказья, Средней Азии, Сибири, Дальнего Востока, Сахалина, Украины и др. возникли путем изменения вулканического материала на дне моря.

Наши работы, выполненные в 70-е годы, показали, что бентонитовые глины Украины образовались всеми известными генетическими путями и что в возникновении высококачественных бентонитовых глин обязательно участвовал вулканизм. Ниже мы проследим роль вулканизма в образовании монтмориллонитовых глин Украины. На территории УССР известны (Лебединский, Кириченко, 1973) следующие провинции бентонитовых глин (см. рис.): 1) Закарпатского прогиба, 2) Предкарпатского прогиба, Львовской мульды и Вольно-Подольской плиты, 3) Центральной и Приднепровской частей Украинского

кристаллического щита и его осадочного чехла, 4) Причерноморской впадины, 5) Горного Крыма и эпигерцинской платформы равнинного Крыма и 6) Донбасса. На рис. показаны основные месторождения и проявления бентонитовых глин различного генезиса.

ЗАКАРПАТСКИЙ ПРОГИБ

Закарпатский прогиб размещается между складчатыми Карпатами и Паннонским срединным массивом. В прогибе выделяются Солотвинская и Чоп-Мукачевская впадины, разделенные наложенной вулканической Выгорлат-Гутинской грядой. На донеогеновом фундаменте Закарпатского прогиба лежит миоценовая толща моллас мощностью до 3500 м с многочисленными пластами вулканических туфов. Накопление моллас сопровождалось активным вулканизмом в зонах сочленения с соседними флишевыми Карпатами и Паннонским массивом. При этом возникла грандиозная сложно построенная плиоценовая Выгорлат-Гутинская гряда. Советская часть сложена лавово-пирокластической толщей пород андезитовой формации, местами прорванной экстрюзиями кислого и среднего состава. В Закарпатском прогибе установлены все генетические типы бентонитовых глин (Лебединский, Киряченко, Левитский, 1975).

Исключительная роль вулканизма фиксируется в образовании поствулканических бентонитовых глин. Скопления монтмориллонита встречены в осевой части Выгорлат-Гутинской гряды среди полей вторичных кварцитов. Они возникли за счет туфов и лав под влиянием восходящих метасоматических растворов, закономерно менявших свой состав по мере поднятия (Лазаренко, 1960). Поля вторичных кварцитов с участками монтмориллонитовых глин находятся в окрестностях с. Ильковцы, на склонах г. Маковица, отрогах хребта Бориллов Дил, в центральной части хребта Великий Шоллес и др. местах. Метасоматические породы приурочены к вулканическим аппаратам центрального типа, особенно к тем, которые испытали кальдерообразование и фумарольно-сульфатную деятельность. Кальциевый монтмориллонит в виде чешуйчатых, криптокристаллических и колломорфных агрегатов заместил исходные туфы. Характерен парагенезис с кварцем, опалом, кристобалитом, пиритом и марказитом.

С вулканизмом теснейшим образом связаны и бентонитовые глины формации аргиллизированных пород у подножья Выгорлат-Гутинской гряды (окрестности сел Осой, Черны, поселка Ильница и др.). Они возникли путем преобразования слоистой лавово-пирокластической толщи циркулировавшими в ней по проницаемым пластам подземными водами, активизированными глубинными эманациями. Циркулировавшие гидротермы оставили следы не только в зонах пластовой и трещинной фильтрации, но и в местах разгрузки. Примером мо-

жет служить гейзерит у подножья Выгорлат-Гутинской гряды у с. Черны в виде панциря, перекрывающий глинизированные обожженные туффиты (Лебединский, Тарасенко, 1973).

Велика роль вулканизма и в образовании туфогенно-осадочных бентонитовых глин Закарпатского прогиба: щелочные бентонитовые глины Глубокого потока и Вышковского рудного поля.

С точки зрения генезиса наиболее интересны щелочные бентонитовые глины (Лебединский, Маслякевич, Кириченко, 1975). Они образовались в тортонском и сарматском морских бассейнах путем преобразования кислой пирокластике. О возникновении бентонитов по туфам свидетельствуют унаследованные структуры и текстуры пирокластических пород, реликты вулканического стекла и вкрапленников кварца. Пирокластический материал в тортонское время поступал из вулканов в районе сел Крайниково-Данилово и с. Залуж, в сарматское время — из береговских вулканов (Малеев, 1964). Не исключен принос пирокластике из липаритовых вулканов Северной Венгрии.

Альтернатива о гидротермально-метасоматическом происхождении сарматских глин Вышковского рудного поля под влиянием гидротерм интрузий отвергается одинаковым характером малых элементов в бентонитовых глинах рудного поля и в неизменных туфах вдали от него. Бентонитизация пирокластике протекала в результате взаимодействия стекловатого материала и природной воды в стадию седиментогенеза и иловыми растворами в стадию диагенеза.

Роль вулканизма в образовании монтмориллонитовых пород коры выветривания Выгорлат-Гутинской гряды была косвенной. В лавах и пирокластике андезито-базальтового и андезитового состава сформировалась плиоценовая кора выветривания мощностью 20—25 м, средняя часть которой представлена структурными, существенно монтмориллонитовыми глинами. Монтмориллонитовые породы коры выветривания из-за примеси гидрослюда, галлуазита, каолинита и остатков вулканических пород не имеют никакого промышленного интереса.

В образовании осадочных бентонитоподобных глин влияние вулканизма отдаленное, проявившееся в вулканической природе исходного материала, тем или иным способом монтмориллонитизированного, затем размытого и переотложенного. Осадочные глины обрамления Чоп-Мукачевской впадины сформировались в позднеплиоценовое и раннечетвертичное время в неотектоническую стадию подъема Карпатского горного сооружения. Источником глинистого материала послужили поствулканические глины и кора выветривания вулканогенных пород Выгорлат-Гутинской гряды. Тонкодисперсный материал накапливался во временных озерах и старицах древней Тисы, Боржавы, Латорицы и других рек, протекавших по межгорной равнине.

ПРЕДКАРПАТСКИЙ ПРОГИБ, ЛЬВОВСКАЯ МУЛЬДА И ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКАЯ ПЛИТА

В рассматриваемом регионе трижды складывались условия для образования бентонитовых глин — в позднем протерозое, позднем мелу и миоцене (Кириченко, 1975). Достаточно хорошо изучены и имеют практический интерес только миоценовые бентониты, на характеристике которых мы и остановимся. Эти глины приурочены к юго-западной окраине Русской платформы, Предкарпатскому прогибу и Львовской мульде и связаны с бурдигальскими, гельветскими, тортонскими и сарматскими отложениями. Бентониты образуют в миоценовых известняках линзообразные тела небольшой мощности (редко до первых метров), протягивающиеся на сотни метров и максимально до 1,5 км.

Глины региона характеризуются высоким качеством (Пыжевское месторождение) и нацело сложены тонкодисперсным щелочноземельным монтмориллонитом. Особое место занимают щелочные бентониты с Журавно Жидачевского района Львовской области.

Генезис миоценовых бентонитовых глин определяется однозначно как туфогенно-осадочный. На территории Волыно-Подоллии и Предкарпатя широко распространены неогеновые вулканические туфы с бурдигала по нижний сармат включительно. Эти горные породы всегда в большей или меньшей мере бентонитозированы, вплоть до образования бентонитовых глин (Ткачук, Кудрин, Рипун, 1958). Вулканический пепел поставляли миоценовые вулканы Закарпатского прогиба, состав пепла изменялся от липаритового до андезитового. Пепел накапливался в мелководных заливах миоценового моря. Не исключена примесь переотложенного монтмориллонита за счет размыва монтмориллонитсодержащих пород Карпатского горного сооружения и коры выветривания Волыно-Подольской части Украинского кристаллического щита. О последнем свидетельствует полный размыв коры выветривания или сохранение только пород зоны дезинтеграции на площади Шаргород-Жмеринка-Новая Ушица, примыкающей с востока к рассматриваемой провинции.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ И ПРИДНЕПРОВСКАЯ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА И ЕГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В данную провинцию входят монтмориллонитовые горизонты в коре выветривания амфиболитов и мапматических пород основного состава, крупное по своим запасам Черкасское месторождение бентонитовых и палыгорскитовых глин и осадочные бентонитоподобные глины Криворожья. К их образованию вулканизм не имеет отношения.

ПРИЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА

В последнее десятилетие в мезотических и сарматских отложениях Причерноморской впадины на территории Одесской, Николаевской и Херсонской областей Украины и юго-восточной Молдавии обнаружены адсорбционные глины (Лебединский, Таран, Кириченко, Прядко, 1976). Содержание поглощенных катионов в них низкое (34—46 мг/экв. на 100 г сухой породы), т. е. заметно ниже, чем в бентонитах. Эти глины полиминеральны и разбухающего минерала содержат не больше, чем гидрослюды и каолинита. Их высокие адсорбционные свойства объясняются возможной примесью опала.

Геологическая история Причерноморской впадины и примыкающего к ней Украинского кристаллического щита позволяют считать, что адсорбционные глины возникли за счет размыва монтмориллонитсодержащих продуктов коры выветривания центральной части кристаллического щита, накопившихся в мелководном мезотическом море.

ГОРНЫЙ КРЫМ И ЭПИГЕРЦИНСКАЯ ПЛАТФОРМА РАВНИННОГО КРЫМА

Бентонитовые глины встречены во многих участках Крымских гор и вулканической группе Кара-Даг. На Тарханкутском полуострове, мысе Казантип и в киммерийских отложениях Керченского полуострова распространены бентонитоподобные глины полиминерального состава, отличающиеся от бентонитов также худшими технологическими свойствами. Имея в виду указанные особенности, мы в дальнейшем не будем рассматривать бентонитоподобные глины.

Бентонитовые глины в Горном Крыму, известные под местным старинным названием кил, широко распространены в Первой продольной долине и в подножье Второй гряды Крымских гор на участке от Симферополя до Севастополя. Пласт глины мощностью 35—90 см приурочен к слоистым мергелям сантон-кампанского возраста. Пласт полого наклонен на северо-запад под углом 4—6° и вместе с верхнемеловыми — палеогеновыми отложениями слагает моноклиналъ Второй гряды. Отдельные участки пласта бентонитовой глины разведаны и представляют собой месторождения (Курцевское, Кудринское и др.).

Глинистый материал кила почти нацело представлен монтмориллонитом. По составу и содержанию поглощенных катионов кил отчетливо разделяется на три разновидности: щелочноземельную (Mg—Ca), щелочноземельную с повышенным содержанием Na и щелочную (Na). Основная масса щелочноземельной разновидности кила приурочена к выходу пласта на поверхность или вблизи от нее (до 10 м). Глубже залегает щелочноземельная разновидность с повышенным содержанием Na и щелочные бентониты. Изменение в составе поглощенных катионов объясняется выветриванием и заменой Na поглощенного комплекса на

Са и Mg под влиянием гидрокарбонатных вод, циркулировавших в толще покрывающих мергелей и известняков.

Почти все исследователи, начиная с В. И. Лучицкого, считали, что кил образовался туфогенно-осадочным путем. В свете последних данных (Лебединский, Кириченко, Ладан, 1977) рисуется довольно сложная картина происхождения кила. О туфогенно-осадочном происхождении кила свидетельствуют следующие данные:

1. Несимметричное строение пласта. Нижний контакт резкий с извилистыми контурами, верхний расплывчатый, кил постепенно переходит в мергель. Впечатление таково, что поступление большого количества постороннего материала, затем преобразованного в монтмориллонит, прервало и подавило карбонатообразование. Спустя какое-то время инородный материал стал убывать и затем сошел на нет, постепенно восстановилось карбонатообразование. Такая картина накопления характерна для пеплового материала, принесенного воздушными потоками (Лучицкий, 1971).

2. Обломки вулканического стекла со светопреломлением $1,519 \pm \pm 0,003$. Форма обломков рогульчатая и остроугольная, размерность алевритовая.

3. Реликты пепловой и кристаллокластической структуры в киле.

4. Наличие в киле санидина и микротинового плагиоклаза-минералов, характерных для кайнотипных вулканических пород и связанных с ними туфов. Этому не противоречит присутствие биотита и роговой обманки, также свойственное вулканическим породам.

5. Рентгеноструктурное изучение монтмориллонита. После обработки $KOH d(001)$ сокращается до $12,5 \text{ \AA}$, т. е. более 11 \AA , что, по Ч. Чигеру (1962), свойственно монтмориллониту, возникшему по пирокластическому материалу.

Таким образом, комплекс геологических и минералогических данных убедительно свидетельствует о возникновении кила за счет пирокластического материала.

Весьма интересен и сложен вопрос об источнике пирокластики, за счет которой возник кил. Принципиально возможным его источником могут быть вулканы акватории Черного моря южнее современной береговой линии (Лебединский, Добровольская, 1961). Однако конкретных данных о них нет. Реальным источником пирокластики были позднемеловые вулканы эпигерцинской Скифской платформы в пределах равнинного Крыма. Наземные взрывные кратеры скорее всего находились на Новоселовском поднятии по соседству с крупными стратовулканами Северо-Крымского трабенообразного прогиба.

После того как вулканический пепел осел в заливах и лагунах позднемелового времени с нормальным солевым составом начался диагенез. В щелочной среде происходила девитрификация вулканического пепла путем вхождения молекул воды. Большую роль в диагенезе сыграли ионы SO_4 ,

Cl⁻, HCO₃⁻, K⁺, Na⁺, Mg, Al³⁺, адсорбированные на поверхности пепловых частиц из газовой фазы в момент извержения. В ходе десорбции ионы экстрагировались и переходили в иловые воды, изменяя физико-химическую среду диagenеза и ускоряя преобразование гидратизированных частиц. Катион Na⁺, освобождаясь в ходе монтмориллонитизации вулканического пепла, входил в состав поглощенного комплекса.

По-видимому, монтмориллонитизация, по аналогии с изменением туфогенных пород миоцена Западной Камчатки (Ратеев, 1968), протекала стадийно. По пирокластическому материалу первоначально формировался бейделлит, который через смешаннослойное образование бейделлит-монтмориллонит далее превратился в монтмориллонит. Переработка вулканического стекла прошла до конца и привела к чисто монтмориллонитовому составу кила. Первоначально кил был щелочным и только позже под влиянием выветривания, основным агентом которого были гидрокарбонатные подземные воды, циркулировавшие в покрывающих мергелях и известняках, в приповерхностном горизонте Na⁺ поглощенного комплекса заместился Ca²⁺ и Mg²⁺.

Поствулканическая бентонитовая глина приурочена к среднеюрской вулканической группе Кара-Даг (Кириченко, 1977). Основными ее элементами являются Береговой хребет и куполообразный массив Святой горы. Значительная часть Святой горы сложена трассами и палеолипаритами, остальная — лавами и пирокластами спилито-кратофировой формации. Трассы — сваренные липаритовые туфы, среди которых преобладают витрокластические агломератовые разновидности. Палеолипариты, контактирующие с трассами, образуют в южной части Святой горы два мощных потока.

Бентонитовая глина образует несколько зон длиной до 10 м и шириной до 0,5—0,6 м среди трассов вблизи контакта с палеолипаритами.

Границы бентонитовых зон не резкие, трасс постепенно сменяется глиной, наследующей структуру исходной породы. Глина возникла за счет перерождения стекловатой массы трассов под влиянием минерализованных гидрокарбонатных слабокислых термальных растворов заключительного этапа деятельности Кара-Дагского вулкана в байосе.

Глина светло-зеленая, очень пластичная, восковидная, мыльная наощупь, в воде сильно набухает. В шлифах бентонитовой глины отчетливо видна реликтовая пирокластическая структура трасса. Стекловатые обломки липаритов замещены агрегатами щелочного монтмориллонита веерообразной, параллельно-волокнистой и сноповидной формы. Вкрапленники плагиоклаза только слегка пелитизированы.

Донбасс

В Донбассе бентонитовые глины встречаются в толще «пестрых глин» верхнего миоцена-нижнего плиоцена, в пестроцветных отложениях киммеридж-волжского ярусов, песчанково-глинистой толще триаса и в каменноугольных продуктивных отложениях. В целом бентониты Донбасса изучены недостаточно. По-видимому, бентониты в формации «пестрых глин» — чисто осадочные образования. Для единственной находки бентонитовой глины в лагунно-озерных отложениях киммеридж-волжского ярусов Камышевахской мульды предполагается туфогенно-осадочное происхождение.

Сравнительно хорошо изучены триасовые бентонитовые глины (Брагин, 1965). Они залегают в континентальных отложениях. Среди бентонитовых глин выделяются нижнетриасовые, залегающие в белокузьминовской свите, и верхнетриасовые. Нижнетриасовые глины явно полигенны. Среди них установлены туфогенно-осадочные, пользующиеся ограниченным распространением, и залегающие в нижней части свиты в виде линз мощностью 0,5—5,5 м. Выше по разрезу встречаются только пласты осадочных бентонитовых глин.

Туфогенно-осадочные бентониты светлоокрашены, сложены щелочно-земельным монтмориллонитом. При обработке КОН d(001) уменьшается до 11,2—12,4 Å, что характерно для монтмориллонита, возникшего за счет пирокластического материала. Вопрос об источнике пирокластике не изучался. Возможно, пирокластика местного, «донбасского» происхождения. Она могла возникнуть в позднеорогенную стадию складчатого сооружения за счет вулканических центров, приуроченных к разломам фундаментов. Переработка пирокластике происходила в водоемах старичного типа. Осадочные бентониты окрашены в вишнево-красный, темно-фиолетовый, малиново-розовый, палевый и зеленовато-серый цвета. Для внешнего облика глин характерна пятнистость, вызванная неравномерным распределением окислов железа. Осадочные бентониты возникли за счет размыва и переотложения древних кор выветривания Украинского щита и в меньшей мере открытой части Донбасса.

Совсем мало изучены бентонитовые глины в средне- и верхнекаменноугольных отложениях Большого Донбасса. Глины приурочены к алевроито-глинистым и глинистым морским и прибрежно-морским отложениям. Мощность пластов незначительная, 0,05—0,3 м. Генезис бентонитовых глин, по-видимому, туфогенно-осадочный (Ратев, 1958).

Заключение

Краткий обзор условий образования бентонитовых глин Украины показывает, что вулканизму принадлежит существенная роль в возникновении этих специфических глин. По существу в каждой из шести

провинций бентонитовых глин Украины сказалось влияние вулканизма, а в трех из них (Закарпатского прогиба; Предкарпатского прогиба, Львовской мульды и Волыно-Подольской плиты; Горного Крыма) вулканизм был процессом, определившим возникновение бентонитовых глин.

О распространении бентонитовых глин различного генезиса можно в первом приближении судить по числу известных бентонитопоявлений: на первом месте находятся туфогенно-осадочные (62,9%), на втором — осадочные (30,3%), затем следуют полувулканические (4,5%) и элювиальные (2,3%). При этом надо иметь в виду, что первоначальное распространение поствулканических бентонитовых глин, несомненно, было больше, поскольку постройки неогена Закарпатья и особенно юрские вулканы Горного Крыма в целом значительно денудированы, а вместе с ними и площадные скопления монтмориллонита древних сольфатарно-фумарольных полей.

ЛИТЕРАТУРА

- Брагин Ю. Н. Бентонитовые глины триасовых отложений Донбасса. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 3.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Кириченко Л. П. Прогнозная оценка территории УССР на бентонитовые глины. Экспресс-информация Министерства геологии СССР, серия «Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических пол. ископаемых», 1965, № 6.
- Кириченко Л. П. О щелочном бентоните Крыма. Минерал. сб., 1977, № 31, вып. 2, Львов.
- Кирсанов Н. В. Генетические типы и закономерности размещения бентонитовых глин в СССР. Тр. Геол. ин-та, Казань, 1970, вып. 25.
- Лазаренко Е. О. Метасоматичні утворення у вулканічних породах Закарпаття. Львів, 1960.
- Лебединский В. И., Добровольская Т. И. Новые данные о нижнемеловом вулканизме в Горном Крыму. ДАН СССР, 1961, т. 136, № 4.
- Лебединский В. И., Кириченко Л. П. О сборнике «Бентонитовые глины Поволжья». «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 3.
- Лебединский В. И., Кириченко Л. П. Генетические типы и закономерности образования бентонитовых глин УССР. Тез. докладов X Пленума комиссии по изучению глин. Тюмень, 1973.
- Лебединский В. И., Кириченко Л. П., Левитский Б. П. Бентонитовые глины Закарпатского прогиба. «Сов. геология», 1975, № 8.
- Лебединский В. И., Кириченко Л. П., Ладан А. Н. Генезис бентонитовых глин Кудринского месторождения (Горный Крым). «Литология и полезные ископаемые», 1977, № 5.
- Лебединский В. И., Макаров Н. Н. Вулканизм Горного Крыма. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
- Лебединский В. И., Маслякевич Я. М., Кириченко Л. П. Первая находка щелочного бентонита в Закарпатье. «Литология и полезные ископаемые», 1975, № 6.

- Лебединский В. И., Таран Н. Г., Кириченко Л. П., Прядко Г. Ф. Минералогический состав и физико-химические свойства адсорбционных глин Одесской области. «Вопросы химии и химической технологии», 1976, вып. 45, Харьков.
- Лебединский В. И., Тарасенко В. С. О гидротермальных глинах и коре выветривания Выгорлат-Гутинской гряды (Закарпатье). ДАН СССР, 1973, т. 209, № 3.
- Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии, т. 1. М., «Наука», 1971.
- Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964.
- Ратеев М. А. Глинистые минералы и их фаціальная приуроченность в водоемах гумидных зон. В кн.: «Исследование и использование глин», Изд-во Львовского унив., 1958.
- Ратеев М. А. Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе. В кн.: «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», М., «Наука», 1968.
- Роква М. Л., Мачабели Г. А., Мерабишвили М. С. Поиски, разведка и оценка месторождений бентонитовых глин. М., «Недра», 1971.
- Ткачук Л. Г., Кудрин Л. П., Рипун М. Б. Неогеновые вулканические туфы западных областей УССР. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 5, Львов, 1958.
- Уивер Ч. Е. Эффект и геологическое значение «фиксации» калия набухающими минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканического материала. В кн.: «Вопросы минералогии глин», М., ИЛ, 1962.
-

УДК 553.2:553.43(479.225)

В. Р. НАДИРАДЗЕ

РУДОКЛАСТЫ РАРО-МУГУТСКОГО МЕДНО-ПИРРОТИНОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ В ЮГО-ОСЕТИ

Неутомимый исследователь ряда отраслей геологии, новатор в своих идеях, Г. С Дзоценидзе (1958) первым заметил образования типа рудокластов в Аджарии — районе Цабланского серно-колчеданного месторождения.

Одним из ярких примеров проявления рудокластов в Грузии, по нашему мнению, является Раро-Мугутское медно-пирротиновое оруденение в Джавском районе Юго-Осети, изучаемое, начиная с тридцатых годов (Ситковский), с перерывами (Хабалов, Чанишвили) по настоящее время (Мешвилдишвили, Торонджадзе). Рудопроявление находится в среднем течении р. Большая Лиахви в пределах Гагрско-Джавской зоны складчатой системы Большого Кавказа в полосе контакта между карбонатным флишем мела и порфиритовой юры.

В геологическом строении района принимают участие глинисто-песчанистые отложения лейаса, вулканогенные образования байоса, верхнеюрские песчано-карбонатные отложения, меловые — преимущественно карбонатные отложения и палеоген-неогеновые песчано-глинистые осадки, иногда с мергелями и микроконтгломератами.

Магматические образования проявлены штокообразными и жильными телами гранодиоритов, кварцевых и бескварцевых альбитофиров, широко развитых особенно в среднеюрской, интенсивно смятой вулканогенной свите, приурочиваясь к разрывным нарушениям субширотного, реже меридионального простирания. Менее широко развиты основные породы — диабазы и диабазпорфириты, проявленные в виде силлов и секущих тел, среди которых выделяются альбитовые (спилитовые) и лабрадоровые разновидности.

Восточное окончание Гагрско-Джавской зоны, именуемой Часавальско-Рибисской Кордильерой (П. Гамкрелидзе, 1964), ограничивающееся с севера линией флишевого надвига, а с юга Рачинско-Осетинской шовной зоной, обнаруживает сложное строение. Здесь выделяется ряд складок, среди которых для описываемого Раро-Мугутского рудопроявления особое значение имеет Чордско-Сохтинская антиклиналь в ядре с глинисто-песчанистыми отложениями лейаса, перекрытая на крыльях вулканогенными образованиями байоса, ранее дати-

руемыми И. Ситковским поздним эоценом. Антиклиналь обнаруживает сложное строение с опрокидыванием в восточной части на юг и в западной — на север. По левобережью р. Кешелта-Дон антиклиналь осложнена многочисленными разрывными нарушениями, особенно в ее северном крыле, а в районе с. Раро перекрывается Уцуро-Павлеурским шарьяжем карбонатного флиша.

Развитые здесь геологические образования подразделяются на три структурных этажа — ранне- и среднеюрский, позднеюрский — ранне-палеогеновый и поздний эоцен-олигоценый.

Оруденение представлено медно-пирротиновой формацией, подразделяющейся на пирит-пирротиновую и халькопирит-сфалеритовую субформации (минералогические типы). Она проявлена в нижнем структурном этаже и связана с региональным разломом южной периферии Гагрско-Джавской зоны, тяготеющим к северному борту Рачинско-Осетинской зоны (рудопроявления Раро, Мугута, Меписадгоми, Верхний Теделети и др.). Здесь наибольшего внимания заслуживает рудопроявление Раро, генезис которого до настоящего времени остается дискуссионным. Рудопроявление приурочено к сводовой части антиклинальной складки субширотного простирания, сложенной байосскими вулканогенами и глинисто-сланцево-песчанистыми отложениями лейаса. Северное крыло этой складки в районе рудопроявления Раро перекрыто флишевым надвигом, который к востоку от него перекрывает миоценовую грабен-синклиналь шовной зоны, а порфирировая свита выступает лишь в виде узких вытянутых вдоль нее окон, образуя клинообразный блок, зажатый между флишевым надвигом с севера и шовной зоной с юга. Породы порфирировой свиты сильно перемяты и разбиты многочисленными крутопадающими трещинами преимущественно субширотного простирания. Рудоносная зона вытянута вдоль надвига на протяжении 300—400 м при ширине 100—200 м. Оруденение представлено, главным образом, оруденелыми катаклазитами, точнее рудокластами, сложенными глыбами округлой или угловатой формы массивной медно-пирротиновой руды пирит-пирротин-халькопиритового состава. Реже встречаются относительно мелкие рудокласты существенно халькопирит-сфалеритового состава. Наблюдаются глыбы слабо оруденелых порфиритов, известковых песчаников и песчанико-глинистых сланцев. На их поверхности видны разно ориентированные системы борозд, обычно залеченных кальцитом и окислами железа.

Размер рудокластов колеблется в широких пределах, нередко достигая в диаметре 1—1,5 м и более. Одна рудная глыба изометричной формы размерами до 1,2 м в поперечнике, с богатым — почти сплошным пирит-пирротин-халькопиритовым оруденением обнажена расщепкой в тубобречках порфирировой свиты, не обнаруживающих следы влияния рудного процесса за линией довольно резкого контакта с рудокластами (Надирадзе и др., 1976). Большинство рудокластов

приурочено к разрывным нарушениям, распределяясь беспорядочно в темной глинистой массе, в которой отмечаются мелкие гнездообразные скопления брекчированной полиметаллической руды. Мелкие рудокласты, по сообщению В. И. Чанишвили, в обилии наблюдаются в туфобрекчиях средней юры близ с. Котанто.

Главными рудослагающими минералами Раро-Мугутского рудопроявления являются халькопирит, пирит, пирротин с преобладанием того или иного из них в разных частях рудных тел.

Халькопирит образует сплошные выделения обычно корродирующие и цементирующие крупные, часто эвгедральные кристаллы пирита; встречается и в виде ангедральных мелких — 0,1—0,2 мм зернышек, вкрапленных в пирите, пирротине, реже — в карбонате, а также в виде эмульсионных точечных выделений и прожилок в сфалерите.

Пирит двух генераций: крупнокристаллический (до 2—3 мм и более), развевшийся халькопиритом, пирротинном и карбонатом, и мелкозернистый, образующий прожилочки и цепочно расположенные мелкоточечные метакристаллы в халькопирите.

Пирротин развит сплошными полями и в виде мелких удлиненных или изометричных выделений в сростании с пиритом и карбонатом; наблюдается его дисульфидизация с образованием тоненьких прожилок пирита.

Сфалерит встречается в подчиненном количестве, в виде ангедральных зерен развевает пирит, халькопирит, карбонат; содержит густую эмульсионную вкрапленность халькопирита.

Марказит наблюдается в сростании с пиритом, по-видимому, развиваясь за счет него. В пирротине марказит образует крупные, до 5 мм выделения. Встречены мельниковит-марказит и мельниковит-пирит в виде тоненьких прожилок в пирите.

В рудах Раро 3. Отхмезури отмечает условно определенный им миллерит в виде игольчатых изогнутых кристаллов в халькопирите, как продукт распада твердого раствора. Им же установлены магнетит и титаномгнетит, рассматриваемые как акцессории рудовмещающих пород.

Из вторичных рудных минералов встречаются гидроокислы железа, развитые в виде сети тоненьких прожилок в дисульфидах железа, пирротине и халькопирите; встречается и малахит корками или радиально-лучистыми агрегатами.

Из жильных минералов превалирует карбонат двух генераций — крупнокристаллический с вкрапленниками сульфидных минералов и мелкозернисто-прожилковатый, секущий все рудослагающие минералы. Кварц является одним из ранних минералов, образуя идиоморфные выделения.

Последовательность выделения минералов: кварц, пирит (I), кар-

бонат (I), пирротин, халькопирит, миллерит (?), сфалерит, пирит (II), марказит, мельниковит-марказит, мельниковит-пирит, карбонат (II).

Руды обнаруживают слабый метаморфизм в виде взаимопараллельно ориентированных зерен пирротина.

Кроме описанных рудокластов во вмещающих породах наблюдаются тонкие (мощностью от долей см до 3—4 см) прожилки сульфидных руд, состоящих из коломорфного концентрически-зонального сфалерита, неправильных зерен галенита, халькопирита, реже мельниковит-пирита и кальцита. Подавляющая масса рудокластов локализована в туфогенных породах байоса, не обнаруживающих гидротермального изменения за контактами рудных тел (Хабалов, 1968).

Медно-пирротиновое оруденение с. Мугута приурочено к той же надвиговой зоне и во многом напоминает рудопроявление Паро. Здесь блоки рудокластов, размером до 1 куб. м и более, спорадически разбросаны в грубообломочных туфобрекчиях средней юры (см. рис.).

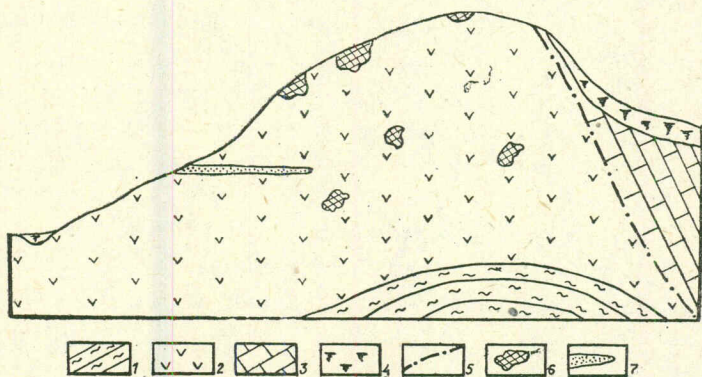


Рис. Рудопроявление Мугута, схематический разрез.

1—глинистые сланцы, лейас; 2—туфобрекчия, байос; 3—известняки, мел; 4—делювий; 5—линия надвига; 6—рудокласты; 7—сульфидизированная зона.

оставляя впечатление взорванного вулкана из залегающего на глубине месторождения совместно с туфово-обломочным материалом вулканогенных пород, что требует дальнейшего специального изучения. Руды по минералогическому составу совершенно аналогичны рудам Паро.

Спектральным анализом в мономинеральных фракциях медно-пирротиновой формации установлены (в процентах): никель—0,0п—0, кобальт—0,0п—0,п, медь—0,0п—0,п, свинец—0,п—1, цинк—0,п—1, серебро—0,00п, висмут—0,00п—0,п, кадмий—0,п, олово—следы, галлий—следы. В рудовмещающих гидротермально измененных породах установлены: никель—0,000п, кобальт—0,000п—0,00п, галлий—0,000п, мышьяк—0,00п—0,0п, медь—0,00п—0,п, цинк—0,00п—0,0п, свинец—0,000п—0,00п.

С целью определения соотношений изотопов серы в пирите, пирротине и галените месторождений Раро и Квайса были проведены масспектрометрические исследования мономинеральных фракций (см. табл.).

№ обр.	Минерал	S ³⁴	S ³² /S ³⁴
88	пирротин	0,052	22,208
92	пирротин	0,488	22,112
98	пирротин	0,346	22,143
91	пирит	0,433	22,124
99	пирит	0,335	22,146
192	галенит	0,013	22,223

Для изученной серы характерен разброс изотопных отношений: по сравнению с эталонным образцом она обогащена тяжелыми изотопами, за исключением серы галенита, несколько облегченного и близкого к эталону. Из-за малого количества определений делать какие-либо генетические заключения по соотношению изотопов серы не представляется возможным.

Описание других рудопроявлений данной формации из-за их идентичности и незначительных размеров не приводится.

О происхождении рудокластов существуют две точки зрения: И. Ситковский считает, что они образовались путем избирательного метасоматического замещения глыб известняков и известковистых песчаников, заключенных в среднеюрских туфогенных породах, а К. Габуня и И. Кахадзе считают, что обломки оторвались от залегающего на глубине рудного тела, перекрытого и выволоченного надвигом в верхние горизонты.

Учитывая все вышесказанное о геологических условиях проявления Раро-Мугутского оруденения, его минерально-вещественном составе, отличающемся от типичных для Гагрско-Джавской зоны барит-полиметаллических руд и обнаруживающем большое сходство с рудами медно-пирротинового пояса южного склона Большого Кавказа, приходим к заключению, что эти проявления — типичные рудокласты, выброшенные при эксплозивном вулканизме, сложившем довольно мощную свиту пирокластов. Точное датирование этих пород позволит установить возраст находящегося на глубине — в низах нижнего структурного этажа — месторождения (или его раздробленных остатков) медно-пирротиновой формации, по своим масштабам безусловно перспективного, судя по массе выброшенного рудокластического материала.

Наше представление о рудокластовом характере Раро-Мугутского проявления подкрепляется сопоставлением с известными примерами проявления рудокластов на колчеданных месторождениях Урала, Кавказа и др. рудных районов нашей страны, обобщенные сведения по

которым с отличительными их критериями приведены в работе В. Смирнова (1976).

Проведение структурно-поисковых скважин по 2—3 поперечным профилям Раро-Мугутской рудной зоны и всестороннее более детальное исследование вещественного состава руд и вмещающих, особенно гидротермально измененных пород; несомненно, внесет ясность в вопрос ее генезиса и перспективности.

ЛИТЕРАТУРА

- Гамкрелидзе П. Д. Тектоника. В кн.: «Геология СССР», т. X, Грузинская ССР, ч. I, Геологическое описание. М., «Недра», 1964.
- Дзоценидзе Г. С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии). Матер. ко II Всесоюзн. петрогр. совещ. «Вопросы магматизма и металлогении СССР». Ташкент, изд-во АН Узб. ССР, 1958.
- Надирадзе В. Р. Алибегашвили Б. А., Тедиашвили Х. А. Условия формирования и закономерности размещения рудных месторождений Юго-Осети (Грузинская ССР). В кн.: «Эндогенные рудные формации Юго-Осети и Абхазии». Тбилиси, «Мецниереба», 1976.
- Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. В кн.: «Геология полезных ископаемых». М., «Недра», 1976.
- Хабалов А. М. Некоторые особенности геологического строения и закономерности размещения барит-полиметаллических свинцово-цинковых месторождений района верховьев рек Квирила, Джеджора и Паца. Автореф. кандид. дисс., М., 1968.
-

УДК 551.21:551.763.1(479.22)

М. Ф. ХУЧУА

О ВЛИЯНИИ ВУЛКАНИЗМА НА ОБРАЗОВАНИЕ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЧА-ЛЕЧХУМСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

Рача-Лечхумская синклиналь, протягивающаяся в общекавказском направлении почти на 60 км, располагается в полосе соприкосновения двух геотектонических единиц — Складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. Синклиналь эта имеет сложное строение, она наложена на среднеюрские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования байоса и выполнена эпиконтинентально-морскими и лагунно-континентальными отложениями верхней юры, меловыми хемогенными и вулканогенно-осадочными образованиями и палеоген-неогеновыми терригенно-карбонатными осадками. Рача-Лечхумская синклиналь зародилась в результате батской орогенетической фазы, одновременно образовались и кордильеры, которые разобшили эту синклиналь от синклинали Южного склона Большого Кавказа, что и обусловило различие в характере осадконакопления (А. Джанелидзе, 1940; П. Гамкрелидзе, 1966; И. Гамкрелидзе, 1966; Эдилашвили, Леквинадзе, 1970). Если в складчатой системе Южного склона Большого Кавказа в течение поздней юры и раннего мела происходило накопление мощных однородных флишевых образований, то в то же время в Рача-Лечхумском бассейне отлагались эпиконтинентально-морские осадки, характеризующиеся пестротой фаций.

В Рача-Лечхумской синклинали в течение берриас-раннего баррема осаждались довольно мощные разнообразие хемогенные и органогенные карбонатные образования (доломиты и известняки), причем из-за наличия в средней части бассейна своеобразного барьера в западной, более внутренней части бассейна, накапливались преимущественно доломитовые образования, а в восточной — известняковые. Известняки восточной области синклинали (Цеси-Накерала до Шкмერი) представлены в основном органогенно-детритовыми, сгустково-копрогенными и хемогенными разностями. Отложения западной области (западнее меридиана Накерала-Цеси) представлены массивными пелитоморфными и мелкозернистыми седиментационно-диагенетическими доломитами с прослоями известняковых пород с целой гаммой переходов от известковых доломитов до доломитовых известняков;

характерно наличие известково-кремнистых и кремнистых стяжений и желваков.

В образованиях берриас-нижнего баррема наблюдается небольшая примесь пирокластического материала, а также наличие пропластков оглинившихся туфов, фиксируемых в районах Твиши, Ладжанура, Накерала и др.

С наступлением позднебарремского времени, в связи с колебательными движениями дна бассейна, режим осадконакопления в Рача-Лечхумской синклинали меняется, прекращает свое существование барьер, разобщающий восточную и западную области, исчезают фациальные различия между ними, и по всей полосе синклинали устанавливается однообразный режим мелководного моря с нормальной соленостью, где идет накопление мелкодетритовых, спонголитовых известняковых осадков, превращенных впоследствии в тонкозернистые, иногда сланцеватые, часто интенсивно окремненные мелкодетритово-спонголитовые известняки.

Апт по всей полосе синклинали представлен однородными тонкослоистыми пелитоморфными известняками и мергелями. Характерно обильное содержание светло-зеленого мелкого сфероидального глауконита, который встречается также в виде заполнения камер микрофораминифер, замещения спикул губок и кальцита в обломках раковин макрофауны; отмечается незначительная примесь пирокластике. К концу апта карбонатные образования все больше обогащаются глинистым веществом.

В альбе в верхней части накаплиющихся в это время голубовато-серых тонкослоистых и сланцеватых фораминиферовых известково-глинистых отложениях появляются прослой зеленовато-серых и зеленоватых алевролитов и псаммитолитов, содержащих в том или ином количестве пирокластический и вулканотерригенный материал (в основном зерна свежих, часто зональных плагиоклазов андезин-лабрадоритового ряда, реже зеленой роговой обманки и остроугольные обломки основной массы эффузивных пород).

В начале альба этот вулканокластический материал поступает в небольшом количестве, образуя в глинисто-известковых отложениях наблюдаемую лишь под микроскопом примесь. Вверх по разрезу количество пирокластике постепенно возрастает, появляются прослой известковых вулканогенно-осадочных пород — известковых, мергелистых или глинистых туффитов и реже туфов роговообманково-андезиновых и роговообманково-лабрадоритовых порфиритов андезито-базальтового состава.

В сеномане, в большинстве случаев трансгрессивно лежащем на нижнемеловых образованиях и в основном сложенном аналогичными с альбом отложениями, ведущую роль часто приобретает довольно грубый пирокластический и вулканотерригенный материал. Эти отложения представлены зеленоватыми и буровато-зелеными косослоисты-

ми, неотсортированными, обычно кверху укрупняющимися алевропсаммитолитами, содержащими включения галечек. Окраска пород часто обусловлена не обилием глауконита, а наличием большого количества свежих идиоморфных зеленых роговых обманок, хлорита и гидрослюда. Отложения сеномана слагаются многочисленными свежими, часто зональными кристаллами плагноклаза андезин-лабрадорового ряда, призматическими кристаллами зеленой и реже бурой роговой обманки, темно-зелеными и зеленовато-бурыми почковидными, лопастными зернами глауконита (местами приобретающего большое значение), биотита, хлорита, угловатыми обломками эффузивных пород и многочисленными зернами магнетит-ильменита. К перечисленным компонентам часто примешивается и окатанный вулканотерригенный материал того же состава.

Связующим веществом является пелитоморфная глинисто-известковая масса, часто замещенная цеолитом, кремнеземом, хлоритом и перекристаллизованным карбонатом кальция. Отмечаются кальцитовые раковинки фораминифер, камеры которых выполнены лучистым и агрегатным кремнем, отдельные спикулы губок, обломки мшанок и водорослей.

Следует отметить, что в этих образованиях почти не отмечается аркозовый материал, поставляемый Грузинской глыбой, который наблюдается в подстилающих нижнемеловых и более молодых, чем мел, отложениях третичного времени. На это указывал и А. И. Джанелидзе (1940), касаясь некоторых особенностей свиты глауконитовых песчаников сеномана.

Различное соотношение пирокластического, вулканотерригенного материала и связующей глинисто-известковой массы создает ряд известняковых вулканогенно-осадочных пород (туфопесчаники, туффиты, гефроиды и туфы). В этой толще породы с преобладанием тонкозернистого осадочного глинисто-известкового компонента встречаются в виде прослоев, особенно часто в начале и конце сеномана, что, по-видимому, соответствует моментам затухания вулканической деятельности.

Учитывая общую закономерность распределения в меловом бассейне пирокластического компонента, можно предположить, что увеличение роли глинистого вещества в карбонатных отложениях к концу апта и особенно в период накопления альба и сеномана, происходит главным образом в результате преобразования поступающего в бассейн обильного тонкого вулканогенного материала (как эксплозивного, так и резургентного).

С этим процессом, надо полагать, связано и своеобразное избирательное развитие органической жизни в альб-сеномане, обусловившее накопление фораминиферовых известково-глинистых отложений альба вместо известняковых образований апта, характеризующихся небольшим содержанием микрофораминифер.

В большинстве участков Рача-Лечхумской синклинали эксплозивная вулканическая деятельность к концу сеномана ослабевает, в глинисто-известковых осадках постепенно уменьшается примесь пирокластического материала, и именно в это время с особой интенсивностью проявляются процессы окремнения пород, появляются карбонатно-кремнистые и спонголитовые образования. Все это отвечает фумарольно-сульфатарной стадии вулканизма, когда гидротермами выносятся большое количество кремнезема. В обогащении морских вод кремнеземом, надо полагать, определенную роль играло и подводное разложение вулканогенного материала, а появление кремнесодержащей фауны является следствием обилия кремнекислоты, создавшей благоприятные условия для развития этих организмов.

Под влиянием поствулканических процессов вулканогенно-осадочные образования сеномана, кроме силицификации, испытывают и другие изменения — анальцитизацию, кальцитизацию и др.

По нашим наблюдениям, а также исследованиям Т. М. Шатиришвили (1959), анальцитизация вулканогенно-осадочных пород сеномана Рача-Лечхумской синклинали имеет избирательный характер. Здесь часто нацело замещаются плагиоклазы, в которых лишь местами сохранившиеся мелкие реликтовые неизмененные участки говорят о первичном характере этих минералов. Реже наблюдается частичное замещение свежих плагиоклазов анальцитом и также кальцитом вдоль контуров зональности, или же по мельчайшим переплетающимся трещинкам. Исключительно редко встречаются роговые обманки со следами анальцитизации совместно с кальцитизацией.

Анальцит иногда вместе с хлоритом, гидрослюдой и гидроокислами железа в виде тонкой оторочки окаймляет зерна кластического материала, местами выделяясь в виде цепочек, состоящих из округлых или частично кристаллизованных зерен. Довольно часто происходит замещение анальцитом глинисто-карбонатной связующей массы пород.

Как указывает Г. С. Дзоценидзе (1948, 1969), анальцитизация является следствием изменения вулканогенных осадков в морских условиях под действием морской воды и эксталяций, выделяющихся из подводных вулканических очагов.

Глауконит в меловых образованиях Рача-Лечхумской синклинали появляется спорадически уже с начала мела вместе с первыми слабыми проявлениями мелового вулканизма; количество его так же, как и интенсивность вулканических действий, постепенно возрастает и приобретает максимальное значение в сеномане, после чего образование глауконита почти прекращается. Наблюдаемые нами различные стадии замещения глауконитом роговых обманок, биотита, эффузивной основной массы позволяют допустить, что глауконитообразование в отложениях сеномана происходило за счет гидротермальных изменений и гальмиролиза продуктов извержения.

Проведенными нами исследованиями установлено, что вулканическая деятельность, особенно интенсивно выраженная в Рача-Лечхумской синклинали, на границе раннего и позднего мела обнаруживает свои первые слабые проявления с самого начала мела, а не с апта, как это было принято до сих пор. Об этом свидетельствует небольшая примесь пирокластики и наличие пропластков оглинившихся туфов, фиксируемых уже в начале валанжина в районах Твиши, Ладжанура и Накерала. Слабые вулканические проявления, с перерывами наблюдаемые в барреме и апте, постепенно все более и более усиливаются и, наконец, с верхов альба до конца сеномана, подводные вулканические извержения в сочетании с осадочным карбонатонакоплением дают достаточный материал для образования известняково-вулканогенных толщ значительной мощности.

О начальных слабых проявлениях вулканизма уже в раннемеловое время говорят и поствулканические изменения, замеченные в карбонатных образованиях этой эпохи. С этими процессами увязывается нами аналцитизация некоторых прослоев алевро-псаммитолитов валанжин-готерива района Удабно и Накерала, а также образование глауконита, количество которого в карбонатных отложениях постепенно возрастает от берриас-нижнего баррема до сеномана. Надо полагать, что и образование кремнисто-известковых и кремнистых стяжений в берриас-барреме и повсеместное окремнение органиогенных известняков в верхнем барреме также связано с вулканизмом.

На приуроченность образования кремнезема к вулканической деятельности, даже в тех случаях, когда видимая связь с вулканизмом отсутствует, указывают многие исследователи (Страхов, 1956; Ронов, 1956; Г. Дзоенидзе, 1969; Хворова, 1968 и др.). Большая роль отводится ими эксгаляциям и гидротермам, выносившим в море кремнезем, немалое значение придается также и подводному разложению поступающего вулканического материала.

Таким образом, нижнемеловое осадконакопление в Рача-Лечхумской синклинали контролировалось сочетанием осадочных (хемогенное и биогенное карбонатонакопление) и вулканогенных процессов, поставляющих в бассейн вулканокластический, вулканотерригенный материал и продукты эксгаляции.

Слабые проявления вулканизма (берриас-апте), мало чем изменившие основной ход седиментации, постепенно усиливаются и, наконец (в альбе и сеномане), полностью подавляют процессы карбонатобразования, чем и обусловилось фашиальное своеобразие карбонатно-вулканогенных образований альба и сеномана, резко отличающихся от подстилающих и покрывающих их карбонатных толщ. К концу сеномана вулканическая деятельность почти прекращается и на передний план вновь выступают процессы осадочного карбонатонакопления. Проявление же вулканизма, относящегося к последующей стадии развития магматических очагов и образовавшего на Грузинской глыбе

мощную вулканогенно-осадочную фацию «свиты мтавари», в Рача-Лечхумской синклинали имеет ограниченное развитие, почти не повлиявшее на процесс осадконакопления верхнего мела и выразившееся лишь в образовании маломощных вулканогенно-осадочных отложений в районах Шкмери-Мравалдзали, Чквиши (А. Джанелидзе, 1940) и тонких прослоев туфов в Орбели, Твиши и Алпана (Хучуа, 1978).

Наблюдаемая нами закономерность распределения вулканогенных и осадочных компонентов в образованиях альба и сеномана (увеличение мощностей отложений, размера кластогенного материала, а также усиление интенсивности поствулканических процессов) показывает, что вулканизм сильнее проявляется в пределах южного крыла Рача-Лечхумской синклинали, увеличиваясь с запада на восток, достигает максимума в районе вторичной Хотевской синклинали и вновь уменьшается на востоке в районе Шкмери.

Эта закономерность, а также наличие в разновозрастных образованиях Грузинской глыбы внутриформационного покрова авгит-роговообманково-лабрадорового порфирита в районе г. Цхакая (по керновому материалу) и туфобрекчий по р. Чачхура, а также туфобрекчий и диорит-порфиритовых тел в окрестностях г. Кутаиси (Дзоценидзе, 1966) позволяет допустить, что на осадкообразование Рача-Лечхумской синклинали в меловое время, наряду с влиянием магматических очагов геосинклинали Южного склона Большого Кавказа (Г. Дзоценидзе, 1969; Шатиришвили, 1959), большую роль играли очаги, расположенные в пределах Грузинской глыбы вдоль линии разломов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. «Геотектоника», 1966, № 3.
- Гамкрелидзе И. П. Строение северного крыла Рача-Лечхумской синклинали. Труды Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., 1966, вып. 7.
- Джанелидзе А. И. Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхуми. Изд. Груз. филиала АН СССР, 1940.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГССР, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. О субвулканической фации мелового вулканизма Грузии. Сб. Вулканизм и геохимия его продуктов. Тр. Сибирск. отд. Ин-та вулканологии АН СССР, вып. 24. М., «Наука», 1966.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 4.
- Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород. Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 4.

- Хворова И. В. Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 81.
- Хучуа М. Ф. К литологии нижнемеловых образований Рача-Лечхумской синклинали. Тбилиси, «Мецниереба», 1978.
- Шатиришвили Т. М. К петрографии туфогенно-анальцимовых пород сеномана района Рачи. Тр. ВНИГНИ, 1959, вып. 15.
- Эдилашвили В. Я., Леквинадзе Р. Д. О тектонике Шкмерского месторождения марганца. Труды КИМС, вып. VIII(10), сер. полезн. ископаемые, 1970.
-

УДК 552.11:551.762.3(479.22)

И. Д. ЧЕЧЕЛАШВИЛИ, Э. В. ВАРСИМАШВИЛИ

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СПЕКТР И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЮРСКО-МЕЛОВОГО ФЛИША ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

(в пределах Грузии)

Верхнеюрско-меловые флишевые отложения Южного склона Большого Кавказа представлены в основном карбонатным, терригенным и верхнемеловым флишем. Детальные литологические исследования показали, что гранулометрический спектр обломочного материала изученного комплекса характеризуется следующими особенностями: псефитолиты в карбонатном флише играют подчиненную роль; среди них по составу различаются — полипетрокластические и монопетрокластические. Полипетрокластические представлены брекчия-конгломератами, в которых присутствует материал размыва порфиритовой свиты средней юры, сланцево-песчаниковой юры, а также верхнеюрских известняков. Выходы брекчия-конгломератов наблюдаются локально в нижних частях карбонатного флиша; имеют линзообразную форму с максимальной мощностью 10—15 м; по простиранию быстро выклиниваются, замещаясь песчаниками и песчаными известняками (Чечелашвили, Копалеишвили, 1964); так как они приурочены к самым нижним горизонтам карбонатного флиша, их следует отнести к отголоскам батской орофазы.

Монопетрокластические псефитолиты состоят в основном из обломков известняков; приурочены к третьей подсвите карбонатного флиша, выделенной нами под названием подсвиты кластических известняков (Чечелашвили и др., 1966). Эта подсвита устойчиво прослеживается от басс. р. Цхенисцкали до басс. р. Алазани. Образование этих монопетрокластических внутриформационных псефитолитов увязывается с андийской кордильерой, размывающейся уже в киммеридже.

В терригенном флише псефитолиты почти отсутствуют; исключением является слой известнякового гравелита — «мшанковый горизонт» (Варсимашвили, 1978) мощностью 40—60 см, который прослеживается на всем протяжении второй подсвиты — аркозово-кварцевых песчаников терригенного флиша от басс. р. Риони до басс. р. Алазани. Образование мшанкового горизонта связывается также с андийской

кордильерой, продолжавшей воздыматься в течение нижнего мела и размывшейся к моменту отложения этого слоя.

В верхнемеловом флише развиты псефитолиты — от глыбовых брекчий до травелитов. Представлены главным образом в южной — Жинвальско-Гомборской подзоне Местия-Тианетской тектонической зоны и приурочены к нижнему сеноману и маастрихту (П. Гамкрелидзе и др., 1977). Сложены в основном продуктами размыва осадочного комплекса, кислого кристаллического субстрата и вулканогенов. Образование сеноманских грубообломочных кластолитов связывают с австрийской, а маастрихтских — с субгерцинской орофазой, считая, что эти движения для Грузии сильнее предсеноманских (Ренгартен, 1941; А. Цагарели, 1954).

Псаммитолиты в флишевых отложениях представлены в основном мелкозернистыми разновидностями. По составу различаются олигомиктовые, полимиктовые и песчаники смешанной группы; в карбонатном флише играют подчиненную роль. В основном развиты в переходной свите (нижний готерив) и по простиранию почти не меняются.

В строении терригенного флиша главную роль играют псаммитолиты, гранулометрия которых меняется как в вертикальном разрезе, так и по простиранию. В вертикальном разрезе снизу вверх размер зерен обломочного материала увеличивается — мелкозернистые песчаники во второй подсвите (Варсимашвили, 1972) становятся в основном среднезернистыми; меняется также вещественный состав — увеличивается количество аркозового материала и плагиоклазово-кварцевые песчаники переходят в аркозово-кварцевые; в вертикальном разрезе увеличивается также количество и мощность прослоев песчаников во второй подсвите терригенного флиша. Увеличение мощностей песчаников в этот период наблюдается и по простиранию в восточном направлении: в бассейне р. Риони мощность песчаников в среднем 1—2 м, тогда как в бассейнах рр. Пшавской Арагви и Иори мощность отдельных слоев достигает 10—12 м. В верхних горизонтах терригенного флиша (апт, альб) наблюдается уменьшение обломочного материала — песчаники становятся вновь мелкозернистыми; уменьшается количество и мощность их прослоев, а также привнос аркозового материала; песчаники по составу становятся слюдието-плагиоклазово-кварцевыми с карбонатным цементом.

На основании вышеизложенного в терригенном флише выделены ассоциации (снизу вверх): плагиоклазово-кварцевых, аркозово-кварцевых и слюдистых плагиоклазово-кварцевых песчаников, образование которых связывается с дифференциальными колебательными движениями дна бассейна.

Гранулометрия псаммитолитов в верхнемеловом флише меняется как по простиранию, так и в вертикальном разрезе. По простиранию наблюдается общее уменьшение размеров зерен в северном и северо-западном направлениях; в вертикальном же разрезе — от сеномана

до кампана, а затем увеличение размера зерен и количества терригенного материала от кампана к маастрихту (Чечелашвили, 1977). Псаммитолиты верхнемелового флиша Шовско-Пасанаурской и Жинвальско-Гомборской подзон по составу несколько различны: для Шовско-Пасанаурской подзоны характерны две ассоциации песчаников: олигомиктовых — плагиоклазово-кварцевого состава и полимиктовых — граувакковых песчаников седиментокластического состава. Для Жинвальско-Гомборской подзоны выделены также две ассоциации песчаников: полимиктовых — аркозовых и граувакковых и смешанной группы песчаников — аркозово-граувакковых, граувакково-кварцевых и др.

Развитие вышеуказанных ассоциаций псаммитолитов связывается также с дифференциальными колебательными движениями дна флишевого бассейна.

В изученных отложениях сравнительно незначительную роль играют алевролиты, которые по составу аналогичны псаммитолитам. В карбонатном и верхнемеловом флише количество их по простиранию и в вертикальном разрезе не меняется, и лишь в терригенном флише наблюдается уменьшение их роли с запада на восток.

Пелитолиты в исследованном комплексе развиты преимущественно в терригенном флише, подчиненную роль играют в карбонатном и верхнемеловом флише. По составу в основном однородны и представлены диоктаэдрической гидрослюдой, в меньшем количестве содержится триоктаэдрический хлорит, в виде примесей — кварц и полевой шпат. В верхнемеловых пелитолитах встречаются и разбухающие глины монтмориллонитового состава. В пелитолитах верхнеюрского и мелового флиша изменения в вертикальном разрезе, а также по простиранию не наблюдаются, тогда как в терригенном флише роль их по простиранию так же, как алевролитов, уменьшается с запада на восток.

Суммирование вышеприведенных данных исследования гранулометрического спектра верхнеюрско-мелового флишевого комплекса, а также использование существующего литературного материала дает возможность произвести фациальный анализ, составить литофациальные схемы отдельных периодов верхнеюрско-меловой эпохи.

Исследованные отложения рассмотрим в восходящей последовательности. В нижней части мелового флиша в келловее и оксфорде с запада на восток прослеживаются: в басс. р. Ингури — алевролитово-песчаниковая фация, которая по р. Цхенискали замещается карбонатной — с значительной примесью терригенного материала. В Раче и Осети — в басс. рр. Риони и Лиахви — в основном развиты карбонатные — мергельно-известняковые, а восточнее местами мергельно-аргиллитовые отложения. В Кахети (басс. рек Иори, Алазани) господствуют известняки. В некоторых разрезах Сванети и Рачи встречаются локальные выходы брекчия-конгломератов (рис. 1).

В верхней части карбонатного флиша — в киммеридж-титоне, на всей исследованной территории развиты карбонатные отложения с примесью значительного количества песчаного материала в западной

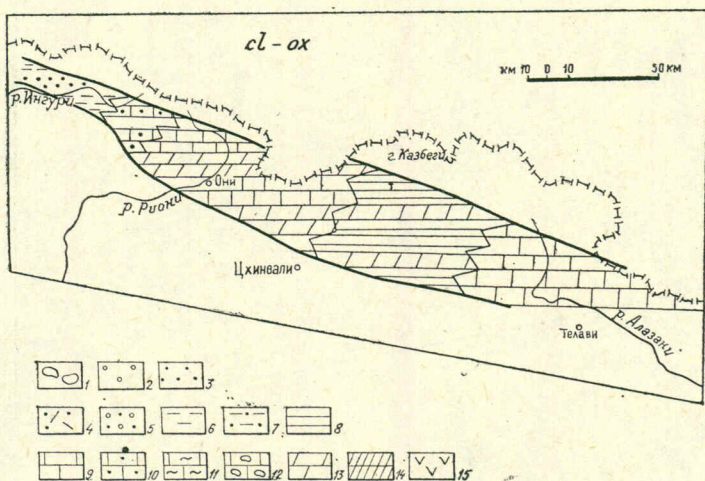


Рис. 1. 1—брекчия-конгломераты, 2—гравелиты, 3—песчаники, 4—сланцисто-кварцевые песчаники, 5—аркозово-кварцевые песчаники, 6—алевролиты, 7—песчаные алевролиты, 8—аргиллиты, 9—известняки, 10—песчаные известняки, 11—глинистые известняки, 12—кластические известняки, 13—мергели, 14—силициты, 15—вулканогены.

части; восточнее же — в басс. рр. Риони, Лиахви, Иори, Алазани — на всей территории прослеживаются кластические известняки — продук-

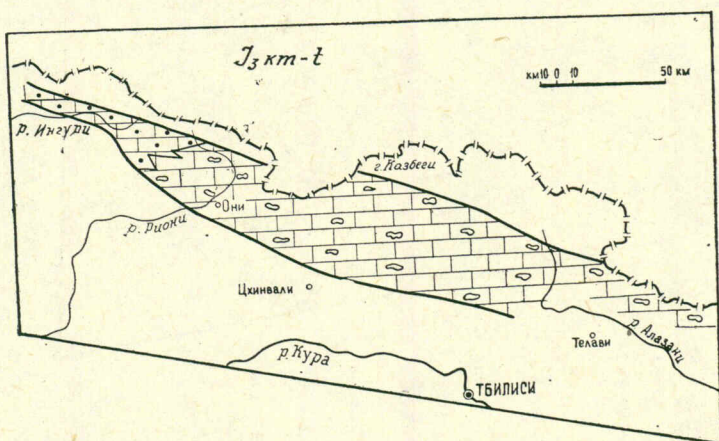


Рис. 2. Условные обозначения см. на рис. 1.

ты местного размыва. В то же время в крайне южной полосе распространения карбонатного флиша местами развита рифовая фация известняков (рис. 2).

Нижний мел (валанжин) представлен карбонатной фацией — известняками и мергелями; в западной части района — в басс. рр. Цхенисцкали и Риони наблюдается примесь терригенного материала

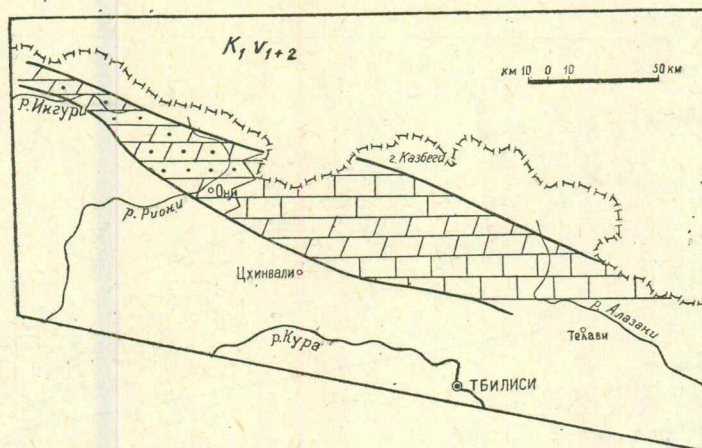


Рис. 3. Условные обозначения см. на рис. 1.

(рис. 3). В нижней части готерива видно чередование карбонатных и терригенных отложений. Здесь хорошо выражена борьба этих фаций — терригенной и карбонатной, чередование их в вертикальном разрезе и замещение по простиранию (рис. 4).

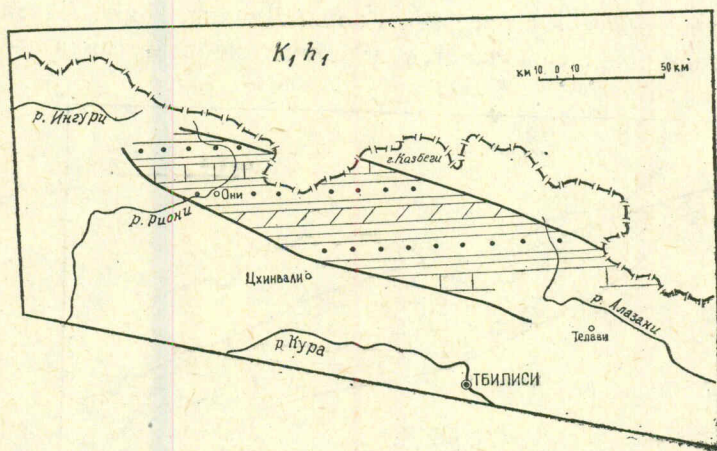


Рис. 4. Условные обозначения см. на рис. 1.

В верхнем готериве в флишевом бассейне начинается терригенное осадконакопление — отлагается в основном мелкозернистый материал — аргиллиты и мелкозернистые песчаники; в ущельях же рр. Геске, Козы-дон и Джеджора — более тонкозернистые отложения — аргиллиты и алевролиты (рис. 5). В нижнебарремское время в бассейне

начинает поступать более крупный терригенный материал — отлагаются толстослоистые среднезернистые песчаники с тонкими прослойками аргиллитов. В восточном направлении (в ущ. рр. Пшавской Арагви, Иори, Алазани) эти песчаники становятся почти массивными —

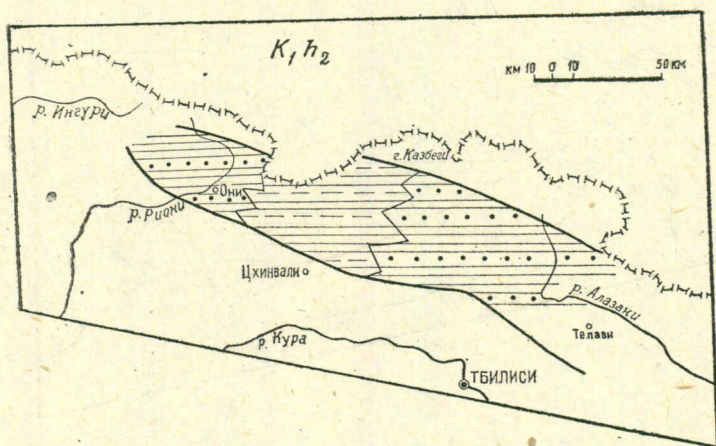


Рис. 5. Условные обозначения см. на рис. 1.

мощность отдельных слоев достигает 12 м, тогда как аргиллиты представлены тонкими прослойками, толщина которых иногда меньше одного сантиметра (рис. 6).

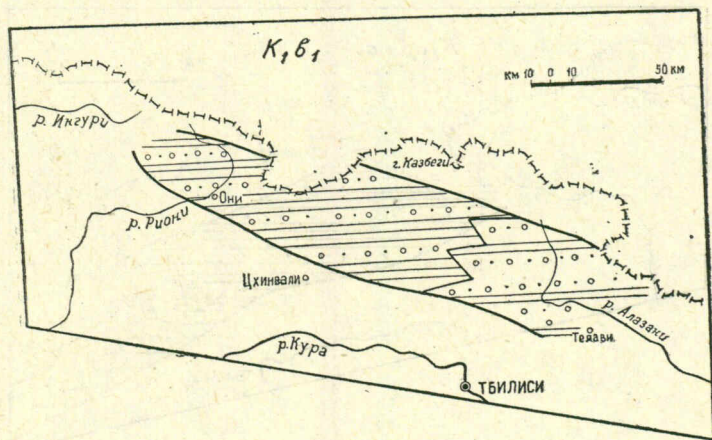


Рис. 6. Условные обозначения см. на рис. 1.

В верхнем барреме повсеместно опять накапливаются мелкозернистые отложения, представленные чередованием толстых (до 10—15 м) пачек аргиллитов и тонкослоистых мелкозернистых песчаников (рис. 7).

Апт и альб представлены опять-таки мелкозернистыми образованиями — в основном аргиллитами и тонкослоистыми песчаниками. Как в вертикальном разрезе, так и по простиранию в восточном направле-

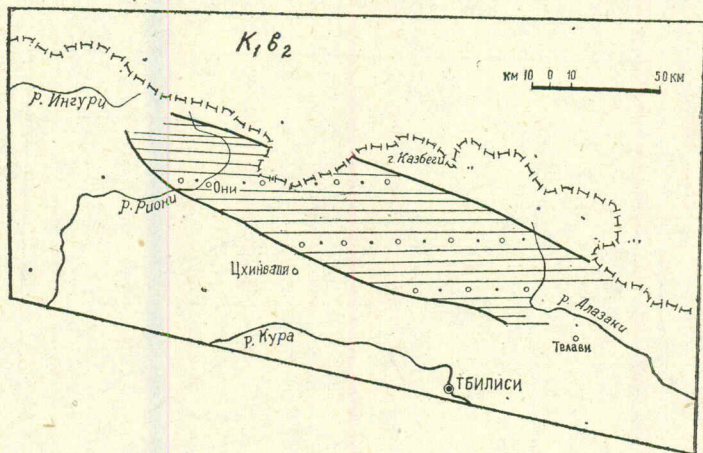


Рис. 7. Условные обозначения см. на рис. 1.

нии уменьшается поступление обломочного материала и увеличивается карбонатность. В альбе наблюдается смешанная аргиллитово-мергельная фация. В это время на некоторых участках отлагается также вулканогенно-терригенный материал (рис. 8).

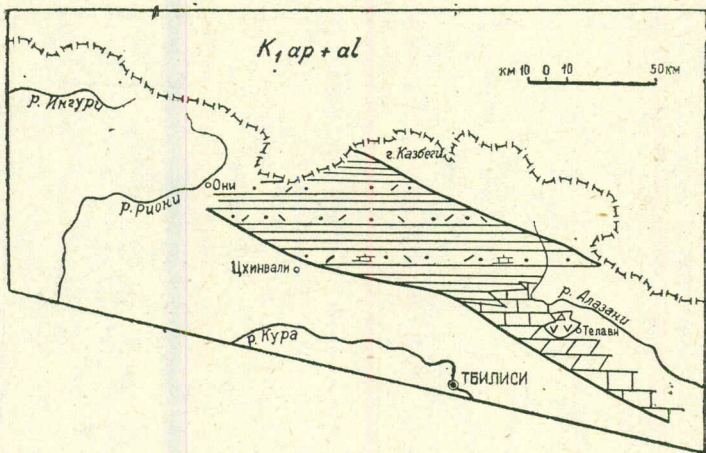


Рис. 8. Условные обозначения см. на рис. 1.

Нижний сеноман представлен алевроитово-песчаными отложениями; при этом в северной полосе преобладают алевролиты и аргиллиты; в южной же — песчаники, гравелиты и местами брекчия-конгломераты. Наблюдается локальное развитие вулканогенной фации в ущ. рр. Лиахви, Меджуда, Ксани, Сатххеви (рис. 9).

В верхнесеноман-нижнетуронский период широко распространена кремнистая фация, образование которой Г. С. Дзоендзе связывает с сеноманским вулканизмом (1969). Кремнистые отложения представ-

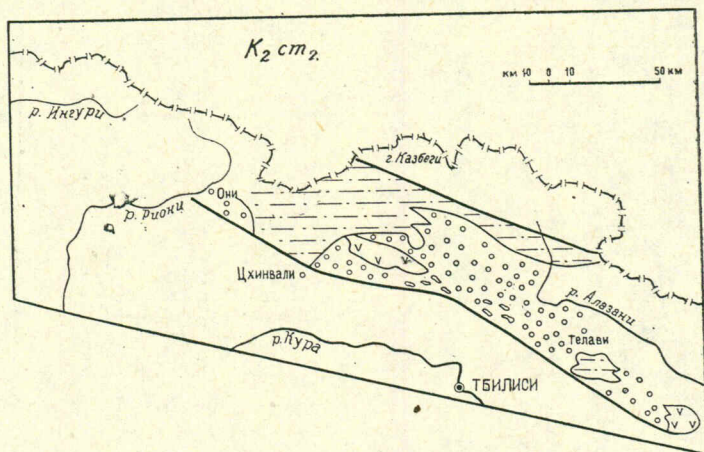


Рис. 9. Условные обозначения см. на рис. 1.

лены в северной части карбонатно-кремнистыми, а в южной — глинисто-кремнистыми породами (рис. 10).

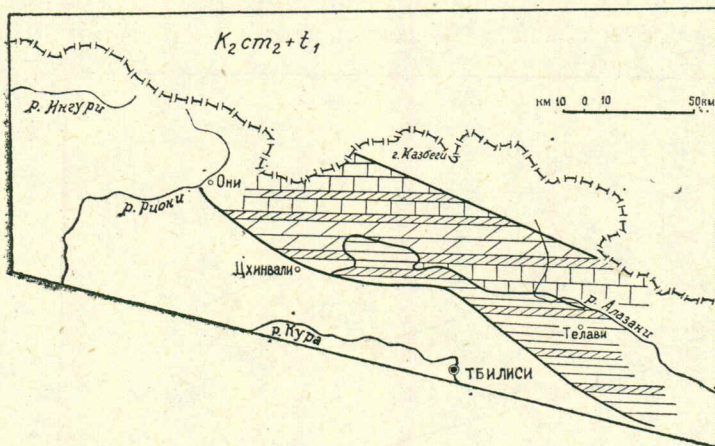


Рис. 10. Условные обозначения см. на рис. 1.

В турон-сеноманский период на всей территории господствуют карбонатные отложения, в которых местами значительную роль играет терригенный псаммитовый и пелитовый материал. В восточной части района кое-где наблюдаются кремнистые породы (рис. 11).

В конце верхнемелового периода начавшийся с низов кампана привнос терригенного материала постепенно увеличивается. Значительнее становится роль песчаных и алевро-пелитовых известняков.

В северо-восточной части бассейна наблюдаются тонкослоистые алевро-мергельные породы, отложение которых на этом участке продолжается и в маастрихте. Песчано-карбонатные отложения в маастрихте сменяются орбитодосодержащими терригенными и терригенно-

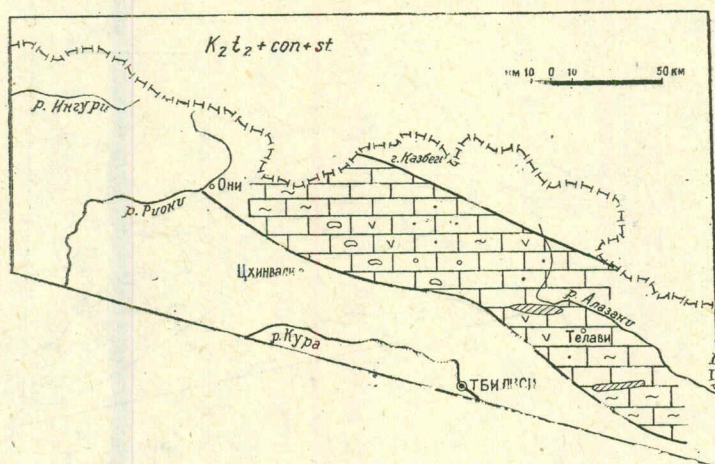


Рис. 11. Условные обозначения см. на рис. 1.

карбонатными псефо-псаммитовыми породами. В верхнем маастрихте в большей части бассейна карбонатность уменьшается и лишь локально встречаются линзовидные выходы известняков (рис. 12).

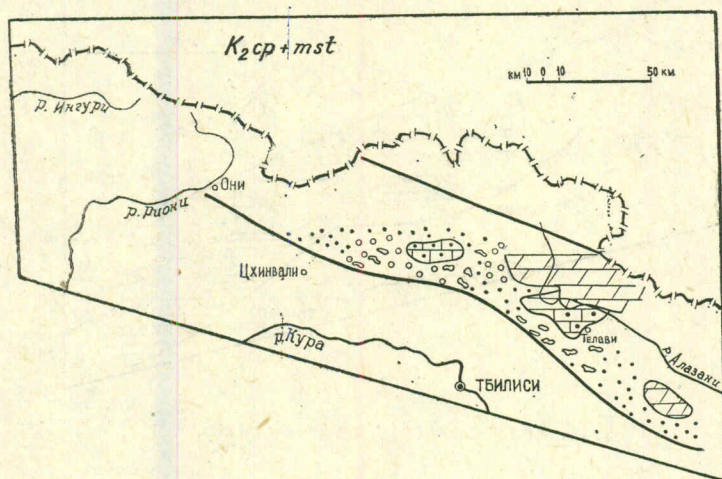


Рис. 12. Условные обозначения см. на рис. 1.

Таким образом, все орофазы, проявившиеся в период седиментации верхнеюрско-мелового флиша, находят свое отображение в изменении литофациального состава и гранулометрического спектра кластолитов.

Исследование вещественного состава пород изученного флишево-

го комплекса (в особенности их кластогенной части) показало, что основным источником питания флишевых отложений являлись древний кислый субстрат и осадочный комплекс, представленный в основном сланцево-песчаниковыми и карбонатными породами. В верхнемеловом флише в небольшом количестве присутствует также материал размыва средних эффузивов, первичный пирокластический материал и продукты размыва меловых вулканогенов.

Продукты размыва кислого субстрата присутствуют во всем верхнеюрско-меловом флишевом комплексе. При этом в терригенном флише явно заметно увеличение привноса аркозового материала, количество которого кверху (верхнемеловой флиш) снова уменьшается. Материал размыва осадочного комплекса более или менее равномерно распространен по всей толще, почти повсеместно наблюдаются также продукты местного размыва.

Характер ассоциации песчаников, а также результаты исследования терригенных аксессуарных минералов подтверждают высказанное мнение. Гранулометрия изученного комплекса не дает возможности однозначно судить о направлении местоположения источников сноса в верхнеюрско-нижнемеловом периоде. Остается лишь предполагать, что материал кислого субстрата поступал, по-видимому, с севера или северо-запада, так как в области Б. Кавказа с лейаса отмечается существование суши, сложенной гранитоидами и метаморфическими породами (Геология СССР, 1964). Материал осадочного комплекса поступал, очевидно, с кордильеры, обнажающейся в виде гряды островов, возникших в южной части флишевого бассейна. Источник пирокластического материала — продуктов альб-сеноманского вулканизма, присутствующих в верхних горизонтах нижнего мела — располагался также в южной части флишевого бассейна.

Источник сноса для верхнемеловых отложений, по данным гранулометрии, находился на юге, где в нижнемеловом периоде в результате австрийской орофазы намечается воздымание суши, сложенной кислым кристаллическим субстратом, осадочным комплексом и байосской порфиритовой свитой. Источник пирокластического материала по возрастанию его количества в южном и юго-восточном направлениях намечается в районе восточного погружения Кахетинского хребта.

ЛИТЕРАТУРА

- Варсимашвили Э. В. О расчленении нижнемеловых терригенных флишевых отложений Шовско-Пасанаурской подзоны складчатой системы Южного склона Б. Кавказа. Сообщ. АН ГССР, 1972, т. 67, № 2.
- Варсимашвили Э. В. Мшанковый горизонт в нижнемеловом терригенном флише Южного склона Б. Кавказа. Сообщ. АН ГССР, 1978, т. 91, № 1.
- Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П. Тектонические покровы Южного склона Б. Кавказа. Труды Геологического ин-та, новая серия, 1977, вып. 57.
- Геология СССР, т. X, М., «Недра», 1964.

- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Ренгартен В. Л. Тектоника Большого Кавказа. В кн.: Геология СССР, т. X, 1941.
- Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии. Моногр. Геол. ин-та АН ГССР, № 5, 1954.
- Чечелашвили И. Д., Копалейшвили А. Д. О грубообломочных породах карбонатного флиша Рачи и Сванети. Сообщ. АН ГССР, 1964, т. 36.
- Чечелашвили И. Д. Об источниках питания отложений верхнемелового флиша геосинклинали Южного склона Б. Кавказа (в пределах басс. рр. Лиахви и Алазани). Сообщ. АН ГССР, 1977, т. 85, № 1.
- Чечелашвили И. Д., Копалейшвили А. Д., Варсимашвили Э. В. К вопросу расчленения флишевых отложений В. Рачи. Сообщ. АН ГССР, 1966, XII, 3.
-

УДК 551.31:551.762/763(479)

Г. А. ЧИХРАДЗЕ

О ХАРАКТЕРЕ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Систематическое исследование осадочных формаций Грузии началось в 1940 г. под руководством Г. С. Дзоценидзе. Вначале были изучены нижнеюрские отложения Дзирульского массива, затем угленосные толщи Окрибы и Ткварчельского района. Эти работы закончились в 1955 г., и Г. С. Дзоценидзе совместно с Н. И. Схиртладзе и И. Д. Чечелашвили опубликовал ряд работ, в том числе и монографии, отражающие результаты исследования угленосных формаций Западной Грузии (Дзоценидзе, Схиртладзе, Чечелашвили, 1950, 1953, 1956 и др.).

Впоследствии литологическими исследованиями были охвачены разновозрастные, в том числе юрские и меловые формации Грузии.

Юрские и меловые отложения занимают почти всю территорию Южного склона Большого Кавказа. Они представлены терригенными образованиями нижней и средней юры и терригенно-карбонатными — верхней юры — мела. Из них наиболее распространены нижнеюрские отложения, которые с севера ограничены кристаллическим комплексом Главного хребта от Абхазии до Мамисонского перевала, далее же на восток занимают область Главного и Бокового хребтов, продолжаясь на территории Азербайджана и Южного Дагестана. Полоса нижнеюрских отложений тянется и на Северо-Западный Кавказ. С юга они граничат с порфиритовой свитой байоса, подстилая ее согласно в Западной Грузии, а восточнее контактируют с терригенными отложениями средней юры или карбонатной толщей верхней юры — нижнего мела (см. рис.).

Нижне- и среднеюрские образования Южного склона Большого Кавказа слагают Казбекско-Лагодехскую зону глинистых сланцев, Чхалтинско-Лайлинскую зону и частично Местийско-Тианетскую и Гагрско-Джавскую зоны (П. Гамкрелидзе, 1966). Они представлены толщей конгломератов и песчаников (жарикс-домер), песчаников, глинистых сланцев (тоар, аален, байос, бат). Мощность нижнеюрских отложений составляет около 3 км, среднеюрских — 1000—1200 м.

Верхнеюрские и меловые отложения приурочены к Местийско-Тианетской и Туапсе—Новороссийской зонам.

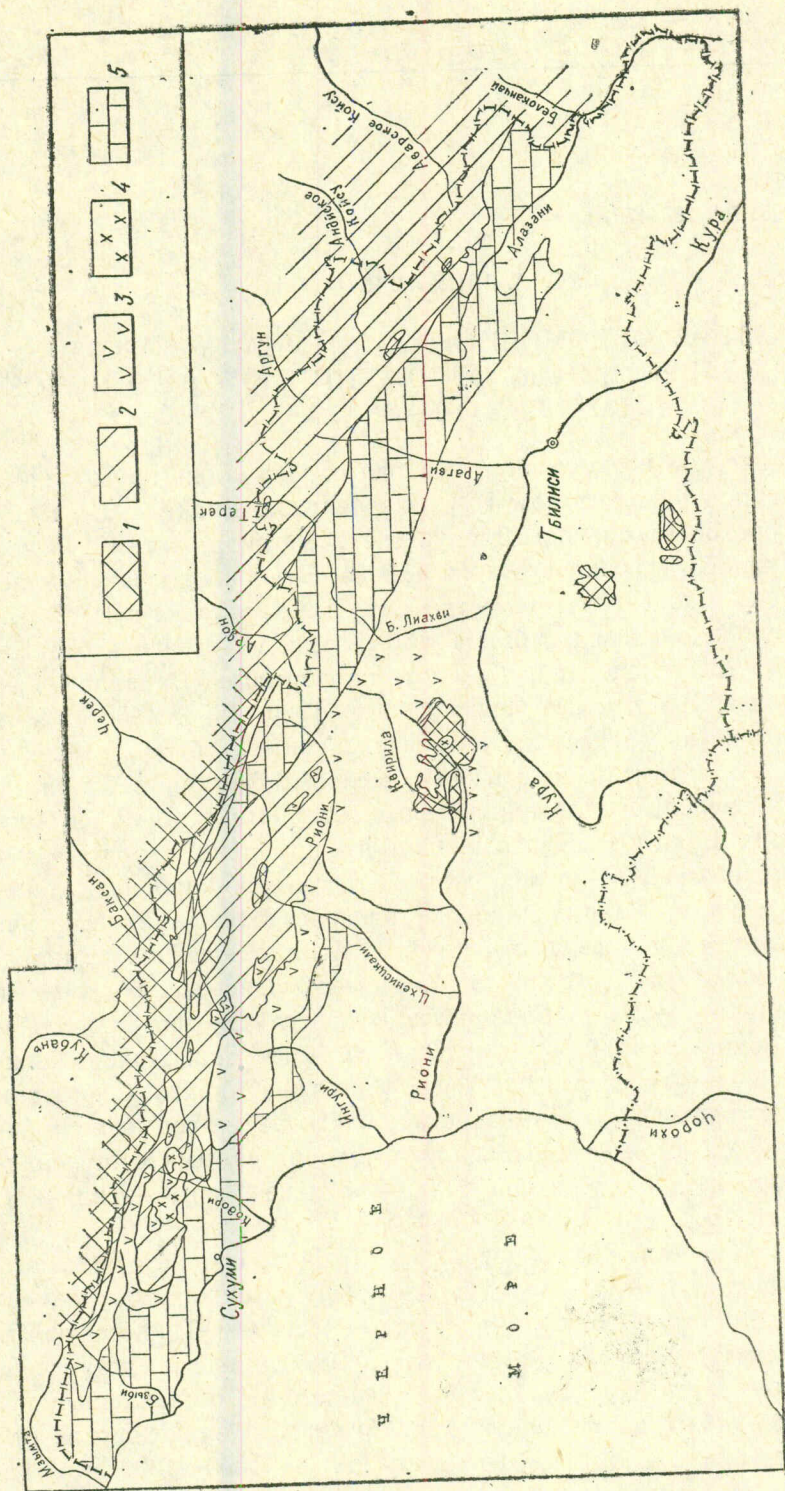


Рис. Обзорная схема юрских и меловых отложений южного склона Большого Кавказа
 1—суша; докембрийские образования, 2—нижнеюрские отложения, 3—порфириновая свита байоса, 4—граниты, 5—карбонатные отложения верхней юры—нижнего мела.

Верхнеюрские отложения в Местийско-Трианетской зоне согласно следуют за среднеюрскими песчаниково-глинисто-сланцевыми образованиями. Последние вверх постепенно становятся карбонатными (в бассейне Хевсуретской Арагви, Терек и др.), и весь разрез, начиная с келловеев до нижнего готерива включительно, представлен карбонатным флишем, сложенным в основном мергелями, известняками и слабокарбонатными глинистыми сланцами. С верхнего готерива резко уменьшается количество карбонатных пород, они уступают место терригенным флишевым образованиям, занимающим стратиграфический интервал до конца альба. Выше же развит верхнемеловой флиш, в котором, наряду с известняками, мергелями и известковистыми аргиллитами, встречаются силициты, песчаники и вулканогенные породы. Мощность верхнеюрско-нижнемелового карбонатного флиша составляет 1500—2000 м, нижнемелового терригенного флиша — 1000—1600 м, а верхнемелового карбонатного флиша — 800 м.

Нижнеюрские отложения начинаются конгломератами, которые трансгрессивно залегают на палеозойских кристаллических образованиях и местами на верхнепалеозойских осадочно-метаморфизованных отложениях вдоль северной полосы их развития — от Абхазии до бассейна р. Терек, в районе же развития дизской серии в большинстве случаев также трансгрессивно налегают на различные горизонты последней.

Мощность базальной пачки нижней юры варьирует от нескольких до 200 м.

Конгломераты слагаются обломочным материалом подстилающих пород. К тому же там, где они залегают на кристаллических сланцах, на 80—90% состоят из гальки метаморфического кварца, незначительного количества кристаллических сланцев и роговиков, сцементированных серицито-кварцевым или серицито-хлоритовым цементом.

В случае же залегания на гранитоидах конгломераты состоят из обломков последних и в отличие от конгломерата, образовавшегося за счет размыва кристаллических сланцев, более крупнообломочные (в районе ледника Твибери глыбы биотитовых гранитов достигают 1,5 м в диаметре). Конгломерат же, залегающий на осадочных метаморфизованных породах дизской серии, состоит из обломков песчаников, глинистых сланцев и филлитов. Это обстоятельство послужило основанием для заключения об образовании базального конгломерата нижнего лейаса в бассейне седиментации архипелагового типа, главным образом в виде шлейфов вокруг островов различного петрографического состава и возраста (Чихрадзе, 1979).

Сравнительное изучение базальных конгломератов лейаса всего Большого Кавказа привело к выводу, что локальное распространение местного обломочного материала характерно и для нижнеюрских конгломератов Дзирульского массива (Г. Дзоценидзе и др., 1950), Локского массива (Чихрадзе, 1979) и Северного Кавказа (С. Кузнецов,

1947; Ренгартен, Старостина, 1947; С. Кузнецов, 1956), и, следовательно, является общей особенностью всего раннеюрского бассейна Б. Кавказа (Чихрадзе, 1979).

Свежесть и гетерогенность псефитового материала свидетельствует о господстве физического выветривания на площадях водосборов. Однако гумидный климат, существовавший в ранней юре (Страхов, 1962), обуславливал развитие и процессов химического выветривания, результаты которых слабо выражены в отложениях южного склона в виде локальной концентрации обломочного кварца и в особенностях состава глинистых сланцев.

Значительную информацию для освещения вопросов литологии дают и песчаники. В ниже-среднеюрских толщах встречаются кварцевые, аркозовые, седиментитокластические и серицит-плагноклазово-кварцевые разновидности. Первые три встречаются в нижней части разреза. Кварцевые песчаники следуют за базальными псефолитами, их аркозовые разновидности имеют локальное распространение (в басс. рр. Ингури и Алазани). Седиментитокластические встречаются в районе дизъюнкционной кордильеры, сложенной метаморфизованной осадочной толщей; серицито-плагноклазово-кварцевые песчаники в виде отдельных прослоев наблюдаются в ниже- и среднелейасских толщах, но составляют 30% объема разреза тоара-аленских и 40% среднеюрских (байос-батских) отложений.

Псаммитовый материал обычно угловатый, цемент в ниже-среднелейасских песчаниках серицито-кварцевый, иногда хлоритово-кварцевый и карбонатный (в басс. р. Алазани); в верхнелейасско-среднеюрских песчаниках преобладает известковый, часто с примесью железистого карбоната, образуя местами базальный тип цементации.

Нижнелейасские песчаники крупнозернистые, слабоотсортированные, часто связаны постепенным переходом с базальными псефолитами соответствующего состава в вертикальном и горизонтальном направлениях; среднелейасские песчаники мелкозернистые, а верхнелейасско-среднеюрские преимущественно средне- и мелкозернистые, обычно хорошо отсортированные, но часто встречаются и крупнозернистые, плохо отсортированные, которые связаны с внутрiformационными конгломератами в виде крупных линз и прослоев.

Среди песчаников верхнего лейаса—средней юры встречаются слои турбидитного (флюксотурбидитного) типа, начинающиеся крупнозернистым материалом, переходящим постепенно в пелитолит (глинистый сланец), т. е. наблюдаются интервалы: bcde, bce, bc по Бумá (Bouma, 1962); а также самостоятельные слои песчаника с резкими, но ровными границами со сложными слоями глинистого сланца. Мощность таких песчаников (типа контуритов) 20—30 см.

Анализ особенностей распределения песчаников различного минералогического и гранулометрического состава позволяет предполагать,

что песчаный материал различных источников больше перемешивался, чем псефитовый, но и пески были довольно тесно связаны с источниками сноса, особенно в раннем лейасе.

Кварцевые пески, судя по угловатой форме, образовались в результате перемива слабо развитой коры выветривания, на низких участках, сложенных в основном кристаллическими сланцами.

Аркозовые и отличающиеся от них только отсутствием калишпата слюдисто-плагиоклазово-кварцевые песчаники не носят следов интенсивного химического выветривания. В них слабо изменено соотношение породообразующих минералов и окислов, наследуя минеральный и химический состав материнских пород, мало чем отличаясь от них.

В аркозовых песчаниках $K_2O > Na_2O$, $\frac{Al_2O_3}{SiO_2} = 0,172$, а в серицито-плагиоклазово-кварцевых песчаниках $K_2O < Na_2O$, а $\frac{Al_2O_3}{SiO_2} = 0,20$. Значения кремневого модуля близки к таковым, полученным А. Б. Роновым с соавторами для песчаников нижней и средней юры эвгеосинклинали Большого Кавказа (Ронов и др., 1966).

Сравнение нижнеюрских песчаников южного склона с одновозрастными песчаниками различных структурно-фациальных зон Северного Кавказа показывает, что последние характеризуются более полиминеральным составом и обломочного материала, и цемента и сравнительно меньшей измененностью постседиментационными процессами.

Глинистые сланцы занимают больше половины юрских отложений Южного склона Большого Кавказа. Они состоят из диоктаэдрической гидрослюды (10Å) и магнезиально-железистого хлорита (14Å); всегда присутствует кварц как терригенный, так и аутигенный в значительном количестве. Эти три минерала являются породообразующими; кроме них почти всегда присутствуют терригенные зерна альбита, циркона, апатита, турмалина, а также аутигенные: кальцит, анкерит, сидерит, альбит, пирит, турмалин, гидроокислы железа. Сорб—0,5—2%, редко больше. Аутигенные минералы в сумме составляют десятые доли процента, но редко пирит кальцит и железистый карбонат присутствуют в глинистых сланцах в большом количестве.

Для изохимически измененных глинистых сланцев, какими и является подавляющее большинство юрских глинистых сланцев Южного склона Б. Кавказа, характерно почти одинаковое содержание в них главных породообразующих окислов SiO_2 и Al_2O_3 —58 и 20%, соответственно, преобладание K_2O над Na_2O , низкое содержание воды как низкотемпературной (0,1—0,9%), так и высокотемпературной (3,0—5,0%), с еле заметной тенденцией уменьшения последней сверху вниз.

В верхнелейасских и среднеюрских глинистых сланцах редко, но

все же встречаются разбухающие смешаннослойные образования, которых нет в нижней части разреза.

Глинистые сланцы юры Южного склона сильнее изменены процессами катагенеза (эпигенеза), чем синхронные глинистые сланцы Северного Кавказа, в которых сохранены минералы глин — монтмориллонит, каолинит и др. Это естественно, т. к. они образовались в несколько иных условиях: литификация и дальнейшее развитие их происходило в менее напряженных тектонических условиях, чем на Южном склоне.

Химический состав ниже-среднеюрских песчаников и глинистых сланцев обусловлен их минеральным составом, а последний — осадочной дифференциацией обломочного материала, полученного в результате физического выветривания гранитоидов, кристаллических сланцев и осадочных образований.

Химический состав юрских пород, сформировавшихся в седиментогенезе и диагенезе, впоследствии оставался практически без изменения.

Интересно, что средний химический состав ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Б. Кавказа и пород доюрского субстрата (источников сноса) почти одинаковый. В осадочных породах несколько выше (чем в кристаллических) содержание SiO_2 ; п. п. и P_2O_5 ниже Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O . Общий дефицит составляет 0,47%.

Коротко остановимся на терригенных породах, распространенных в верхнеюрско-меловых отложениях, и характере обломочного материала в них.

В верхней юре из псефолитов распространены внутриформационные брекчия-конгломераты, приуроченные к свите думачхо киммериджского возраста. Они состоят из угловатых и слабоокатанных глыб, валунов и гальки мергелей, известняков и других подстилающих пород того же возраста. Аналогичными внутриформационными (прикордильерными) являются линзы конгломератов в низах карбонатного флиша верхней юры в Горной Раче, а также Сванети. Но в Сванети они мелкообломочные и наряду с галькой карбонатных пород содержат гальку глинистых сланцев и порфиритов. В терригенных породах готеривальба грубообломочные породы не встречаются, но в верхнем мелу (сеноман-маастрихт) известны брекчия-конгломераты пестрого петрографического состава — обломки гранитоидов, песчаников, глинистых сланцев, рифогенных известняков, пород терригенного и карбонатного флиша, кислых эффузивов, порфиритовой свиты байоса и альб-сеноманских вулканогенов. Предполагают, что этот материал поступал с кордильер, расположенных южнее флишевого бассейна (Вассоевич, 1948; А. Цагарели, 1954; П. Гамкрелидзе, 1977). Свежесть как гранитной гальки, так и осадочных пород дает основание считать обломочный материал образовавшимся в основном механическим разрушением материнских пород, без заметного их химического выветривания.

Песчаники. В верхнеюрско-нижнемеловом карбонатном флише песчаный материал встречается в виде отдельных слоев песчаников и примеси в карбонатных породах; состав — слюдисто-плагиоклазово-кварцевый.

В терригенном флише, по данным Э. В. Варсимашвили (1976), распространены песчаники плагиоклазово-кварцевого состава в нижней части, аркозово-кварцевого состава — в средней и слюдисто-плагиоклазово-кварцевого состава — в верхней (апт-альб). Следовательно, наблюдается определенное изменение минерального состава кластического материала в вертикальном разрезе за счет увеличения количества аркозового материала, т. е. за счет поступления более свежего обломочного материала в бассейн.

Устанавливается и известное изменение гранулометрии песчаного материала в разрезе и по площади. С увеличением количества аркозового материала снизу вверх увеличивается средний диаметр зерен и нарастает мощность отдельных слоев (до 15 м в басс. рр. Аратви и Иори, но значительно меньше эта величина в ущ. р. Риони — 1—1,5 м). Отмечается уменьшение размера зерен с севера на юг в ущ. р. Аратви (Геология СССР, т. X).

В верхнемеловом флише Шовско-Пасанаурской подзоны, по данным И. Д. Чечелашвили (1977), распространены песчаники плагиоклазово-кварцевого состава, а в Жинвальско-Гомборской подзоне (Тианетско-Садзегурской и Кахетинской подзоны, по Н. Б. Вассоевичу) аркозово-граувакковые и граувакково-аркозовые. Цемент песчаников известковый и гидрослюдисто-хлоритовый. Замечается увеличение размера зерен и общего количества терригенного материала в вертикальном разрезе в кампан-маастрихтских отложениях и уменьшение крупности зерна в северном и северо-западном направлении.

Окатанность обломочного материала весьма слабая.

Химический анализ верхнеюрских и меловых песчаников и кремневый модуль $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$ показывает слабое химическое разложение обломочного материала. В плагиоклазово-кварцевых песчаниках модуль составляет 0,133, $Na_2O > K_2O$; в слюдисто-плагиоклазово-кварцевых—0,20, $Na_2O > K_2O$; аркозово-кварцевых—0,18, $Na_2O < K_2O$.

Пелитовый материал играет большую роль в составе верхнеюрско-меловых отложениях, создавая отдельные слои и пачки аргиллитов и глинистых сланцев, слабокарбонатных их разновидностей и мергелей, а также примесь к песчаным породам и известнякам. Пелитолиты состоят из диоктаэдрической гидрослюды и триоктаэдрического хлорита устойчиво существующих по всему разрезу, но в верхнем мелу присутствуют и монтмориллонитовые минералы. Пелитовый материал, по данным Н. Б. Вассоевича, преобладает над алевро-псаммитовым в флишевых толщах (Вассоевич, 1948).

Ассоциация минералов тяжелой фракции в ниже- и среднеюрских терригенных отложениях Южного склона Б. Кавказа представлена в основном цирконом и апатитом, реже встречаются турмалин и рутил. Циркон, апатит и турмалин являются главными компонентами тяжелой фракции в верхнеюрско-меловых образованиях. В тяжелой фракции встречаются также хлорит, гранат, эпидот, корунд, роговая обманка, силлиманит и другие.

Для терригенной минералогии всего комплекса юрских и меловых отложений характерно почти полное отсутствие дистена, ставролита и андалузита, показывающее отсутствие поступления содержащего эти минералы обломочного материала в бассейн. Значительное содержание силлиманита в одном разрезе басс. р. Алазани, отмеченное Э. В. Варсимашвили, можно было бы считать признаком просачивания обломочного материала из отдаленных источников сноса, но ассоциация минералов говорит скорее всего за местный (кавказский) источник этого минерала.

Анализ обломочного материала различных стратиграфических горизонтов от синемюра до маастрихта в аспекте качественной эволюции его во времени показывает, что хотя и устанавливается наличие большого количества неустойчивых минералов в меловых отложениях по сравнению с нижеюрскими, но явной эволюции обломочного материала не наблюдается. Причина же кроется в том, что тектонические движения, происходившие в лейас-меловое время (в позднем лейасе, бате, киммеридже, барреме, сеномане, в датском веке), и климат не способствовали образованию кор выветривания, а обуславливали поступление свежего обломочного материала в бассейн и переотложение из осадочных толщ внутренних источников. Этот материал из-за морфологических особенностей бассейна переносился на близкое расстояние и быстро осаждался, не успевая приобрести окатанную форму. Наряду с этим, временами, особенно в нижней юре и мелу, в бассейн поступал ювенильный вулканический материал, который захоронялся без значительной обработки и разложения. Таким образом, свежий обломочный материал смешивался с несколько «постепенным» терригенным материалом, вступившим в осадочный круговорот значительно раньше. В результате этого происходило сглаживание признаков направленного изменения обломочного материала во времени.

Следовательно, тектонический режим — вертикальные движения переменного знака земной коры исследованного региона и смежных областей и климат за рассматриваемый период диктовали условия осадконакопления.

Конгломераты и песчаники нижнего лейаса и сменившие их в вертикальном разрезе глинистые сланцы карикс-домера распространены по всей полосе Южного склона Большого Кавказа. Такое постоянство фаций подразумевает существование устойчивой палеогеографической

обстановки. Последняя стала изменчивой в связи с верхнелейасскими движениями, которые создали условия для отложения песков и вызвали заметное изменение режима среды осадконакопления, обусловив выпадение CaCO_3 с примесью железистого карбоната на больших площадях в тоар-ааленское время.

Пестрота среднеюрских литофаций свидетельствует о значительных изменениях палеогеографической обстановки. Однако изменяется лишь количественное соотношение песков и глинистых пород, и седиментация остается терригенной.

К концу средней юры резко ограничивается поступление песчаного материала в бассейн. Наряду с этим происходит постепенная аридизация климата на Кавказе, и в начале поздней юры начинается осаждение CaCO_3 в незначительном количестве, который приурочивается к песчаникам в виде цемента или в рассеянном виде остается в аргиллитах. Но вскоре процесс карбонатообразования охватывает весь бассейн и интенсивное выпадение CaCO_3 не прерывается до конца позднего мела, хотя временами и подавляется, доходя до следов, в результате поступления большого количества обломочного материала.

ЛИТЕРАТУРА

- Гамкрелидзе П. Д. Основные части тектонического строения Кавказа. «Геотектоника», 1966, № 3.
- Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тр. Геол. ин-та, новая серия, 1977, вып. 57.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. О литологии питающей области лейасовых осадков Дзирульского массива. Труды Геол. ин-та АН ГССР, минерал. и петрогр., 1950, т. II.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. Литология лейасовых отложений Дзирульского массива. Труды Геол. ин-та АН ГССР, сер. минер. и петр., 1953, т. 3.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. Литология батских отложений Окрибы. Монограф., Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1956, № 6.
- Варсимашвили Э. В. Литологическое расчленение нижнемеловых терригенных флишевых отложений междуречья Арагви—Алазани. Сообщ. АН ГССР, 1976, т. 84, № 1.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948.
- Кузнецов С. С. Геология северной юрской депрессии Дигоро-Осетинской части Большого Кавказа, МГУ, 1947.
- Кузнецов С. С. Геологическое строение средней части Северного Кавказа. В сб.: «Геология и полезные ископаемые средней части Северного Кавказа». М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Ренгартен Н. В., Старостина З. М. Геолого-литологические исследования лейасовых отложений на Северном склоне Северного Кавказа. В кн.: «Геология и полезн. ископ. средней части Северного Кавказа», 1947.
- Ронов А. Б., Гирин Ю. П., Казаков Г. А., Илюхин М. Н. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах. «Геохимия», 1966, № 7.

Страхов Н. М. Основа теории литогенеза. М., 1962, т. III.

Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии. Монографии, Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1954, № 5.

Чечелашвили И. Д. Об источниках питания отложений верхнемелового флиша геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. Сообщ. АН ГССР, 1977, т. 85, № 1.

Чихрадзе Г. А. Литология ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси, «Мецниереба», 1979.

УДК 551.8:551.7622(479.92)

Е. К. ВАХАНИЯ

К ВОПРОСУ СРЕДНЕЮРСКОЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ГРУЗИИ

Анализ накопленного материала геолого-геофизических исследований и бурения, проведенных на территории Грузии и в смежных с ней областях, показывает отчетливое проявление на Кавказе среднеюрских тектонических движений и что, если не ааленская, а батская складчатость явилась одной из наиболее мощных фаз альпийской эры дислокации, обусловившей формирование современной сложной геологической структуры данной территории. Эта орофаза, кроме того что наложила свой яркий отпечаток на региональный фон геологического развития и строения отмеченной территории, сыграла весьма важную роль в формировании, сохранении и размещении, связанных со среднеюрскими отложениями Грузии месторождений и проявлений каменного угля, горючих сланцев, барита, анальцима, нефти, газа, минеральных и термальных вод, стройматериалов и т. д. Отсюда вывод: изучение батской орофазы, равно как и ааленской складчатости, имеет первостепенное значение не только с точки зрения реставрации юрской истории геологического развития Грузии, но еще и для выбора методики и направления поисково-разведочных работ.

Нижеприведенная характеристика палеогеографии и палеотектоники средней юры Грузии приведена на основе анализа данных многолетних личных наблюдений автора с учетом работ ряда других исследователей. Особо следует отметить монографию Г. С. Дзоценидзе (1948) и более позднюю его статью (1957), в которой подробно описаны условия образования юрских углей Грузии в связи с ее тектоническим развитием.

Большое значение для изучения влияния батской орофазы на седиментогенез имеет также совместная работа Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Схиртладзе и И. Д. Чечелашвили (1958) и монография первых двух авторов (1961).

В первой из названных работ Г. С. Дзоценидзе основное внимание уделил вопросам литолого-петрографической характеристики и генезиса, в частности, этапности седиментации и диагенеза мощных вулканогенно-осадочных геосинклинальных образований байоса (порфиритовой серии). Выявленные Г. С. Дзоценидзе в разрезе порфиритовой серии минералого-петрографические коррелятивы и общая закономерность хронологической последовательности подводного излияния раз-

личных по составу порфиритовых лав, наряду с изучением И. Р. Кахадзе (1947), П. Д. Гамкрелидзе (1964) и В. И. Зесашвили (1964) биостратиграфии и условий регионального залегания данной серии, позволили наметить расчленение последней на более мелкие стратиграфические единицы.

Нами порфиритовая серия была названа рицеульской, поскольку она ее автором — А. И. Джанелидзе была выделена в ущелье р. Рицеула (правый приток р. Риони, у с. Садмели), где данная серия с характерной для нее литофацией полностью вскрыта эрозией и, имея здесь и в смежных частях Рачи мощность порядка 3000 м, без признаков перерыва залегает на сорской свите тоар-аалена и явно несогласно перекрывается пестроцветной свитой верхней юры. При этом сопоставление рицеульского и ряда других разрезов юрских отложений Рачи, Лечхуми, Имерети и Горной Мегрелии позволили порфиритовую серию условно расчленить на нижнюю, среднюю и верхнюю свиты, наиболее полно представленные, соответственно, у сс. Лихети (по р. Лухунисцкали), Ончеиши (р. Риони) и Бзиаури (р. Ткибула) и поэтому названные нами (1976) лихетской, ончеишской и бзиаурской. Первая из них сложена слоистыми и массивными туфопесчаниками, туфобрекчиями и туфоконгломератами с прослоями туфосланцев и аргиллитов и покровами спилитов. В этой свите руководящая фауна не найдена, но по стратиграфическому ее положению в непрерывных разрезах Гагрско-Джавской зоны Южного склона Большого Кавказа и северо-восточной периферии Дзирульского массива (с. Чонто) она может быть отнесена к нижней биостратиграфической зоне байоса.

Ончеишская свита в типичных своих разрезах представлена резко неравномерным чередованием тонко- и толстослоистых и массивных туфов, туфопесчаников, туфобрекчий и туфоконгломератов с покровами авгитлабрадорových порфиритов. Она охарактеризована фауной зон *Otoites sauzei* и *Stephanoceras humphriesianum* нижнего байоса.

В верхнем байосе Имеретинского воздымания в связи с ослаблением подводного вулканизма наблюдается постепенное замещение снизу вверх вулканогенных пород нормально-морскими осадками. Выше ончеишской свиты здесь залегает бзиаурская терригенная свита с богатой фауной позднего байоса.

Выше байоса в разрезе среднеюрских отложений Ткибульского угольного месторождения и смежных частей Окрибского поднятия (рр. Патижеули, Ткибула, Лехидара, южный склон Накеральского хребта и др.), А. И. Джанелидзе (1940) в 40-х гг. выделил свиту листоватых сланцев и угленосную свиту песчаников, несогласно покрываемых пестроцветной свитой верхней юры. Позже нами (1976) эти свиты были названы, соответственно, патижеульской, ткибульской и окрибской.

Наиболее нижняя стратиграфическая единица средней юры — ааленский ярус, как известно, вместе с тоарским ярусом представлен

на территории Грузии сорской свитой. Она, проявляя литофациальную выдержанность на отмеченной территории, представлена почти однообразными по составу, флишоидными, в основном некарбонатными песчано-сланцевыми породами и только местами, в частности на Дзирульском массиве, замещается маломощными слоями известняков (И. Кахадзе, 1947; Топчишвили, 1969), а в ряде районов Гагрско-Джавской зоны (бассейн рек Ингури, Гумиста и Кодори) в верхах свиты появляются прослойки и пачки как известняков, так и грубых песчаников и конгломератов (И. Кахадзе, 1947). Вместе с тем, общая песчаность свиты повсеместно наглядно увеличивается снизу вверх по разрезу свиты (И. Кахадзе, 1947; Букия и др., 1971; Чихрадзе, 1975; Е. Вахания, 1976 и др.), что показывает ее регрессивность. Регрессивность сорской свиты и ее аналогов, относимых к ааленскому ярусу, подтверждается еще и несогласным перекрытием отложений данного яруса на раннеюрских поднятиях (Дзирульский и Локский массивы, г. Охачкуе и др.) трансгрессивной порфиритовой серией байоса (И. Кахадзе, 1947; П. Гамкрелидзе, 1964; Букия и др., 1971; Т. Джанелидзе и др., 1973; Папава, 1975; Е. Вахания, 1976 и др.).

Отмеченное несогласие вызвано ааленской складчатостью. Вместе с тем, в результате этой регрессии расширились старые и появились новые островные поднятия как вдоль гребневой части Главного хребта Большого Кавказа, так и южнее, в пределах Закавказского срединного массива (Дзирульское, Храмское, Локское поднятия).

Начало байоса ознаменовалось нисходящими движениями, в связи с чем началась повсеместная в Грузии раннебайосская трансгрессия. Рассматриваемая территория испытала неравномерное, но глубокое и устойчивое погружение, которое с избытком компенсировалось осадконакоплением. Особенно глубокое погружение испытали геосинклиналь Южного склона и смежная к югу северная часть Грузинской глыбы.

В результате нарастания раннебайосской трансгрессии значительная часть кордильер и островов, возникших в аалене, была затоплена морем. Однако доюрский субстрат все же обнажался в виде отдельных поднятий вдоль гребневой части Главного хребта и в пределах более южной территории (Дзирульский, Храмский, Локский, Картлийский и Триалетский массивы), которые размывались и давали материал для формирования терригенных разностей среднебайосских отложений.

Закономерность распределения литофаций и мощностей показывает, что на срединном массиве и в южной части геосинклинали Южного склона в байосе отлагались вулканогенно-осадочные образования порфиритовой серии, а в остальной, более северной части Грузии — нормально-морские глинисто-песчаные отложения, ничем не отличающиеся по составу от подстилающей сорской свиты. Между этими двумя основными литофациальными типами байоса узкой полосой от

Горной Абхазии до Заалазанской Кахети прослеживается смешанная или переходная литофация, представленная чередованием обоих основных (вулканогенно-осадочных и флишоидных или песчано-сланцевых) типов пород байосских образований. Мощность байосских отложений в геосинклинали Южного склона, на Грузинской глыбе и в пределах Локско-Карабахской зоны (Антикавказской геосинклинали) достигает 3000—3500 м, а на остальной территории срединного массива, по-видимому, не превышает 1500—2000 м. При этом наблюдение показывает постепенное нарастание раннебайосской трансгрессии, в связи с чем в пределах Дзирульского массива под ончеишской свитой выклиниваются самые нижние горизонты порфиритовой серии (И. Кахадзе, 1947).

К поствулканическим процессам байоса относится образование гидротермальных баритовых жил в зияющих трещинах хрупких пород этой серии. Одним из основных источников накопления терригенной части данной серии являлись упомянутые выше острова и кордильеры, расположенные внутри бассейна седиментации и сложенные на поверхности средне- и нижнеюрскими отложениями, а многие из них еще и доюрскими кристаллическими породами (И. Кахадзе, 1947; Е. Вахания, 1976).

Прослеживание упомянутых выше среднеюрских стратиграфических подразделений и их аналогов не оставляет сомнений, что в Грузии нижний байос залегает трансгрессивно, тогда как сорская свита и верхнебайосские и батские отложения имеют регрессивный характер. При этом начавшаяся в позднем байосе регрессия, вызванная восходящими тектоническими движениями, продолжалась в течение всего батского века. Об этом, помимо нормальной последовательности стратиграфических подразделений байосского и батского ярусов и явно несогласного перекрытия последних верхнеюрскими отложениями, свидетельствует еще и литофациальная изменчивость этих подразделений. Так, например, если для байоса мы привыкли выделять две основные связанные между собой постепенным переходом вулканогенно-осадочную (порфиритовая серия) и песчаносланцевую (флишоидная) формации, то батский ярус представлен, по крайней мере, тремя формациями. Северная из них развита вдоль Южного склона Главного хребта Большого Кавказа и представлена сходными здесь с байосом флишоидными песчаносланцевыми слоями, аналоги которых на крайней южной части республики и в смежных частях Малого Кавказа представлены вулканогенно-осадочными породами. Между тем на остальной территории Грузии батский ярус, имея резко ограниченное, прерывистое развитие, обнажается изолированными выходами в пределах северной периферии Грузинской глыбы и в смежных частях Гагрско-Джавской зоны и представлен угленосной формацией песчаноглинистых осадков с прослоями конгломератов.

Вместе с тем все три формации батского яруса в той или иной степени подвергались, в свою очередь, литофациальным изменениям.

В абхазском отрезке Южного склона Главного хребта Большого Кавказа батский ярус представлен битагской свитой, содержащей руководящую для данного яруса аммонитовую фауну. Она от синхронных флишoidных слоев центральных и восточных районов южного склона того же хребта отличается несколько повышенной песчаностью и более мелководным габитусом, но одновременно с этим имеет определенное сходство как с флишoidной, так и с угленосной формацией. Что касается изменчивости состава вулканогенно-осадочной формации, то она сводится в основном к различному соотношению в разных ее разрезах между вулканогенными и терригенными породами. С песчано-глинистыми разностями данной формации в Алавердском районе Армении связаны залежи угля. Еще более резкая изменчивость литофации и мощностей наблюдается в угленосной формации Западной Грузии. Принятое для Окрийского поднятия деление этой формации на патижеульскую свиту листоватых сланцев и ткибульскую угленосную свиту (песчаников) не выдерживается в более западных районах Грузии — в Мегрелии и Абхазии, где батский ярус представлен почти однообразной ткварчельской свитой, сохранившей, однако, характерный для отмеченной формации общий облик.

Формирование охарактеризованных выше формаций связано с регрессией, начавшейся еще в байосе и продолжавшейся в течение всего батского века. Тогда же геосинклиналь Южного склона значительно сузилась и крупным Сванетским поднятием разделилась на восточный и западный флишевые бассейны. На более южной территории Грузии лишь местами в допозднеюрских депрессиях уцелели мелкие морские, лагунные и пресноводно-континентальные водоемы. В этих разрозненных, полужамкнутых и изолированных водоемах за счет продуктов размыва байосских и лейасовых образований и более древних кристаллических пород и сформировались отложения угленосной формации батского яруса (Г. С. Дзоценидзе, 1957). Разделяющие эти водоемы поднятия, судя по составу присутствующих в батских отложениях остатков богатой флоры, были покрыты древесным растительным покровом влажного и теплового (гумидного) климата, который, наряду с растительностью заболоченных участков, обрамляющих отмеченные водоемы территории суши, послужил для образования связанных с батскими осадками пластов и прослоев угля Ткибули-Шаорского, Гелатского и Ткварчельского месторождений и Маганского и Бзыбского угленосных площадей, о чем с достаточной полнотой изложено в работах А. И. Джанелидзе (1940), И. Р. Кахадзе (1947), Г. С. Дзоценидзе (1957), Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе (1961), В. Я. Эдилашвили, И. В. Бакрадзе и Р. Д. Леквинадзе (1959) и других авторов.

А. И. Джанелидзе впервые отчетливо показал, что допозднеюрские Ткибульская и Гелатская угленосные депрессии или синклинали, разделенные Бзиаурской антиклиналью и возникшие, вероятно, в кон-

це байоса, развивались самостоятельно и параллельно с седиментацией батских отложений, в частности, угленосной свиты.

В связи с этим А. И. Джанелидзе угленосную формацию батских отложений рассматривал в качестве синорогенической толщи, сформированной в стадии проявления батской орофазы, что подтвердилось всеми более поздними геологическими исследованиями на территории Грузии и смежных областей.

О весьма важной роли батской орофазы в формировании современной структуры отмеченной территории говорит характер стратиграфического и структурно-тектонического соотношения этих отложений с покрывающими их слоями верхней юры и мела. Касаясь вопроса о взаимосвязи средней и верхней юры, следует прежде всего отметить, что между ними вряд ли где-нибудь на территории Грузии, за исключением Местийско-Тианетской зоны восточного флишевого бассейна, существует нормальный стратиграфический контакт. При этом бросается в глаза отчетливо наблюдаемое в обнажениях региональное несогласное залегание верхней юры, развитой на Имеретинском воздымании Грузинской глыбы, вдоль северной периферии последней, а также в Гагрско-Джавской зоне.

В пределах названных основных тектонических элементов Грузии, от Гагрского района до окрестностей г. Джава и смежных площадей Юго-Осети, на протяжении более 400 км верхняя юра с азимутальным и угловым несогласием, достигающим местами 20—30°, залегает на различных более древних отложениях средней юры вплоть до сорской свиты нижней юры-аалена. При этом на площадях Ткибульского, Шаорского и Гелатского угольных месторождений и на других участках Окрибского поднятия, равно как и на Маганской и Ткварчельской угленосных площадях, окрибская свита лагунных терригенных образований верхней юры несогласно срезает батские отложения и верхние горизонты верхнего байоса, а на Окумском поднятии, расположенном между двумя последними площадями, еще и весь верхний байос, что подтвердилось структурным бурением у с. Окуми. Бурением установлено также широкое развитие окрибской свиты в пределах Колхидской низменности, где, по-видимому, только в допозднеюрских синклиналях и малоамплитудных антиклиналях уцелели от размыва маломощные батские отложения.

Далее на запад, вдоль северо-западного борта Очамчирской депрессии окрибская свита с азимутальным и угловым несогласием (до 30°) покрывает последовательно все более древние горизонты батского яруса и байоса. То же самое наблюдается в пределах северной окраины г. Сухуми, где окрибская свита, неравномерно срезая порфиритовую серию, в бассейне р. Вост. Гумиста, севернее с. Гуми залегает на сорской свите (Д. Вахания, 1976).

Явное несогласное срезание батских отложений верхней юрой наблюдается на ряде площадей Северо-Западной Абхазии, в бассейнах

рр. Бзыбь и Псоу, в частности, севернее с. Бзыбь и в окрестностях сс. Псху и Бигага, где в основании верхней юры, представленной фаунистически охарактеризованной песчано-карбонатной толщей (формацией) эпиконтинентального моря, выделяется трансгрессивный келловейский ярус. Последний резко несогласно залегает также в пределах Верхней Рачи и Юго-Осети (Лалиев, 1936; Бендукидзе, 1964; Е. Вахания, 1976).

В окрестностях сс. Шардомети (на левом берегу р. Риони), Корта (басс. р. Хеора) и Сомицо Онского района и восточнее минеральных источников Лесе (Джавский район) келловей, несогласно срезая мощную (2—2,5 км) порфиритовую серию, трансгрессивно залегает на сорской свите.

Терригенно-карбонатная толща Верхней Рачи и Юго-Осети в южном направлении замещается окрибской свитой, которая в пределах Окрибского и Сачхерского (Хреитского) поднятий несогласно залегает на различных слоях батского и байосского ярусов. При этом в Имерети, как и в ряде других районов Западной Грузии (Рача, Лечхуми, Горная Мегрелия, Абхазия), сама окрибская свита несогласно покрывается трансгрессивной неокомской толщей. В связи с этим на Сачхерском поднятии она от эрозии уцелела лишь местами, в синклиналях крыльевых частей данного поднятия, но не подлежит сомнению, что данное поднятие и смежные с ним районы, в том числе Дзирульский массив, еще до поздней юры в батском веке подверглись глубокому размыву, о чем, помимо резко несогласного залегания окрибской свиты в пределах Имеретинского воздымания, свидетельствует ее литологический состав. Она почти всецело сложена из продуктов размыва средненижнеюрских отложений этого воздымания и доюрских кристаллических пород Дзирульского массива.

Не имея достаточных данных для юрской истории Горной Кахети, Картлийской впадины и Аджаро-Триалетской зоны, по региональным соображениям можно полагать, что и эти районы в конце средней юры подверглись глубокому размыву. С этим согласуется трансгрессивное залегание маломощной (40 м) карбонатной верхней юры (киммериджитон) на нижнеюрских и доюрских образованиях восточной периферии Храмского кристаллического массива (Папава, 1975). А если к сказанному добавить, что несогласие между средней и верхней юрой фиксируется и в ряде районов северного склона Большого Кавказа (Безносов и др., 1973; Бобылев и др., 1979; И. Кахадзе, А. Цагарели и др., 1957) и Малого Кавказа (Милановский и В. Хаин, 1963; Папава, 1975), то станет ясно, какую важную роль играет батская орофаза в истории формирования современной сложной структуры всего Кавказского региона альпийского орогенного пояса. Вместе с тем ошибочно было бы думать, что эта орофаза с одинаковой интенсивностью проявилась повсеместно в пределах данного региона. Отмеченная орофаза наиболее эффектно проявилась на позднеюрских поднятиях тектонически

активных зон, тогда как в синклинальных прогибах, где происходило непрерывное осадконакопление, она не находит отражения. В Местийско-Тианетской зоне, обладающей синклинорным строением, батская орофаза выразилась в основном литологической сменой среднеюрских флишеидных осадков верхнеюрско-неокомским карбонатным флишем, хотя и в этой зоне на отдельных площадях замечены слабовыраженные, местного характера несогласия между средней и верхней юрой (И. Кахадзе, 1947; Е. Вахания, 1976).

Значение батской орофазы не может быть оценено только приведенной выше характеристикой литофациального распределения средневерхнеюрских отложений и наблюдаемых в них явлений перерывов и несогласий. Морфогенетический анализ складок с учетом перерывов и несогласий показывает, что батская орофаза предопределила региональное разделение комплекса юрских и меловых отложений Грузинской глыбы и смежных зон Закавказского срединного массива на два основных структурных этажа. При этом ниже-среднеюрские отложения слагают нижний этаж, на который тектонически несогласно наложен верхний структурный этаж, сложенный верхнеюрскими и меловыми образованиями. Несоответствие структурных планов этих этажей наблюдается во многих районах Грузии, а наиболее отчетливо — в обнажениях глубоких ущелий рек Риони, Цхенисцкали, Квирила и ее притоков, дренирующих Имеретинское воздымание. Ниже-среднеюрские отложения нижнего этажа здесь слагают сравнительно сильно сжатые складки, тогда как верхнеюрско-меловые породы верхнего этажа, вопреки мнению некоторых исследователей (Г. Лобжанидзе, 1977), образуют более пологие и слабодислоцированные брахиморфные складки (Е. Вахания, 1976; П. Гамкрелидзе, 1964; Гегучадзе, 1973; А. Джанелидзе, 1940, 1957; Лалиев, 1936 и др.).

Аналогичное явление несогласного тектонического соотношения между отмеченными двумя этажами наблюдается и в Гагрско-Джавской зоне, в частности в Горной Мегрелии и Абхазии (Ш. Адамия, 1977; Букия и др., 1971; Е. Вахания, 1976; Д. Вахания, 1976; П. Гамкрелидзе, 1964; И. Гамкрелидзе, 1969; Г. Гуджабидзе, 1967; И. Кахадзе, 1947 и др.).

Соотношение отмеченных выше структурных этажей приводит к выводу, что в результате батской складчатости возникли сравнительно пологие и широкие складки. Углы падения крыльев последних обычно не превышали 10—15°, а местами в Горной Мегрелии достигали 30—40°, к тому же в этом районе батские антиклинали имели асимметричное строение, с более крутыми южными крыльями (Е. Вахания, 1976).

В течение последующего времени строение батских складок неоднократно усложнялось (Н. Вассоевич, 1936; П. Гамкрелидзе, 1964) и, кроме того, появились многие новые складки и разрывные нарушения. Неоднородность состава и многофазная складчатость, дисгармоничное

строение большинства складок мезо-кайнозойского осадочного чехла должны быть учтены при выборе методики и направления поисково-разведочных работ для выявления запасов полезных ископаемых, связанных с юрскими отложениями Грузии.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш. А. Тектоника и геологическая история Абхазии. Труды Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., 1977, вып. 54.
- Безносков Н. В., Бурштар М. С. и др. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. ВНИГНИ, М., «Недра», 1973.
- Бендукидзе Н. О. Верхняя юра. В кн.: Геология СССР, т. X, ГССР, ч. I, М., «Недра», 1964.
- Бобылев В. В. и др. Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей. М., «Недра», 1979.
- Букня С. Г., Колосовская О. В., Абамелик Е. М. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Абхазской АССР. Объяснительная записка. Груз-геология, 1971.
- Вассоевич Н. Б. О времени проявления на Кавказе орогенических фаз альпийской эры дислокации. Труды НГРИ, 1936, вып. 10.
- Вахания Е. К. Юрские отложения Грузии. Труды ВНИГНИ, вып. 207, Тбилиси, «Сабчота Сакартвело», 1976.
- Вахания Д. Е. Структурные этажи юрских отложений Окумского поднятия. Сб. трудов ВНИГНИ, вып. 205, Тбилиси, «Сабчота Сакартвело», 1976.
- Гамкрелидзе П. Д. Тектоника. В кн.: Геология СССР, т. X, ГССР, ч. I, М., «Недра», 1964.
- Гамкрелидзе И. П. Строение и развитие западной части Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. Геотектоника, М., 1969.
- Гегучадзе Ш. Х. Геология и история развития Рион-Квирильского междуречья (на груз. яз.). Труды Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., 1973, вып. 42.
- Гуджабидзе Г. Е. Геологическое строение средней части междуречья Ингури-Цхенискали. Автореферат кандид. дисс., Тбилиси, «Мецниереба», 1967.
- Джанелидзе А. И. Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхуми. Изд. Груз. фил. АН СССР, Тбилиси, 1940.
- Джанелидзе А. И. Направление тектонических исследований в Грузии. Труды Геол. ин-та АН ГССР, сер. геол., т. X(XV), Тбилиси, 1957.
- Джанелидзе Т. В., Папава Д. Ю., Девдариани Е. И. О некоторых особенностях байосской вулканогенной свиты юго-восточной периферии Дзирульского массива. Изв. Геол. об-ва Грузии, 1973, т. VIII, вып. 1, 2.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Труды Ин-та геол. и минерал. АН ГССР, Моногр., № 1, Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Условия образования юрских углей Грузии в связи с ее тектоническим развитием. Труды Геол. ин-та АН ГССР, т. X(XV), Тбилиси, 1957.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. Литология батских отложений района Хрейти-Мухури. Труды Геол. ин-та АН ГССР, сер. мин.-петр., т. IV, 1958.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. Литология и палеогеография полосы среднеюрских угленосных отложений Западной Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1961.

- Дзоценидзе Г. С., Азизбеков Ш. А. и др. Особенности развития мезозойского и кайнозойского магматизма Кавказа. Тезисы докладов на II Советско-Индийском симпозиуме, Тбилиси, 1975.
- Зесашвили В. И. Средняя юра. В кн.: Геология СССР, ч. X, ГССР, ч. I, М., «Недра», 1964.
- Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Труды Геол. ин-та АН ГССР, моногр., сер. геол., т. III (VII), Тбилиси, 1947.
- Кахадзе И. Р., Цагарели А. Л., Нуцубидзе К. Ш., Зесашвили В. И. Нижне- и верхнеюрские отложения западной части Северного Кавказа и их сопоставление с аналогичными отложениями Грузии. Труды ГИН АН ГССР, т. X (XV), Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1957.
- Лалиев А. Г. Юго-Осетинская геологоразведочная партия. Труды Груз. филиала треста «Азнефтеразведка», № 1, Тбилиси, 1936.
- Лобжанидзе Г. П. О соотношении складчатых структур в юрских и меловых образованиях Окрибско-Хреитской зоны. Сообщ. АН ГССР, 1977, 88, № 1.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963.
- Мефферт Б. Ф. Юрские отложения Западного Закавказья. Тектоника Западного Закавказья. В кн.: Геология СССР, т. X, Закавказье, ч. I. Комитет по делам геологии при СНК СССР, М.—Л., 1941.
- Химшиашвили Н. Г. Верхнеюрская фауна Грузии. Труды сектора палеобиологии АН ГССР, Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1957.
- Папава Д. Ю. Основные вопросы геологии Триалети и смежных районов в связи с перспективами нефтегазоносности мезозойских отложений. Труды ВНИГНИ, вып. 188, Тбилиси, «Мецниереба», 1975.
- Топчишвили М. В. Стратиграфия и фауна нижнеюрских отложений Дзирульского массива. Труды Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., 1969, вып. 21.
- Чихрадзе Г. А. Литология нижнеюрских отложений центральной части Южного склона Большого Кавказа. Автореф. доктор. дисс., Тбилиси, «Мецниереба», 1975.
- Эдилашвили В. Я., Бакрадзе И. В., Леквинадзе Р. Д. К вопросу перспективности месторождения каменного угля в Западной Грузии. Геол. сборник. КИМС, № 1, Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1959.
-

**ОПУБЛИКОВАННЫЕ НАУЧНЫЕ ТРУДЫ АКАДЕМИКА
Г. С. ДЗОЦЕНИДЗЕ**

1938 г.

Вулканические вершины Короглы и Тавкветили. Заповедники и памятники природы Груз. ССР. Тбилиси, «Техника да шрома», стр. 144—154 (на груз. яз.).

Карстовые пещеры: Цхалтубо и Сатаплиа. В кн.: «Памятники природы и заповедники Грузинской ССР», вып. I, Тбилиси, стр. 121—131 (совместно с Н. Канделаки) (на груз. яз.).

Окаменелый лес Годердзского перевала. Заповедники и памятники Груз. ССР. «Техника да шрома», стр. 132—135 (на груз. яз.).

Минералогия — учебник для вузов на груз. яз. Госиздат Грузии, стр. 209 (совместно с И. Кипшидзе и Г. Гвахария (на груз. яз.).

Материалы по петрографии порфиритовой серии (В. Рача и Юго-Осетия). Изв. Геол. ин-та АН ГССР, т. 3, вып. 3, стр. 197—359.

1940 г.

Некоторые щелочные породы Аджаро-Имеретинского хребта (тезисы доклада). Изд-во ТГУ.

1941 г.

Геолого-петрографический очерк и полезные ископаемые басс. верх. теч. р. Мокви в Абх. АССР. Труды Груз. геологич. управления, в. V, стр. 173—203 (совместно с Н. Астаховым и А. Горбаченко).

О происхождении материала юрских осадочных толщ Западной Грузии (тезисы доклада). Изд-во АН ГССР.

Коллофанит в свите Мтавари. Сообщ. АН Груз. ССР, т. II, № 6, стр. 521—522.

Шлиховая изученность Грузии (тезисы доклада). Изд-во ТГУ.

Перспективы поисков бокситов в Грузии (тезисы доклада). Изд-во ТГУ. 2 стр.

Геолого-петрографический очерк южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Хевсуретии. Труды Груз. геологич. управ., в. V, стр. 126—172 (совместно с В. Крестниковым).

1942 г.

О некоторых вопросах образования альбитовых диабазов. Сообщ. АН ГССР, т. 3, № 4, стр. 323—330.

1943 г.

Анальцит осадочного происхождения в батских углистых сланцах окрестностей г. Кутаиси. Сообщ. АН ГССР, т. IV, № 10, стр. 993—1002.

Кластические породы в порфиритовой серии. Сообщ. АН ГССР, т. IV, № 7, стр. 673—679.

К вопросу о возрасте чаухских диабазов. Сообщ. АН ГССР, т. IV, № 1, стр. 47—52.

1944 г.

Домиоценовые вулканогенные толщи и их связь с основными геотектоническими единицами Грузии (тезисы доклада). Изд-во АН ГССР.

1945 г.

К вопросу о генезисе баритовых месторождений Западной* Грузии. Сообщ. АН ГССР, т. IV, № 8, стр. 601—609.

1947 г.

Первая нефелиновая порода в Грузии. ДАН СССР, т. 58, № 5, стр. 871—873.

Основные черты развития вулканизма в Грузии от палеозоя до миоцена. ДАН СССР, т. 58, № 7, стр. 1439—1442.

1948 г.

Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Инст. геологии и минерал. АН ГССР, № 1, стр. 407.

Молодые диоритовые породы окрестностей г. Кутаиси. Изд-во ТГУ. 97 стр.

К петрографии лав в окрестностях Тбилиси. Сообщ. АН ГССР, т. 9, № 3, стр. 173—178.

Эволюция химизма вулканических горных пород от палеозоя до миоцена в связи с геотектонической историей Грузии. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, т. XXIII, № 3, стр. 73—88.

1949 г.

Новый интрузив анальцитомового сиенита на северном склоне Аджаро-Имеретинского хребта. Сообщ. АН ГССР, т. X, № 8, стр. 477—481 (совместно с Н. И. Схиртладзе).

Новый выход юрского кварцевого диорита в Дзирульском кристаллическом массиве. Сообщ. АН ГССР, т. X, № 2, стр. 99—102 (совместно с Н. И. Схиртладзе).

О наличии основной фации в нижнелейасовом эффузивном вулканизме Грузии. ДАН СССР, т. 65, № 4, стр. 683—692 (совместно с Н. И. Схиртладзе).

1950 г.

Задачи литологии осадочных образований Грузии. План работы и тезисы докладов XXVIII научной сессии отделения математических и естественных наук, Изд-во АН ГССР, Тбилиси, стр. 8—10.

Новые данные о петрографии нижнелейасовой вулканогенной толщи Грузии. Труды Геол. ин-та, т. II (совместно с Н. И. Схиртладзе), стр. 149—160.

О литологии питающей области лейасских осадков Дзирульского массива. Труды Геол. ин-та АН ГССР, т. II, стр. 183—187 (совместно с Н. Схиртладзе и И. Чечелашвили).

1951 г.

Гиперстеновые порфириды в продуктах мезозойского вулканизма Грузии. Сообщ. АН ГССР, т. XII, № 8, стр. 493—498.

Развитие магматических явлений в Кутаисском районе. Сб. трудов Геол. ин-та АН ГССР, стр. 49—59.

Жизнь и творчество Твалчрелидзе А. А. «Техника да шрома», № 12, стр. 5—8 (на груз. яз.).

1953 г.

Новые данные по литологии юрских отложений Западной Грузии. Труды конф. по вопросу регион. геологии Закавказья. Баку, стр. 37—43.

Анальцимовый горизонт в батской угленосной толще окр. Кутаиси. Сб., посвящ. акад. Д. Белянкину. Изд-во АН СССР, стр. 301—310 (совместно с Н. Схиртладзе).

Задачи литологии осадочных образований Грузии. Тр. Геол. ин-та, АН ГССР, т. 7(12), стр. 29—40.

Литология лейасских отложений Дзирульского массива. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, т. III, стр. 109—187 (совместно с Н. Схиртладзе и И. Чечелашвили).

Петрография некоторых базальтов Грузинской ССР и перспективы их использования в камнелитейном деле. Вопр. петрогр. и мин., т. I, стр. 352—366 (совместно с А. А. Твалчрелидзе и Н. И. Схиртладзе).

1954 г.

Об одном случае миграции фосфата кальция в фосфоритовом месторождении. Сообщ. АН ГССР, т. XV, № 10, стр. 679—684.

1956 г.

Существуют ли в окрестностях Тбилиси потухшие вулканы. Изд. Груз. об-ва по распр. полит. и научных знаний, стр. 27 (на груз. яз.).

Аутигенные минералы в угленосной толще Окрибы. В сб.: «Вопросы минералогии», Львов, Изд. Львовского государственного университета, стр. 326—336 (совместно с Н. Схиртладзе и И. Чечелашвили).

Литология и палеогеография среднеюрских угленосных отложений Зап. Грузии. Мат. Второго угольного геолог. совещания. М., Изд-во АН СССР, вып. V, стр. 217—226 (совместно с Н. Схиртладзе и И. Чечелашвили).

Литология батских отложений Окрибы. Монографии Геол. ин-та АН СССР, № 7, 167 стр. (совместно с Н. Схиртладзе и И. Чечелашвили).

1957 г.

Палеогеновый вулканизм Грузии в связи с тектогенезом. Тр. XX сессии МГК. Мехико, стр. 495—509.

Древняя кора выветривания в Грузии. Тезисы докладов университетов Закавказья, Баку.

Условия образования юрских углей Грузии в связи с ее тектоническим развитием. Тр. Геол. ин-та АН СССР, геол. сер., т. X(XV), стр. 157—169.

1958 г.

Литология батских отложений Мухурского и Хреитского районов. Тр. Ин-та геол. и минерал. АН СССР, т. IV, стр. 107—153 (совместно с Н. Схиртладзе и И. Чечелашвили).

Материалы по литологии до батских формаций Ткварчельского каменноугольного м-ния и смежных районов. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. IV, стр. 65—106 (совместно с Н. Схиртладзе и И. Чечелашвили).

О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии). В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, стр. 488—499.

1959 г.

О вулканических формациях Грузии. Труды Геол. ин-та АН СССР. Тбилиси, Изд-во АН СССР, стр. 141—148.

Петрография верхнеэоценовой щелочной вулканогенной толщи и связанные с ней проявления бентонитовых глин. Тр. Тбилисского гос. ун-та, т. 72, стр. 95—146 (совместно с А. А. Твалчрелидзе, Н. И. Схиртладзе, А. И. Джанелидзе), Мнатоби, № 5, стр. 1—9.

1960 г.

Петрографические провинции Закавказья. Труды Советского Национального Комитета к XXI сессии МГК, стр. 143—154.

Жизнь и деятельность А. Джанелидзе. «Накадули», 25 стр. (на груз. яз.).

1961 г.

Генетические типы м-ний глин Грузии. Матер. II пленума комиссии по изучению глин (инф. бюлл.). Изд. АН СССР, стр. 12—28.

Литология и палеогеография полосы среднеюрских угленосных отложений Зап. Грузии Изд-во АН ГССР, 111 стр. (совместно с Н. Схиртладзе).

1962 г.

Древние коры выветривания в Грузии. Тезисы докладов к совещанию по древним корам выветривания, М., стр. 3—5.

Юрский вулканизм Закавказья. Труды I Всесоюзн. вулканолог. совещ. М., Изд-во АН СССР, стр. 139—148.

The development of effusive volcanic processes with reference to the geotectonic history of Georgia. Bull. volcanol., v. 24 (совместно с Н. Схиртладзе), стр. 181—186.

1963 г.

О типах рудных месторождений, связанных с эффузивным вулканизмом геосинклинальных зон (на примере Кавказа). В кн.: «Рудоносность вулканогенных формаций». Тезисы докладов, М., стр. 27—29 (совместно с Г. Твалчрелидзе).

К вопросу классификации песчаников. Труды Грузинского геол. общества, т. 3, стр. 31—42.

Возраст и условия образования древних кор выветривания Грузии. «Кора выветривания», в. 5, Изд-во АН СССР, стр. 340—350.

Левинсон-Лессинг и проблема диабазов Кавказа. В кн.: «Проблема магмы и генезиса изверженных горных пород». Сборник симпозиума, посвящ. 100-летию со дня рожд. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, стр. 119—128.

Paragenesis of the analcime and halloysite in the Bathonian sediments of Georgia. Proceed. of the clay conference. Pergamon Press, v. 2, p. 8 (совместно с Н. Схиртладзе).

Влияние вулканизма на образование осадков. Шестое Всесоюзн. литол. совещ. Тезисы докл., стр. 3—8.

The genesis of bentonites of the Georgian SSR. Proceed. of the clay conference. Pergamon Press, v. 2, p. 8 (совместно с Г. Мачабели).

1964 г.

Донеогеновый вулканизм Грузии. В кн.: «Геология СССР», т. X, М., «Недра», стр. 387—427.

Проблема связи вулканизма с тектоникой на примере Кавказа. XXII сессия МГК. Докл. советских геологов, проб. № 11, стр. 39—53.

Палеогеновый вулканизм Закавказья и связанное с ним оруденение. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. АН СССР, т. VII, М., стр. 181—182.

К вопросу о металлогенических обобщениях. Известия АН СССР, сер. геол., № 7, стр. 104—106 (совместно с Г. Твалчрелидзе).

Тектоническое положение щелочных пород Кавказа. В кн.: «Происхождение щелочных пород». М., «Наука».

Characteristic features of the Cretaceous volcanism of the Caucasus and its relation to tectonics. Bull. Volcanol., v. 27. стр. 3—7.

1965 г.

О роли вулканизма в эндогенном рудообразовании. Изв. вузов, сер. геология и разведка, № 10, стр. 148—149 (совместно с В. И. Смирновым).

Влияние вулканизма на образование осадков. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и связанные с ними полезные ископаемые». «Наука», стр. 24—43.

Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», стр. 156.

О роли изоморфного захвата бария и марганца в обогащении или постмагматических продуктов. В кн.: «Проблемы геохимии». «Наука», стр. 123—127.

Итоги VI Всесоюзного литологического совещания и задачи изучения вулканогенно-осадочных формаций. «Советская геология», № 1, стр. 152—156.

Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. Тезисы докл. Межд. коллоквиум по тектонике альпийской складчатой области Европы и Малой Азии, стр. 5—6.

Некоторые новые данные по петрографии эоценовой вулканогенной толщи басс. р. Тбети (Аджария). Сообщ. АН СССР, т. 38, № 1 (совместно с Н. Схиртладзе и В. Коява), стр. 117—123.

О типах рудных м-ний, связанных с вулканизмом геосинклинальных зон (на примере Кавказа). Докл. на совещ. по пробл. «Рудоносность вулк. формаций». «Недра» (совместно с Г. Твалчрелидзе), стр. 136—148.

О некоторых общих особенностях вулканизма и металлогении Болгарии и Грузии. Труды VII конгресса, КБА, София, стр. 163—167.

О генезисе Чиатурского м-ния марганца. «Литология и полезные ископаемые», № 1, стр. 3—17.

Металлогения вулканогенных формаций Малого Кавказа. Мат. 22 МГК, проблема № 16 г, М., «Недра», стр. 141—149 (с соавторами).

1966 г.

Влияние вулканизма на образование осадков. В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.

Проблема цеолитов на XXII сессии МГК. В кн.: «Проблемы геологии на XXII сессии МГК». М., «Наука», стр. 396—405.

О роли вулканизма в эндогенном рудообразовании. Изв. вузов (геол. и разведка), № 10, стр. 148—149.

О некоторых особенностях подводных извержений. Труды II Всесоюзн. вулканич. совещания на Камчатке. «Современный вулканизм», т. I, 1966, стр. 17—23.

Проблема «Базальты плато». В кн.: «Проблемы геологии на XXII сессии МГК». М., «Наука» (совместно с В. Белоусовым), стр. 146—164.

Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. «Геотектоника», № 3, стр. 15—30.

1967 г.

Дмитрий Иванович на Кавказе. Сб., посвящ. акад. Д. И. Щербакову. «Наука» (совместно с Г. Твалчрелидзе).

О субвулканической фашии мелового вулканизма Грузии. Сб., посвящ. Б. И. Пийпу. Тр. ин-та вулканол. СО АН СССР, в. 24, стр. 168—172.

Некоторые особенности вулканогении среднеюрского Понтийско-Сомхитского пояса. Тр. VII конгресса КПА, Киев, стр. 256—270 (совместно с Г. Твалчрелидзе).

О рудоносности эффузивного вулканизма. «Сов. геология», № 9, (совместно с Г. Твалчрелидзе), стр. 19—33.

1968 г.

Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. «Недра», стр. 313.

Роль вулканизма в рудообразовании. XXIII сессия МГК, докл. сов. геологов, проблема 7, М., «Наука», стр. 175—184.

Опыт сопоставления мезо-кайнозойского вулканизма Кавказа, Крыма, Балкан и Карпат. XXIII сессия МГК, доклады совет. геол., проблема 2, стр. 44—53.

Сравнительная характеристика магматизма и металлогении Кавказа, Крыма и Карпат. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, стр. 3—16 (совместно с Г. Твалчрелидзе).

Über die Erzhoffigkeit des effusiven Vulkanismus s. 630—633, Zeitschrift für Angewandte Geologie. Bd. 14, 11, 12.

Essay of Comparison of the Meso-Cenozoic Magmatism of the Caucasus, Crimea, Balkans and Carpathians. XXIII Int. Geol. Cong., v. 2, p. 81—99. 1969 г.

1969 г.

Опыт сопоставления магматизма Кавказа, Ирана и Турции. В кн.: «Мат. V Всесоюзн. петрограф. совещ.». Баку, стр. 14—15 (совместно с Ш. А. Азизбековым).

Вулканизм и литогенез. Тезисы к III Всесоюзн. вулк. совещ. Львов. В кн.: «Вулканизм и форма минеральных месторождений в Альп. геосинклинальной зоне», стр. 4—5.

Роль вулканизма в формировании месторождений железных руд. Труды СИИГИМС (вулканизм и рудообразования) в. 90, стр. 7—22.

1970 г.

Свинцово-цинковое м-ние Блейберг в Восточных Альпах. «Геология рудных м-ний», № 2, стр. 83—89 (совместно с Г. Твалчрелидзе).

Проблема влияния вулканизма на осадочный процесс. Докл. на III Всесоюзн. совещ. в Москве в 1968 г. В кн.: «Состояние и задачи совещ. литологии». «Наука», стр. 103—117.

Вулканизм и рудообразование. «Литология и полезн. ископаемые», № 2, стр. 64—75.

О некоторых общих особенностях мезо-кайнозойского магматизма Карпат, Балкан, Крыма и Кавказа. В кн.: «Проблема металлогении и магматизма Кавказа». «Наука», стр. 24—46.

Магматизм Кавказа, Ирана и Турции. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, стр. 15—24 (совместно с Ш. А. Азизбековым).

Несколько замечаний по поводу книги «Закономерности развития магматизма складчатых систем». «Советская геология», № 2, стр. 143—144 (совместно с Г. М. Заридзе и М. М. Рубинштейном).

Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенных обломочных пород. В кн.: «Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород», стр. 7—22 (совместно с Н. В. Хворовой).

1971 г.

Acid volcanism of the Stage of Subsidence of Geosynclines. IUGG XV General Assembly, Moscow, p. 1—13.

1972 г.

Д. С. Белянкин и вопросы петрологии диабазов Кавказа. Сб., посвященный Белянкину. «Наука», стр. 31—54.

Александр Твалчрелидзе. Труды ТГУ, А5 (147), 4 стр. (на груз. яз.).

Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза. «Геология рудных месторождений», т. XIV, № 5, стр. 3—22.

Основные черты магматизма и металлогении Карпатско-Кавказского участка Средиземноморской геосинклинали. Труды ТГУ, № 3, (144), стр. 51—53 (совместно с Г. Твалчрелидзе).

Сопоставление магмат. явлений Кавказа, Ирана и Турции. Известия АН СССР, т. 2, стр. 112—113 (совместно с Ш. Азизбековым).

On the volcanic sedimentary origin of some sedimentary iron-ore deposits. TGS XXIV Session, Sec. 4, Montreal.

1973 г.

Вулканизм и литогенез докембрия. В сб., посвящ. акад. АН Болгарии И. Костову. София.

За тайнами огненных кратеров. В кн.: Е. К. Мархинин. Цепь Плутона. М., «Мысль», стр. 227—233.

Особенности вулканизма докембрия. В трудах совещания по докембрию. М.

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Западной Канады. «Геол. рудных месторождений», т. XV, № 2, стр. 28—42 (совместно с Барсуковым и др.).

1974 г.

Рудоносность вулканогенных формаций и вулканогенные месторождения. Труды I Всесоюзн. палеовулканол. симпозиума. М. (совместно с В. И. Смирновым и В. Н. Котляром).

Вулканокластические продукты и проблема их эволюции. В кн.: «Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза», стр. 4—12 (совместно с Е. К. Мархининым).

Новые данные по генезису Чиатурского и Квирильского месторождения марганца. Для венгерского журнала «Аста».

О вулканизме докембрия. «Минерогенезис», София, стр. 55—62.

Хемогенное вулканогенно-осадочное породообразование. В сб.: «Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза», стр. 13—21 (совместно с И. В. Хворовой).

New evidence on the origin of the Chiatura manganese deposit. Acta Mineral.—Petrog. Szeged, XXI, № 2, p. 159—165.

1975 г.

60-летие Георгия Александровича Твалчрелидзе. «Советская геология», № 3, стр. 112—113.

Вулканизм и литогенез докембрия. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», в. 4, кн. I, стр. 24—34.

Меловой и палеогеновый магматизм Кавказа и связанное с ним оруденение. В кн.: Меловой и палеогеновый магматизм Кавказа, стр. 1—5.

Памяти академика АН ГССР А. И. Джанелидзе. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 12, стр. 133—134.

Особенности развития мезозойского и кайнозойского магматизма Кавказа. Советско-Индийский симпозиум, тезисы докладов. Тбилиси, стр. 26—30 (соавт. Ш. А. Азизбеков, Р. Н. Абдулаев, Г. Г. Гаджиев, Г. П. Багдасарян, А. Г. Долгих, А. В. Непреба).

1976 г.

Мезо-кайнозойский вулканизм Грузии. Тезисы докладов, Изд-во АН ГССР, Тбилиси, стр. 37—41 (совместно с В. И. Гугушвили, Т. В. Джанелидзе, Г. С. Закариадзе, А. Л. Канчавели, М. Б. Лордкипанидзе, Г. А. Микадзе, Г. Ш. Надарейшвили, Н. И. Схиртладзе, М. Г. Таишвили).

Генетические типы пирокластического материала в докембрии. «Советская геология», № 2, стр. 39—46.

Кислый вулканизм доорогенной стадии развития эвгеосинклинали. В кн.: «Очерки геологической петрологии». «Наука», стр. 7—16.

Собрание Европейских геологических обществ (Рединг, Англия, сентябрь). Изв. АН СССР, серия геологическая, № 6, стр. 138—140.

О новом эффузивном эквиваленте ультраосновных пород. ДАН СССР, т. 230, № 6, стр. 1429—1433 (совместно с Г. Надарейшвили).

О классификации вулканогенных месторождений. АН СССР, Сибирское отделение. Труды Ин-та геол. и географ., стр. 7—17.

1977 г.

Evolution of the Mesozoic and Cenozoic volcanism of the Caucasus, Himalayan geology, Vol., 7 pp. 123—135.

О возможности вулканогенно-осадочного происхождения бокситов. В сб.: «Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых», стр. 143—146.

1978 г.

О некоторых вопросах корреляции магматизма Кавказа, Крыма и Карпат. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, новая серия, 59, стр. 67—73.

О работе Кавказско-Крымско-Карпатского регионального совета и о дальнейших задачах изучения магматизма данного региона. Материалы докладов II регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси, стр. 5—12.

СОДЕРЖАНИЕ

Георгий Самсонович Дзоценидзе	5
В. Е. Хаин — Тектоника и магматизм (эволюция и некоторые аспекты проблемы)	9
Е. К. Мархинин — Роль вулканизма в образовании морской воды	18
Г. А. Твалчрелидзе, Т. В. Джанелидзе — О рудоносности геосинклинального вулканизма Большого Кавказа	26
М. А. Беридзе — Юрский базальтоидный вулканизм Большого Кавказа в свете идей академика Г. С. Дзоценидзе	35
Л. И. Тулиани — К вопросу о природе орогенного вулканизма	45
Е. Ф. Малеев — Вулканокластические грязевые породы	51
Э. Г. Малхасян — Формирование юрских вулканических пород Малого Кавказа в условиях подводной среды	60
Т. В. Иваницкий — Некоторые аспекты формы нахождения примесей в породах и рудах Грузии	65
Ш. А. Адамия, Г. С. Закаридзе, М. Б. Лордкипанидзе — Мезозойско-кайнозойский вулканизм Кавказа и его связь с тектоникой	76
Н. И. Схиртладзе, Н. И. Мревлишвили — Тектонические условия предаэленского кислого вулканизма бассейна р. Арагви	98
Г. М. Фремд — Некоторые особенности вулканогенно-осадочного литогенеза орогенных поясов	104
В. Т. Фролов — Генетические типы отложений вулканогенно-осадочных формаций	111
Л. Э. Левин, А. Н. Вирта, Г. Ш. Надарейшвили — Вулканогенно-осадочные формации в связи с поисками нефти и газа	121
Т. А. Мачабели, Л. Ш. Габисония, З. Н. Мжавия — О механизме и направлении процессов бентонитизации трахиандезитовых пемзовых туфов Гурии	134
Н. И. Хамхадзе — О связи кремне- и рудообразований в марганцевых месторождениях Грузии	141
Б. М. Михайлов — Геологические предпосылки возникновения вулканогенно-осадочных месторождений глиноземного сырья	147
В. И. Лебединский, Л. П. Кириченко — Роль вулканизма в образовании бентонитовых глин Украины	155
В. Р. Надирадзе — Рудокласты Раро-Мугутского медно-пирротинового проявления в Юго-Осети	165
М. Ф. Хучуа — О влиянии вулканизма на образование нижнемеловых отложений Рача-Лечхумской синклинали	171
И. Д. Чечелашвили, Э. В. Варсимашвили — Гранулометрический спектр и фациальные особенности верхнеюрско-мелового флиша Южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии)	178
Г. А. Чихрадзе — О характере обломочного материала юрских и меловых терригенных отложений Южного склона Большого Кавказа	189
Е. К. Вахания — К вопросу среднеюрской палеогеографии Грузии	199
Опубликованные научные труды академика Г. С. Дзоценидзе	209
	219

УДК 551.24:552

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ (ЭВОЛЮЦИЯ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ). Хаин В. Е. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

В статье указывается, что проблема магматизма и тектоники имеет несколько самостоятельных аспектов. Один из них — это роль магнообразования и подъем магматических расплавов в тектонических движениях и изменении структуры Земной коры. Второй аспект проблемы заключается в приуроченности определенных типов магматических формаций к определенным крупным структурным элементам Земной коры. Третий состоит в изучении связи эволюции магматизма с эволюцией основных структурных областей Земной коры, четвертый — в анализе общей эволюции магматизма в связи с глобальной направленностью эволюции Земной коры. Этот аспект обозначился лишь в последнее десятилетие.

УДК 551.21:551.463

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ОБРАЗОВАНИИ МОРСКОЙ ВОДЫ. Мархинин Е. К. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

В статье показывается, что во время вулканических взрывов на поверхность Земли поступает 3—4 весовых процента магматической воды (от общей массы ювенильных продуктов извержения). Только в течение одного извержения вулкана Толбачик (Камчатка) в 1975—1976 гг. было извергнуто 54 млн. т. магматической воды. За геологическую историю, благодаря вулканической и поствулканической деятельности, могла накопиться вся масса воды Мирового океана. Средний годовой ее прирост составляет $\sim 4 \cdot 10^8$ т. Этой величине соответствует повышение уровня Мирового океана приблизительно на 1 мм в год. Поступление в океан солей из свежих пирокластических продуктов и привнос их фумаролами и гидротермами обусловили формирование солевого состава современной морской воды.

Табл. 2, библи. 5 назв.

УДК (551.21:551.242.3):553.2(479)

О РУДОНОСНОСТИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА БОЛЬШОГО КAVKAZA. Твалчрелидзе Г. А., Джанелидзе Т. В. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

На фоне краткого освещения истории исследований по проблеме рудоносности эффузивного вулканизма, выдвинутой в 1958 г. Г. С. Дзоценидзе, рассматриваются две группы колчеданных месторождений Большого Кавказа: палеозойская зона Передового хребта и юрская зона Южного склона. Первая из них относится к месторождениям уральского типа и генетически связана с кислыми дифференциатами базальтоидного геосинклинального вулканизма контрастной формации. Эволюция ру-

доносного вулканизма соответствует развитию палеозойского океанического бассейна, замкнувшегося в конце герцинского тектонического цикла.

Медно-пирротиновые и колчеданно-полиметаллические месторождения второй группы размещены в сланцевой эвгеосинклинали, возникшей в виде глубокого бассейна типа окраинного моря в начале юры в результате деструкции палеозойской континентальной коры. Направление эволюции геосинклинали вулканизма здесь следует в обратном направлении по антидромному ряду от липаритов к толеитовым базальтам. С последними пространственно и во времени связано оруденение. Можно полагать, что данное обстоятельство обусловлено длительностью существования гидротермальной системы.

Библ. 31 назв.

УДК 551.21:551.762(479)

ЮРСКИЙ БАЗАЛЬТОИДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В СВЕТЕ ИДЕИ АКАДЕМИКА Г. С. ДЗОЦЕНИДЗЕ. Беридзе М. А. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

Приводится анализ идей академика Г. С. Дзоценидзе о главных петрологических типах и возрасте диабазов Большого Кавказа с привлечением данных как предыдущих исследователей, так и новейших материалов, полученных в течение последних лет. Заостряется внимание на состоянии ряда нерешенных вопросов базальтоидного вулканизма, выдвигаемых академиком Г. С. Дзоценидзе.

УДК 551.21:550.34

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ОРОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА (ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ). Тулиани Л. И. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

Динамика Кавказского региона и Японской островной дуги на орогенном этапе находится в зависимости от распространения первого от поверхности слоя пониженной вязкости, который может пересекать основные разделы в коре и верхней мантии. Нагнетание мантийного материала вызывает не только высокоамплитудные поднятия, но и орогенный вулканизм.

Рис. 2, библ. 18 назв.

УДК 551.217.3

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГРЯЗЕВЫЕ ПОТОКИ. Малеев Е. Ф. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

Выделяются и описываются два типа грязевых (лахаровых) потоков — наземные и подводные, образованные вулканическими и невулканическими процессами; даются критерии их диагностики, полученные при изучении камчатских потоков.

Рис. 3, табл. 1, библ. 8 назв.

УДК 551.217:551.762(479)

ФОРМИРОВАНИЕ ЮРСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД МАЛОГО КАВКАЗА В УСЛОВИЯХ ПОДВОДНОЙ СРЕДЫ. Малхасян Э. Г. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

Юрские лавовые и пирокластические породы Армении образованы в подводных условиях и по своему химическому и минералогическому составу, текстурным и структурным особенностям аналогичны спилитовым образованиям Грузии и Крыма.

Библ. 10 назв.

УДК 552.1+553.2(479.22)

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ПРИМЕСЕЙ В ПОРОДАХ И РУДАХ ГРУЗИИ. Иваницкий Т. В. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

В работе на фоне современных представлений о форме нахождения примесей в минералах на фактическом материале в отношении содержания свинца, цинка и меди в минералах интрузивных пород и кадмия, таллия, селена и теллура в сульфидах гидротермальных месторождений Грузии высказывается ряд соображений о форме их нахождения. Некоторый акцент делается на роль субструктурных примесей и ионной диффузии в локализации примесей при взаимозамещении изоструктурных минералов.

Библ. 52 назв.

УДК (551.21:551.76/77):551.24(479)

МЕЗОЗОЙСКО-КАИНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ КАВКАЗА И ЕГО СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

В статье дан краткий анализ мезозойско-кайнозойского вулканизма Кавказа в связи с его альпийской геодинамикой. Показано место Кавказа в центральном сегменте Средиземноморского складчатого пояса и его структурные связи с сопредельными территориями (Турция, Болгария, Иран). Показано, что, начиная с юры, исследуемая территория развивается как активная окраина Евразии, состоящая из двух кулисообразно расположенных систем островных дуг и окраинных морей — Кавказско-Понтийской и Центрально-Иранско-Эльбурской. Эти две системы были разделены Малокавказским океаническим бассейном, который в мезозое, очевидно, представлял собой северную, относительно узкую ветвь Тетиса, основная ось которого проходит по офиолитовым поясам Северной Анатолии — Загроса. В течение юрско-неокомского, альбско-верхнемелового и палеогенового вулканических циклов Кавказская активная окраина маркируется контрастной парой вулканических поясов — известково-щелочным андезитовым поясом островодужного типа и расположенными в тылу последнего базальтовыми сериями окраинных и интрадуговых морей. В неоген-четвертичное время (пост-коллизивная стадия) андезитовые пояса сохраняют латеральную петрохимическую зональность и другие петрохимические особенности, характерные для вулканических серий активных окраин. Вместе с тем значительную роль приобретают поперечные разломные структуры, наряду с андезитовым, характеризующиеся щелочно-базальтовым или базальт-трахитовым вулканизмом типа континентальных рифтов.

Рис. 3, библ. 33 назв.

УДК (551.24:551.21):551.762(479.22)

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРЕДААЛЕНСКОГО КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА БАССЕЙНА р. АРАГВИ. Схиртладзе Н. И., Мревлишвили Н. И. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

Рассматривая тектоническое положение и время проявления кислых вулканических пород района Душети, показано, что эти породы (альбитофиры и дациты) приурочены к периферии срединного массива. Приведены краткие петрографические и петрохимические особенности пород. Высказывается предположение об их древнем — доюрском возрасте.

Рис. 1, табл. 1, библиограф. 13 назв.

552.11:(551.21/552.14)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА СРОГЕННЫХ ПОЯСОВ. Фремд Г. М. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси. «Мецниереба», 1981.

Формирование вулканогенно-молассовых (лахаровых) комплексов происходит в субаэральных условиях в связи с деятельностью наземных вулканов; распространяясь на огромные площади, они часто несут с собой опустошительные разрушения.

Орогенные вулканические пояса состоят из отдельных вулканотектонических структур, развивающихся синхронно, в связи с деятельностью разноглубинных, отличающихся по составу магматических очагов, чем и обусловлено внутри них резкое фациальное различие.

Библиограф. 23 назв.

УДК (551.21/552.14):553.06

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ. Фролов В. Т. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

На основе изучения современных и древних вулканических и вулканогенно-осадочных образований различных регионов СССР и Австралии разработана полная классификация их генетических типов и определены их способы образования и ряд диагностических признаков. Выделены три генетических ряда: вулканический, осадочно-вулканический и вулканогенно-осадочный, отражающие уменьшение степени эндогенности. Рассмотрены три формы вулканической деятельности: эффузивная, эксплозивная и гидротермальная, с которой объединены и прямо не связанные с вулканизмом проявления гидротермального породообразования зон разломов. Отмечаются образования как суперкрупные (наслоенные, надкоровые), так и интракрупные (внутрикоровые).

Разработанная классификация помогает палеогеографическим и палеовулканологическим реконструкциям и поискам полезных ископаемых, связанных с вулканогенно-осадочными формациями.

Табл. 1, библиограф. 32 назв.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ НЕФТИ И ГАЗА. Левин Л. Э., Вирта А. Н., Надарейшвили Г. Ш. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

Статья посвящена новому практическому аспекту проблемы изучения вулканогенно-осадочных формаций, касающейся выделения типов пород — возможных коллекторов нефти и газа.

Сравнительный анализ вулканогенно-осадочных формаций, слагающих разрезы современных и древних островных дуг, проведенный на примере Курильских островов и Кавказского региона, установил, что оптимальными коллекторскими свойствами характеризуются риолитовые и риодацитовые пемзовые туфы. В благоприятных условиях вулканогенно-осадочные формации являются перспективными на поиски залежей углеводородов.

Рис. 3, библиограф. 25 назв.

УДК 553.611.6:552.313.8(479.22)

О МЕХАНИЗМЕ И НАПРАВЛЕНИИ ПРОЦЕССОВ БЕНТОНИТИЗАЦИИ ТРАХИАНДЕЗИТОВЫХ ПЕМЗОВЫХ ТУФОВ ГУРИИ. Мачабели Г. А., Габисония Л. Ш., Мжавия З. Н. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

Развивая идею Г. С. Дзоенидзе о гидротермально-эвгзалиционном генезисе Асканского месторождения бентонитов, показано, что монтмориллонит с примесью хлорита, адуляра, кристобалита и других слоистых силикатов формировались в начальной стадии, до литификации пемзовых туфов и стекловатых лав трахиандезитового состава (средний эоцен). Допускается, что циркуляция газов и паров, выделившихся из тех же вулканических очагов, откуда выбрасывались материнские для бентонитов гялоклоласты, определила аутометасоматический характер изменения, с существенным преобладанием такого выгодного в энергетическом отношении минерала, каким является монтмориллонит.

Рис. 1, библиограф. 22 назв.

УДК 553.2:553.32

О СВЯЗИ КРЕМНЕ- И РУДООБРАЗОВАНИИ В МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ГРУЗИИ. Хамхадзе Н. И. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

Основные марганцевые месторождения Грузии по условиям образования группируются на осадочные и гидротермальные.

Синхронность проявления кремнистой и марганцевой рудной минерализации, сходство петрохимических особенностей заведомо гидротермальных и осадочных месторождений позволяют считать их продуктами общего минерогенетического процесса, связанного с тектоно-гидротермальной активизацией, сформировавшихся, однако, в различных геологических условиях.

Библиограф. 19 назв.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГЛИНОЗЕМНОГО СЫРЬЯ. Михайлов Б. М. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

Детальное исследование в районе Загликского месторождения алунитов показало, что это месторождение возникло в результате природной реализации процесса разделения алюминия и кремния при резком повышении рН ультракислых богатых глиноземом гидротермальных вод. При их попадании в лагуну с морской водой этот процесс был теоретически предсказан Г. С. Дзоценидзе. Таким образом, алунитовые руды Загликского месторождения можно представить как «вулканогенно-осадочные (гидротермальные) бокситы». Поиски их следует проводить в областях с регрессивным типом вулканогенно-осадочного разреза.

Рис. 3, библиограф. 12 назв.

УДК 551.21:553.611.6(477)

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ОБРАЗОВАНИИ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН УКРАИНЫ. Лебединский В. И., Кириченко Л. П. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

Прослежена роль вулканизма в образовании бентонитовых глин Украины. Показана определяющая роль вулканизма в возникновении монтмориллонитовых глин наиболее важных бентонитовых провинций Украины. В каждой из шести провинций сказалось влияние вулканизма, а в трех из них (Закарпатского прогиба; Предкарпатского прогиба, Львовской мульды и Вольно-Подольской плиты; Горного Крыма) вулканизм был процессом, определившим возникновение бентонитовых глин.

Рис. 1, библиограф. 21 назв.

УДК 553.2:553.43(479.225)

РУДОКЛАСТЫ РАРО-МУГУТСКОГО МЕДНО-ПИРРОТИНОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ В ЮГО-ОСЕТИ. Надирадзе В. Р. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

В статье приведено описание Раро-Мугутского медно-пирротинового оруденения, одного из ярких примеров проявления рудокластов в Грузии. Здесь в кластических породах порфиритовой юры наблюдаются глыбы и обломки неправильной формы с медно-пирротинным оруденением, рассматриваемые автором как рудокласты.

На глубине допускается наличие скрытого медно-пирротинового месторождения, раздробленного при эксплозивном вулканизме, обломки которого вынесены совместно с вулканокластическим материалом.

Отмечены критерии, характерные для подобных образований с наметками дальнейших более детальных исследований.

Рис. 1, табл. 1, библиограф. 7 назв.

УДК 551.21:551.763.1(479.22)

О ВЛИЯНИИ ВУЛКАНИЗМА НА ОБРАЗОВАНИЕ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЧА-ЛЕЧХУМСКОЙ СИНКЛИНАЛИ. М. Ф. Хучуа. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

В работе показано, что в Рача-Лечхумской синклинали процессы мелового карбонатакопления на границе нижнего и верхнего мела нарушились интенсивным проявлением вулканической деятельности. В результате поступления эксплозивного, а также и резургентного материала из новообразовавшихся островов происходило накопление карбонатно-вулканогенных образований альб-сеномана.

Первые слабые проявления мелового вулканизма автором устанавливаются уже с самого начала мела.

Анализ фактического материала позволяет допустить, что на осадконакопление меловых отложений в Рача-Лечхумской синклинали большое влияние оказывали вулканические очаги, расположенные в пределах Грузинской глыбы вдоль линий разломов.

Библ. 12 назв.

УДК 552.11:551.762.3(479.22)

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СПЕКТР И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЮРСКО-МЕЛОВОГО ФЛИША ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА (в пределах Грузии). Чечелашвили И. Д., Варсимашвили Э. В. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

Детальные литологические исследования верхнеюрско-мелового флиша Южного склона Большого Кавказа в пределах Грузии показали, что все орофазы, проявившиеся в период седиментации изученного комплекса, находят свое отображение в изменении литофациального состава и гранулометрического спектра кластолитов.

Исследование вещественного состава изученных флишевых отложений дает возможность предполагать, что основным источником питания флишевых отложений являлись древний кислый субстрат и осадочный комплекс, представленный в основном сланцево-песчанистыми и карбонатными породами. В верхнемеловом флише, вместе с этим, в небольшом количестве присутствует материал размыва средних эффузивов, первичный пирокластический материал и продукты размыва меловых вулканогенов.

Рис. 12, библ. 10 назв.

УДК 551.31:551.762/763(479)

О ХАРАКТЕРЕ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА. Чихрадзе Г. А. — Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

Литологическим исследованием петрографического характера, минерального и химического состава обломочного материала юрских и меловых осадочных пород Южного склона Б. Кавказа установлено, что этот материал образовался в основном в результате физического выветривания материнских пород. Выяснены палеогеографические особенности, обусловившие преимущественное развитие процессов механического разрушения пород, при слабом их химическом разложении в течение юры и мела.

Рис. 1, библ. 17 назв.

УДК 551.8:551.762.2(479.22)

К ВОПРОСУ СРЕДНЕЮРСКОЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ГРУЗИИ. Вахания Е. К. —
Сб.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

В работе указывается, что в течение средней юры на территории Грузии произошли предбайосская и батская фазы складчатых тектонических движений и связанные с ними ааленская и позднебайосско-батская регрессии, разделенные раннебайосской трансгрессией.

Библ. 32 назв.

ВУЛКАНИЗМ И ЛИТОГЕНЕЗ

Рецензенты: докт. геол.-мин. наук Ш. И. Джавахишвили
докт. геол.-мин. наук И. П. Гамкрелидзе

ИБ 1685

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

*

Редактор издательства Г. П. Бокучава
Техредактор Э. Б. Бокерия
Художник А. В. Отрешко
Корректор Н. В. Кузнецова

Сдано в набор 26.12.1980; Подписано к печати 09.6.1981; Формат
бумаги 70×108¹/₁₆; Бумага № 2; Печатных л. 20; Уч.-издат. л. 15.1;
УЭ 01120; Тираж 1200; Заказ 4271;

Цена 2 руб. 10 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН

- УЧТЕННЫЕ БАЛАНСОМ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЕ
- ⊗ УЧТЕННЫЕ БАЛАНСОМ НЕ ЭКСПЛУАТИРУЕМЫЕ
- ⊙ НЕ УЧТЕННЫЕ БАЛАНСОМ
- КРУПНЫЕ (БОЛЕЕ 20 млн т)
- МЕЛКИЕ (МЕНЕЕ 10 млн т)
- ПРОЯВЛЕНИЯ
- ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫЕ
- ЩЕЛОЧНЫЕ
- △ БЕНТОНИТОПОДОБНЫЕ
- ① ТУРГОТЕННО-ОСАДОЧНЫЕ
- ⊖ ОСАДОЧНЫЕ
- ⊕ ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИЕ
- ⊖ ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ
- ВЫСОКОКАЧЕСТВЕННЫЕ БЕНТОНИТОВЫЕ ГЛИНЫ, НОМЕР БЕНТОНИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ГОРНО-ОБОГАТИТЕЛЬНЫЕ КОМБИНАТЫ

- ▲ ЦЕНТРАЛЬНЫЕ (ДЕЙСТВУЮЩИЕ)
- △ СЕВЕРНЫЕ (СТРОЯЩИЕСЯ)
- ПРОЕКТИРУЕМЫЕ
- △ НОВО-КРИВОРОЖСКИЙ
- △ ДНЕПРОВСКИЙ
- ВУЛКАНЫ
- * МИОЦЕНОВЫЕ
- * ПЛИОЦЕНОВЫЕ
- ⑩ ⑪ а) УКРАИНСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ШИТ И б) СКЛОНЫ УЩЕЛ И ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ
- ⑫ ⑬ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКАЯ ВПАДИНА а) ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ГРАБЕН б) БОРТА
- ⑭ Складчатое сооружение Донбасса
- ⑮ Львовский прогиб
- ⑯ Причерноморская впадина
- ⑰ Скифская плита
- ⑱ ⑲ а) Индоло-Кубанский Краевой прогиб б) Антиклинории Горного Крыма

Границы провинции бентонитовых глин

- I - Закарпатского прогиба, II - Предкарпатского прогиба Львовской мутьды и Воляно-Подольской плиты, III - Причерноморской впадины, IV - Украинского кристаллического щита и его осадочного чехла, V - Горного Крыма и эпигерцидской платформы равнинного Крыма VI - Донбасса

